

**ГЕОЛОГИЯ
СОВЕТСКОЙ
АРКТИКИ**

ГОСГЕОЛТЕХИЗДАТ

ТРУДЫ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ
АРКТИКИ
МИНИСТЕРСТВА ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР СССР

ТОМ 81

ГЕОЛОГИЯ СОВЕТСКОЙ АРКТИКИ

Под общей редакцией
Ф. Г. МАРКОВА и Д. В. НАЛИВКИНА



ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЕ НЕДР СССР
МОСКВА 1957

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
В. Д. Дибнер. Геологическое строение Земли Франца-Иосифа	11
В. Д. Дибнер. Геологическое строение острова Виктории	21
К. К. Демочкидов, Б. С. Романович, Ю. С. Бушканец, Г. Д. Беляков. Геологическое строение островов Новой Земли и острова Вайгач	23
А. М. Иванова, В. И. Устрицкий, Ю. Е. Молдавандцев. Геологическое строение Полярного Урала и Пай-Хоя	58
В. Д. Дибнер. Геологическое строение островов Центральной части Карского моря	97
В. Н. Соколов. Геологическое строение северной части Западно-Сибирской низменности	105
Б. В. Ткаченко, М. И. Рабкин, К. К. Демочкидов, В. А. Вакар, А. Л. Гроздилов, Е. Л. Бутакова, С. А. Стрелков. Геологическое строение северной части Средне-Сибирского плоскогорья.	133
В. Н. Сакс, И. С. Егорова. Геологическое строение западной части Северо-Сибирской низменности (Таймырской низменности)	243
Н. А. Сягаев. Геологическое строение восточной части Северо-Сибирской низменности (Лено-Анабарское междуречье)	290
Ф. Г. Марков, М. Г. Равич, В. А. Вакар. Геологическое строение Таймырского полуострова	313
Б. Х. Егизаров. Геологическое описание архипелага Северной Земли	388
И. П. Атласов. Геологическое строение северной части Верхоянского хребта.	424
В. М. Лазуркин. Геологическое строение района нижнего течения реки Лены (Ленская впадина)	461
М. Ф. Лобанов. Геологическое строение Новосибирских островов	484
М. Ф. Лобанов. Геологическое строение островов Врангеля и Геральда	504

Техн. редактор *О. А. Гурова*

Корректор *К. С. Бржеская*

Сдано в набор 6/V 1957 г.
Формат бумаги 70×108¹/₁₆
Тираж 5000 экз.

Печ. л. 44,5+карта.
Т-07892

Бум. л. 16,25
Зак. 671.

Подписано в печать 6/IX 1957 г.
Уч.-изд. л. 46,1+карта
Цена 37 р.

ПРЕДИСЛОВИЕ

За прошедшее 40-летие Советской власти геологическое изучение обширных заполярных пространств Советского Союза далеко продвинулось вперед. За такой ограниченный промежуток времени нашими геологами-полярниками были проведены исследования во всех районах Советской Арктики. К настоящему времени не осталось неизведанных территорий — «белых пятен», которые представляли преобладающую площадь Крайнего Севера на прежних геологических картах.

Так, вся рассматриваемая территория Советской Арктики, охватывающая материковую часть от Полярного Урала до Северного Верхоянья включительно и острова полярных морей, занята геологической съемкой в миллионном и частично в более крупном масштабах. Весьма широко геологические исследования были развернуты по окончании Великой Отечественной войны, когда вновь в планомерном порядке стали направляться крупные экспедиции и геологические партии для систематического изучения незаснятых площадей.

Исследователями было добыто огромное количество нового фактического материала, который существенно, а порою коренным образом изменяет прежние представления о геологическом строении арктической территории. Богатые сборы разнообразных органических остатков послужили серьезным обоснованием для более дробного стратиграфического расчленения осадочных толщ, которые ранее нередко считались немymi, либо не поддающимися разделению. Соответственно более четко определились возрастные границы отдельных этапов тектонической и магматической деятельности в различных районах Советской Арктики. Применение же при геологическом картировании таких методов, как аэрофотосъемка, геофизические исследования и др., позволило более надежно выявить геологическое строение местности не только с поверхности, но и на глубину. Результаты геологических исследований получились весьма ощутимыми, когда стала использоваться более совершенная картографическая основа.

Имеющиеся материалы указывают, что в пределах рассматриваемой территории к наиболее древним образованиям следует относить породы, слагающие Анабарский щит, располагающийся в центральной части северной окраины Средне-Сибирского плоскогорья. Здесь вскрываются различные по составу гнейсы и кристаллические сланцы архейского возраста. Несмотря на глубокую степень метаморфизма, дислоцированность и гранитизацию пород, представилось возможным выделить в их составе четыре самостоятельные толщи (серии), связанные последовательными переходами между собой. Они включают интрузии гранитов, анортозитов и ультраосновных пород.

Протерозойские отложения распространены более широко. Они развиты на северном побережье Таймыра, на архипелаге Северная Земля (о. Большевик, восточное побережье о-ва Октябрьской Революции и

юго-восточная оконечность о-ва Комсомолец) и на о-вах Известия ЦИК. Протерозойские породы обнажаются и на некоторых участках северной части Средне-Сибирского плоскогорья, в частности по его западной окраине — в долине р. Енисей (о. Плахинский и в устье р. Черной недалеко от г. Игарки), а также на северо-востоке — в бассейне р. Солооли, приуроченной к междуречью низовьев Оленека и Лены. Вероятно, протерозойский возраст имеет и гнейсово-амфиболитовый комплекс на Полярном Урале, слагающий осевую часть антиклиналия.

Наиболее полный разрез протерозойских отложений установлен на северном побережье Таймыра. Здесь в составе протерозойских образований достаточно четко выделяются два комплекса дислоцированных пород. Более древний — нижнепротерозойский — состоит из разнообразных гнейсов и кристаллических сланцев, заключающих интрузии метаморфизованных основных пород, гнейсовидных и двуслюдяных гранитов. Верхнепротерозойский комплекс состоит из хлорито-серицитовых и серицито-кварцевых сланцев, кварцитов, метаморфизованных песчаников и карбонатно-глинистых сланцев с линзами и отдельными горизонтами мраморизованных известняков и доломитов. В основании разреза залегают метаморфизованные основные лавы и их туфы, а сверху — покровы фельзит-порфиров и альбитофинов. Присутствуют интрузии метаморфизованных основных пород и катаклазированных гранитов. Как нижнепротерозойский, так и верхнепротерозойский комплексы расчленены на ряд свит, имеющих достаточно четко выраженные литологические составы.

Вопрос о синийских отложениях еще не нашел своего окончательного разрешения. В настоящее время имеются основания пока выделять отложения этого комплекса лишь в северной части Средне-Сибирского плоскогорья. К ним относятся отложения, подстилающие фаунистически охарактеризованные породы алданского яруса нижнего кембрия и с угловым несогласием лежащие на архейских породах вокруг Анабарского шита и в Оленеком поднятии, приуроченном к междуречью низовьев Оленека и Лены. Выделяют две свиты: нижнюю, представленную преимущественно терригенными отложениями, и верхнюю, слагающуюся карбонатными породами. Синийские отложения включают остатки различных водорослей, а также группу новых спор, не свойственных кембрийским и протерозойским породам.

В пределах рассматриваемой территории Советской Арктики кембрийские отложения участвуют в геологическом строении всех складчатых областей и Сибирской платформы. Они же установлены и на о-вах Полярного бассейна (о. Беннета архипелага Де-Лонга и на о. Врангеля).

В складчатой области, охватывающей Полярный Урал, Пай-Хой, Вайгач и Новую Землю, отложения кембрия имеют ограниченное распространение. Фаунистически охарактеризованные песчаники и сланцы среднего и верхнего отделов известны только на Новой Земле, тогда как на Пай-Хое и Полярном Урале к кембрию предположительно отнесена толща измененных осадочных пород, подстилающая ордовикские отложения.

В Таймырской складчатой области, в состав которой входят горная часть Таймырского полуострова и архипелаг Северная Земля, отложения кембрийской системы представлены более широко. Так, на Таймырском полуострове на протерозойских породах залегают несогласно мощная терригенно-карбонатная толща кембрийского возраста. В ее составе выделяют отложения всех трех отделов, но фауна обнаружена пока лишь в среднекембрийских породах. На архипелаге Северная Земля кембрийские отложения имеют иной облик. Они представлены терригенной толщей меньшей мощности. Органические остатки дают основания выделять здесь отложения всех трех отделов.

В Верхоянской складчатой области, включающей хребет Орулган, Хараулахские горы и кряж Чекановского, кембрийские отложения развиты лишь в северной части Хараулахских гор, где они представлены мощной карбонатной толщей. Породы заключают остатки фауны нижнего, среднего и верхнего кембрия.

На территории северной окраины Сибирской платформы, расположенной в пределах Средне-Сибирского плоскогорья, кембрийские отложения слагают обширное поле в ее восточной части — вокруг Анабарского щита, а также обнажаются на северо-востоке в Норильском районе. Они представлены преимущественно доломитами и известняками. Многочисленные находки остатков трилобитов в восточной части платформы позволили выделить отложения не только всех трех отделов, но и установить более дробные стратиграфические подразделения. В Норильском районе выявлены отложения только среднего и верхнего отделов кембрия.

Ордовикские отложения распространены широко. Они известны на Новой Земле, преимущественно в ее восточной части, где представлены терригенными породами, которые в районе пролива Карские Ворота частично замещаются туфогенными образованиями. На о. Вайгач ордовикские отложения слагаются в основном карбонатными породами. Аналогичные породы имеются на площади западных окраин Пай-Хоя и Полярного Урала, тогда как в их восточной зоне к ордовику относится толща карбонатных, песчано-глинистых и вулканогенных пород.

В северной части Таймырской складчатой области — архипелаге Северная Земля — ордовикский возраст имеет мощная терригенно-карбонатная толща. В южной же части области — на Таймырском полуострове — ордовикские отложения представлены главным образом известняками и доломитами, заключающими остатки разнообразной фауны.

Карбонатные породы ордовикской системы также обнажаются в Хараулахских горах, т. е. в пределах Верхоянской складчатой области. Значительную площадь занимают ордовикские отложения в восточной и западной частях северной окраины Средне-Сибирского плоскогорья (Сибирской платформы). Здесь имеются разнообразные по составу породы, главным образом пестроцветные известняки, мергели и доломиты, иногда обогащенные терригенным материалом.

Ордовикские отложения установлены также на о. Беннета архипелага Де-Лонга, где слагаются песчаниками и сланцами. Породы ордовикского возраста, по-видимому, имеются и на о. Врангеля, но их пока не представляется возможным отделить от более древних образований.

Силурийские отложения распространены на обширной площади. Присутствие их установлено на Новой Земле; в карбонатной фации на западном побережье и в терригенной — на восточном побережье. Преимущественно карбонатные отложения силура также развиты на о. Вайгаче и на всем протяжении западной зоны Пай-Хоя и Полярного Урала, тогда как на восточных окраинах двух последних горных районов они уступают место терригенной толще, которая на Полярном Урале частично замещается кислыми и основными эффузивами.

Силурийские отложения известны на архипелаге Северная Земля, где они представлены известняками, иногда перемежающимися с песчаниками, сланцами и гипсами в верхней части разреза. На Таймыре к силуру относится довольно мощная толща разнообразных фаунистически охарактеризованных известняков, замещающаяся в районе полуострова Челюскина граптолитовыми глинисто-карбонатными сланцами.

В Хараулахских горах силурийский возраст имеют известняки, обнажающиеся в небольших участках.

Более значительно развиты силурийские карбонатные породы на о. Котельном архипелага Новосибирских островов.

На территории северной окраины Средне-Сибирского плоскогорья силурийские отложения прослеживаются как в западной, так и в восточной частях, где они выражены преимущественно карбонатными фациями. Стратиграфия этих отложений наиболее четко разработана для восточных районов.

Исследования последнего десятилетия убеждают нас в том, что девонские отложения имеют более значительное развитие, чем предполагалось ранее. Так, фаунистически охарактеризованные нижнедевонские карбонатные и терригенные породы установлены на Новой Земле, о. Вайгач, Пай-Хое, Полярном Урале, Таймыре, Северной Земле и на северной окраине Средне-Сибирского плоскогорья. По-видимому, нижнедевонский возраст также имеет нижняя часть разреза соленосной толщи в Хатангском районе, формирование которой закончилось уже в среднем девоне.

Отложения среднего и верхнего отделов девона распространены не только в пределах складчатых областей, но установлены и на северной окраине Сибирской платформы. Они состоят из карбонатных и отчасти карбонатно-терригенных пород. Однако в западной части Полярного Урала они частично замещаются вулканогенными образованиями. В течение верхнего девона и, возможно, среднего девона на о. Котельном архипелага Новосибирских островов отлагались карбонатные породы.

Отложения каменноугольной системы, особенно нижнего отдела, развиты примерно в тех же районах, где и средне- и верхнедевонские породы. Карбонатные породы нижнекаменноугольного возраста установлены на Новой Земле, о. Вайгач, Пай-Хое, Полярном Урале, Таймырском полуострове, Северном Верхоянье и по периферии Средне-Сибирского плоскогорья. Последовавшие тектонические движения обусловили резкое сокращение и обмеление морских бассейнов к концу каменноугольного периода. Создаются условия для накопления терригенных образований на большой площади рассматриваемой территории.

Пермские отложения представлены мощными толщами песчано-глинистых пород, среди которых местами присутствуют в незначительном количестве карбонатные породы. Они имеются на Новой Земле, Пай-Хое, Полярном Урале, Таймырском полуострове, Средне-Сибирском плоскогорье, кряже Прончищева, хребте Чекановского, Хараулахских горах, хребте Орулган и, возможно, на Новосибирских островах. Стратиграфия этих отложений наиболее четко выявляется на Таймырском полуострове, где обнаружены породы с обильными растительными отпечатками, перемежающиеся с фаунистически охарактеризованными отложениями. В этот период происходило интенсивное угленакпление на Пай-Хое, Полярном Урале, Таймырском полуострове, в северной части Средне-Сибирского плоскогорья. В пределах же Северо-Сибирской низменности были условия, благоприятные для нефтеобразования, как вероятно и в северной части Западно-Сибирской низменности.

К началу мезозойской эры в палеогеографии Советской Арктики произошли значительные изменения.

В триасовый период накопление терригенных толщ происходит главным образом в пределах Верхоянской геосинклинали, окаймлявшей с северо-востока и востока Сибирскую платформу. На территории последней, как, вероятно, отчасти и на Таймыре, продолжался процесс траппового вулканизма. По-видимому, триасовый возраст имеет самая верхняя часть терригенной толщи, в основном относимой к перми, обнажающаяся на западном склоне Полярного Урала, а также, вероятно, самые низы разреза отложений на Земле Франца-Иосифа. Триасовые отложения установлены на Новосибирских островах и на о. Врангеля. Характерно, что в восточной части Северо-Сибирской низменности (на Лено-Хатангском междуречье) триасовые отложения содержат нефтепроявления.

Юрские отложения развиты преимущественно в пределах северной части Западно-Сибирской низменности, в Северо-Сибирской низменности (Таймырской и Лено-Хатангской низменностях) и в Ленской впадине, где они находятся на различной глубине под покровом вышележащих пород и обнажаются лишь в периферийных зонах, простирающихся вдоль складчатых сооружений и по краю Сибирской платформы. Помимо того, юрские терригенные отложения установлены на островах архипелага Земли Франца-Иосифа. Ими же слагаются весьма ограниченные участки на северо-восточной окраине Таймырского полуострова на Северной Земле и в Северном Верхоянье. Повсеместно они представлены песчано-глинистыми породами, содержащими остатки разнообразной фауны. Наиболее полные разрезы юрских отложений были изучены по данным скважин, пробуренных в низовьях р. Енисея и на участке нижних течений рек Хатанга и Анабар, где констатированы породы всех трех отделов.

Меловые отложения распространены повсеместно в пределах Западно-Сибирской низменности, Северо-Сибирской низменности и в Ленской впадине, также на островах полярных морей (Земля Франца-Иосифа, острова Карского моря, Новосибирские острова). Они перекрыты главным образом только четвертичными осадками. Нижняя часть нижнемеловых отложений сложена слабо сцементированными песчано-глинистыми породами, содержащими остатки морской фауны. Выше залегает угленосная песчано-глинистая толща, верхние горизонты которой частично принадлежат уже к верхнему мелу. В тех местах, где установлены верхнемеловые отложения (Западно-Сибирская низменность, Северо-Сибирская низменность), отмечается, что низы их разреза слагаются морскими песчано-глинистыми образованиями, а сверху — отложениями континентального происхождения, заключающими прослой и пласты лигнитов. Многочисленные материалы, полученные при бурении в низовьях рек Енисея и Хатанги, позволили разработать для этих районов довольно детальную стратиграфию меловых отложений.

Третичные отложения появляются на поверхности лишь в Западно-Сибирской низменности и в одном пункте Северо-Сибирской низменности, на Новосибирских островах, на Северной Земле, в северной части Хараулахских гор и на равнине, простирающейся вдоль побережья моря Лаптевых. Преобладают палеогеновые песчано-глинистые отложения. В Западно-Сибирской низменности в разрезе этих отложений присутствуют опоки и диатомиты, а на Новосибирских островах палеогеновые отложения являются угленосными, как и на побережье моря Лаптевых. Отдельные выходы неогеновых отложений известны в пределах низменности к западу от р. Анабар. По-видимому, третичный возраст имеют туфобрекчии, встречающиеся на северо-восточном склоне Пай-Хоя.

Четвертичные отложения развиты повсеместно. Они образуют значительной мощности покров в Западно-Сибирской низменности, Северо-Сибирской низменности и отчасти в пределах Ленской впадины. Достаточно широко распространены четвертичные отложения и на островах Полярного бассейна. В естественных обнажениях наблюдаются преимущественно верхние горизонты четвертичной толщи. Самые древние образования вскрыты лишь буровыми скважинами. В результате последовательного и всестороннего изучения четвертичных отложений для них была разработана детальная стратиграфическая шкала. Выделяются отложения нижнего, среднего, верхнего и современного отделов четвертичной системы, которые в свою очередь расчленяются по своему происхождению на ряд генетических типов, находящихся между собой в определенных стратиграфических соотношениях.

Новые и уточненные стратиграфические данные послужили более надежными критериями при определении тектонического построения территории Советской Арктики. Было выяснено, что в создании общего

плана распределения палеозойских геосинклиналей существенное значение имела не только Сибирская платформа, но и платформа, располагавшаяся на месте ныне существующего Карского моря. Наличием последней были обусловлены особенности строения Урало-Пайхойско-Новоземельской и Таймырско-Североземельской складчатых областей.

Геологические данные, а также геофизические наблюдения в северной части Западно-Сибирской низменности со всей очевидностью доказывают, что складчатые структуры Полярного Урала, постепенно поворачивая, находят свое продолжение в складчатых структурах Пай-Хоя и Новой Земли.

К настоящему времени накопилось много данных, позволяющих восстановить в общем виде процесс формирования Таймырской и Верхоянской складчатых областей и определить во времени их соотношения с Сибирской платформой. Что касается вопроса о связях Таймырской и Уральской складчатых областей, то он не нашел еще однозначного разрешения, так как пока не полностью расшифровано глубинное строение Западно-Сибирской низменности.

Несомненно, что на территории Советской Арктики происходили многообразные тектонические движения в различные этапы времени, определившие современное ее структурное построение. Проявление докембрийских складчатых движений устанавливается в северной части Средне-Сибирского плоскогорья (Анабарский щит), на Таймыре, Северной Земле и Полярном Урале. Складчатые движения салаирского цикла совершались на Полярном Урале, Северной Земле, Северном Верхоянье и, возможно, на Таймыре. Каледонский цикл складчатости отразился на Новой Земле, Северной Земле, Таймыре, Северном Верхоянье и о. Врангеля. Складчатые движения варисийского цикла происходили на Новой Земле, Пай-Хое, Полярном Урале, Таймыре, Северном Верхоянье и Новосибирских островах. Древнекембрийская складчатость проявилась в Северном Верхоянье, а также в районе, примыкающем с юго-востока к Таймырскому полуострову и, возможно, на о. Врангеля. Складчатые движения альпийского цикла находят свое отражение в Северном Верхоянье, на Новосибирских островах и на площади Северо-Сибирской низменности.

Намечаются также отдельные этапы в развитии магматической деятельности. С наиболее древним из них — архейским — связаны кислые и основные интрузии Анабарского щита. Весьма энергично протекала магматическая деятельность в протерозое. В частности, в нижнем протерозое образовались кислые и основные интрузии на Таймыре, а в верхнем протерозое произошло формирование интрузии и эффузии кислого и основного составов на Таймыре, Северной Земле и Полярном Урале. Довольно интенсивная эффузивная деятельность развивалась в кембрии и ордовике на Северной Земле и Полярном Урале, а также отчасти в ордовике на Новой Земле. В силуре продолжалось излияние основных и кислых эффузивов на Полярном Урале. В конце силура, либо в начале девона, происходит внедрение кислых интрузий на Таймыре и, возможно, на Новой Земле.

В конце девонского периода возобновляется вулканическая деятельность на Полярном Урале и Новой Земле, здесь появляются основные эффузивные породы. Особенно сильно проявляется вулканизм в конце палеозоя — начале мезозоя. В течение этого времени на всем протяжении от Средне-Сибирского плоскогорья до Таймыра включительно изливалось огромное количество лав и внедрялись интрузии траппового комплекса. Такого же состава породы появились в Северном Верхоянье, главным образом в начале мезозоя. В незначительном количестве основные эффузивы изливались в начале верхней перми на Пай-Хое. На Новой Земле в верхнем карбоне и в верхней перми внедрялись кислые ин-

трузии. В более поздние этапы магматическая деятельность происходила в меньших масштабах. Так, в Северном Верхоянье, на границе триаса и юры произошло излияние кислых эффузивов, а в конце мела внедрение кислых интрузий. На Таймыре в мезозое образовались малые интрузии субщелочных гранитоидов. На архипелаге Земли Франца-Иосифа в мелу сформировалась толща основных эффузивов. На Пай-Хое в третичном периоде происходило накопление туфогенных образований.

Изучение всей массы магматических пород дало много нового для познания закономерностей их образования, а также позволило установить присутствие типов пород, ранее не известных не только в Арктике, но и на остальной территории СССР.

Все указанные выше особенности геологического строения территории Советской Арктики отражены в предлагаемом научном труде. В нем принято географическое районирование для рассматриваемой территории, поскольку оно почти совпадает с геолого-структурным районированием и дает ряд преимуществ для целостной характеристики геологического строения общеизвестных регионов Советской Арктики.

В создании настоящей работы принимали участие сотрудники Научно-исследовательского института геологии Арктики, в течение многих лет непосредственно проводившие геологические исследования в арктических областях СССР.

Все региональные очерки, вошедшие в предлагаемую работу, построены по единому плану. Они начинаются с изложения общих сведений об описываемой территории и степени ее геологической изученности. Далее приводятся краткие сведения о рельефе рассматриваемого региона. В разделе «Стратиграфия» с возможной подробностью описываются отложения выделяемых стратиграфических подразделений с палеонтологическим обоснованием их возраста. В главе «Вулканизм» дается общая характеристика магматических пород с подразделениями их на возрастные и генетические группы, в связи с которыми отмечаются проявления процессов метаморфизма. В главе «Тектоника» рассматриваются особенности структурного строения региона и восстанавливаются в общем виде история его развития, изменения структурного плана и процессов магматической деятельности. В последней части «Полезные ископаемые» сообщаются лишь данные о геологических предпосылках, определяющих возможное размещение различных видов полезных ископаемых в пределах рассматриваемой территории.

Общее редактирование работы произведено Ф. Г. Марковым и Д. В. Наливкиным.

Прилагаемая к работе геологическая карта масштаба 1 : 2 500 000 охватывает обширную территорию Советской Арктики от Уральского до Верхоянского хребта. При ее составлении были учтены все имеющиеся новые материалы по исследованиям на 1956 г. Авторами-составителями этой карты являются: И. П. Атласов, К. К. Демочкидов, В. Д. Дибнер, Б. Х. Егизаров, А. М. Иванова, М. Ф. Лобанов, Ф. Г. Марков, М. И. Рабкин, М. Г. Равич, В. Н. Сакс, В. Н. Соколов, Б. В. Ткаченко и В. И. Устрицкий. Макет оригинала карты выполнен Т. Н. Забурдиной.

Геологическая карта составлена на географической основе того же масштаба, созданной сотрудниками картографо-геодезического отдела Института геологии Арктики под руководством Р. П. Васильева. В качестве математической основы географической карты принята разработанная В. В. Каврайским коническая равнопромежуточная проекция, сохраняющая длины вдоль параллелей с широтами 66—77°, т. е. в пределах преобладающей площади карты. Данная географическая карта существенно отличается от всех ранее опубликованных карт для этой части территории Советской Арктики. Она более совершенна и не имеет крупных недостатков, присущих ранее опубликованным картам, из-за

которых в северных районах СССР в значительной степени искажались геологические границы.

В настоящем труде обобщены все достижения исследовательских работ большого коллектива геологов-полярников по геологическому изучению обширных, ранее почти неведомых пространств Арктики за прошедшее сорокалетие Советской власти. Работа включает много новых данных, которые существенно изменяют наши прежние представления о геологическом строении Советской Арктики и тем самым расширяют наши общие познания о геологии Советского Союза.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ ФРАНЦА-ИОСИФА

ВВЕДЕНИЕ

Архипелаг Земли Франца-Иосифа состоит из многочисленных сравнительно мелких островов, расположенных в западном секторе Советской Арктики между $79^{\circ}47'$ (о. Ламон) — $81^{\circ}51'$ (мыс Флигели) с. ш. и $45^{\circ}59'$ (мыс Мэри Гармсуорт) — $65^{\circ}16'$ (мыс Олни) в. д. Здесь насчитывается около 130 островов.

Еще в 1865 г. нашим соотечественником Н. Г. Шиллингом были высказаны научно обоснованные предположения о существовании суши на севере Баренцова моря. Этот прогноз был подтвержден австро-венгерской экспедицией, открывшей в 1873 г. в этом районе целый архипелаг островов.

Весной 1874 г. австро-венгерская экспедиция впервые обследовала восточную часть архипелага и собрала, в частности, первые сведения о геологическом строении этих отдаленных островов.

Из более поздних исследований до советского этапа заслуживают упоминания следующие.

1. Данные английской экспедиции Ли-Смита (1880—1882 гг.) и Джексона (1894—1897 гг.).

2. Наблюдения Ф. Нансена (1895—1896 гг.).

3. Наблюдения В. Вебера (1901 г.) — участника третьего заполярного плавания «Ермака» — и М. А. Павлова (1913—1914 гг.) — участника экспедиции Г. Я. Седова.

В 1926 г. декретом Совета Народных Комиссаров архипелаг Земли Франца-Иосифа был включен в состав Советского Союза, после чего в 1928 г. в бухте Тихой о. Гукера, а в 1932 г. на мысе Столбовом о. Рудольфа были основаны полярные станции. В период 1928—1934 гг. на архипелаге работали научные сотрудники Арктического института И. М. Иванов, Н. П. Лупанова, Р. Л. Самойлович и Т. Н. Спижарский. Результаты их работы изложены в ряде статей. Помимо того, Т. Н. Спижарский составил обобщающую сводку по геологическому строению архипелага.

После почти 20-летнего перерыва геологические исследования на Земле Франца-Иосифа были возобновлены в 1953 г. экспедицией Института геологии Арктики. При этом были развернуты геолого-съёмочные работы, проводившиеся на базе аэрофотосъёмки и с использованием авиации как в транспортных целях, так и для аэровизуальных наблюдений. На основе обработки материалов этой экспедиции, а также ревизии литературных данных В. Д. Дибнером было сделано новое описание геологического строения Земли Франца-Иосифа. Основные положения этого труда излагаются в настоящей записке.

КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ РЕЛЬЕФА

Архипелаг Земли Франца-Иосифа является частью крупной островной цепи, протягивающейся вблизи границы Евразийского шельфа с Центральным Полярным бассейном.

Все 132 острова архипелага занимают около 360 км по широте и около 230 км по долготу. Общая площадь их достигает 16 510 км², из которых 14 355 км² (87%) покрыто континентальными льдами. Пролиты архипелага имеют в ширину от сотен метров до нескольких десятков километров и глубину местами до 400—600 м, что намного превышает глубину окружающей части шельфа.

Коренной рельеф островов представлен типичными плато высотой от 50—100 до 400—500 м, которые зачастую расчленены многочисленными цирками и троговыми долинами. Последние обычно полупогребены под покровными льдами, а в приустьевых частях затоплены морем. На подавляющем большинстве островов свободны от льда только отдельные мысы и нунатаки, имеющие платообразную, реже конусообразную или гребнеобразную формы. Весьма характерными элементами рельефа восточных островов являются отчетливо отпрепарированные гребни даек. Иногда они прослеживаются и под ледяным покровом, который в этих местах образует отчетливый перегиб, и по дну проливов. В частности, такими гребнями являются так называемые горы Вюллера-сторфа — нунатаки острова Земли Вильчека, к которым приурочена одна из наивысших абсолютных отметок архипелага. Острова и разделяющие их проливы, а также отдельные бухты имеют угловатые очертания, определяющиеся в основном северо-западным, северо-восточным и отчасти меридиональным простираниями, что связано с особенностями тектонического строения архипелага и молодыми движениями на его территории.

Современное оледенение на большинстве островов относится к полупокровному (шпицбергенскому) и покровному (островному) типам. При этом наиболее характерными для архипелага являются такие формы ледяных покровов, которые в той или иной степени отражают рельеф ложа. Благодаря этому обычно правильные куполообразные ледники приурочены только к центральным нерасчлененным частям плато отдельных островов. По периферии эти ледяные купола окаймлены континентальными льдами, поверхность которых отражает неровности коренного рельефа. Это обуславливает на отдельных участках существование ледяных покровов, сползающих по трогообразным долинам в море. Наряду с покровными льдами на свободных от них участках суши достаточно часто встречаются орографические ледники: каровые и особенно ледники подножий, образующиеся в основном за счет перевывания снега с ледяных куполов. Ледники подножий зачастую сливаются с покровными льдами и при этом иногда образуют шельфовые ледники, далеко выдвигающиеся за пределы суши. Наши наблюдения показывают, что на островах Земли Франца-Иосифа общий для всей Арктики процесс деградации оледенения нарушается современным наступанием покровных ледников, перекрывающих ныне даже молодые террасы и современные пляжи. Это связано, по-видимому, с первым этапом потепления климата района, когда повышаются только зимние температуры и одновременно (в связи с усилением циклонической деятельности) увеличивается количество твердых осадков.

• СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении архипелага принимают участие нерасчлененные континентальные отложения верхнего триаса (рэта) — нижней юры, морские отложения среднего и верхнего отделов юрской системы, вулканогенные образования нижнемелового возраста, а также четвертич-

ные отложения, представленные главным образом морскими и ледниковыми фациями.

Мезозойская толща прорвана секущими и пластовыми интрузиями основных пород, часть которых внедрилась еще на границе нижней и средней юры, а другая — в поздне- или в посленижнемеловое время.

ВЕРХНЕТРИАСОВЫЕ И НИЖНЕЮРСКИЕ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Эти отложения представлены в нижней трети разреза песчаниками, алевролитами и арпиллитами, переслаивающимися между собой. Выше они сменяются песчанистыми породами, которые слагают всю остальную часть разреза этой континентальной толщи. Для них характерно переслаивание косослоистых олигомиктовых песков и песчаников, содержащих угольную крошку и пиритовые конкреции. Здесь же встречаются прослои и линзы полимиктовых галечников и конгломератов, глин и глинистых сланцев, иногда битуминозных сланцев, а также пласты лигнита мощностью до 1,0 м. По характеру слоистости отложения рэт-лейаса следует относить к дельтовым.

Органические остатки в данной толще представлены только редкими и плохими отпечатками листовой флоры, известными по сборам экспедиции Джексона 1894—1897 гг. с мыса Стивена. Этот материал вызвал в свое время противоречивые суждения о возрасте указанных остатков. Наиболее компетентное мнение по этому вопросу принадлежит известному палеоботанику Натгорсту, указавшему, что данные отпечатки листьев весьма сходны с рэтической флорой Шпицбергена. Последнее предположение хорошо согласуется с данными палинологического анализа, произведенного Н. А. Первунинской из образцов песков, собранных В. Д. Дибнером в 1953 г. на о. Грейам-Белл. Н. А. Первунинская описала споры из семейства *Matoniaceae*, а также пыльцу *Bennettitales grandis* К.-М. и *B. media* Bolsh., встречающуюся обычно в верхах триаса и низах юры, и другие формы, имеющие более широкий возрастной диапазон.

Рэт-лейасовый возраст континентальной толщи архипелага подтверждается еще и тем, что в ряде пунктов (острова Нортбрук, Гукера, Альджер) последняя перекрывается средне- и верхнеюрскими морскими отложениями, низы которых на мысе Флора (о. Нортбрук) относятся к аалену. Дополнительным доказательством рэт-лейасового возраста рассматриваемых отложений может служить также их сходство с заведомо рэт-лейасовыми угленосными осадками Шпицбергена, о. Медвежьего, Земли Джексона (Гренландия) и некоторых других районов.

Максимальная видимая мощность отложений рэт-лейаса равна 300 м.

Особый интерес представляет анализ вещественного состава конгломератов и галечников. Последние содержат обломки кварца, кварцитов, гранитоидов, метаморфических сланцев, доломитов и известняков с верхнепалеозойской фауной и других пород, изучение которых показало, что область их сноса была по своему геологическому строению весьма сходна со Шпицбергом и располагалась к западу и юго-западу от архипелага. О последнем в частности говорит найденный обломок угля, типа девонских липтобиолитов, сходных по заключению Е. С. Корженевской с аналогичными углями о. Медвежьего.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

На Земле Франца-Иосифа известно только несколько выходов морских отложений среднего и верхнего отделов. Они расположены в южной части архипелага (острова Нортбрук, Белл, Гукера и Альджер), где с угловым несогласием залегают на отложениях рэт-лейаса.

Средний отдел

Среднеюрские отложения достоверно известны только на мысе Флора, о. Нортбрук. Разрез их слагается внизу оскольчатými алевролитами с остатками фауны. Отсюда В. И. Бодылевским были определены ааленские формы *Oxytoma inaequivalve* Sow. var. *kelimiarense* Bodyl. (очень близкая к форме, которую И. Помпецкий назвал *Pseudomonotis jacksoni* Romp.), *Pecten (Variamussium) olenekit* Bodyl. (аналогичный виду *P. aff. pumilus* Lam.) *Belemnites (Hastites)* sp. indet. Из этих же алевролитов Г. П. Сосипатрова определила микрофауну *Ammodiscus infimus* (Strickl.), *Cristellaria* ex gr. *protracta* Vogelm., *C.* ex gr. *mironovi* Dain, *C. aff. nordwikensts* Mjatl. По ее мнению, названная микрофауна указывает на верхний лейас — низы аалена. Этот вывод не противоречит макрофаунистическим данным. Видимая мощность отложений 3 м.

Судя по данным Ф. Нансена, где-то вблизи описанного обнажения в цоколе этой же террасы, в интервале 7—10 м от уровня моря, вскрываются несколько более молодые слои, по-видимому, непосредственно лежащие на описанных выше породах. Они представлены глинами, которые содержат многочисленные песчано-мергелистые конкреции. Порода переполнена обломками фауны, среди которой И. Помпецкий определил *Lingula beani* Phill., *Discina reflexa* Sow., *Pseudomonotis jacksoni* Romp., *Belemnites* cf. *beurichi* Opp. По его мнению, эта фауна принадлежит нижнему байосу, но, по современным представлениям, она указывает на аален. Общая видимая мощность отложений 6 м. Выше, над осью на высоте от 113 до 137 м над уровнем моря, Ф. Нансеном и Р. Кетлицем наблюдались более молодые отложения. Они представлены горизонтально слоистыми глинами, переполненными фосфоритовыми конкрециями и обломками песчанистого мергеля. В этих породах Ф. Нансен нашел остатки фауны, которая была первоначально описана И. Помпецким, а впоследствии переопределена Л. Спэтом. Последний установил формы аммонитов *Arctocephalites koettlitzii* Romp., *A. pilaeformis* Spath, *A. arctica* Spath, *A. ellipticus* Spath. Л. Спэт пришел к заключению, что рассматриваемая фауна указывает на батский ярус средней юры, с чем соглашается и В. И. Бодылевский. Видимая мощность глин 24 м.

Общая мощность отложений средней юры составляет не менее 130 м.

Среднеюрские отложения предположительно выделяются нами, вслед за Т. Н. Спизарским, также на о-вах Белл и Альджер.

Верхний отдел

Наиболее полный разрез верхнеюрских отложений известен на мысе Медвежьем о. Гукера. Здесь, согласно наблюдениям Р. Л. Самойловича, в основании разреза лежат желто-бурые пески с прослоями глинистых сланцев, заключающими многочисленные кремнистые и сферосидеритовые конкреции. Эти отложения содержат богатую фауну аммонитов и белемнитов, среди которой В. И. Бодылевский определил форму нижнего келловея *Arcticoceras ishmae* Keys., также *Cadoceras nanseni* Romp. и *Quenstedticeras keyserlingi* Sok., указывающие на зону *Peltoceras athleta* верхнего келловея, и *Quenstedticeras* sp., предположительно указывающий на зону *Quenstedticeras lamberti* верхнего келловея.

К верхнему келловею В. И. Бодылевский относит также определенные им белемниты *Belemnites borealis* Ogb. и *B. panderi* Ogb. Такие же белемниты были обнаружены и в отложениях, слагающих перешеек у скалы Рубини, где Н. П. Лупановой был также найден аммонит *Macrocephalites* sp. indet., который, по заключению Н. И. Шульгиной, указывает на верхний бат—келловей, что, как мы видим, не противоречит осталь-

ным приведенным выше данным. На о. Гукера отложения верхнего келловея обнажаются также на мысе Седова, где на высоте 70—80 м над уровнем моря Т. Н. Спизарским был найден позвонок плезиозавра: *Peloneustes cf. philtarchus* (Seeley), относящегося, по заключению А. Н. Рябинина, к келловею.

На мысе Флора верхняя юра характеризуется отложениями верхнего келловея. Здесь на высоте 150—172 м над уровнем моря обнажаются глины с прослоями песчанистых конкреций, переполненных остатками фауны. По определению И. Помпецкого, последняя представлена формами *Pseudomononotis cf. ornati* Quenst., *Pecten lindströmi* Tullb., *P. cf. demissus* Newton?, *Limea cf. duplicata* Goldf., *Leda cf. nuda* Keys., *Parallelodon* («*Macrodon*») *stschourovskii* Rouill., *Cadoceras tscheffkinti* Orb., *C. stenolobum* (Keys.) Nik., *C. nanseni* Romp., *Belemnites subextensus* Nik. и *B. panderti* Orb. И. Помпецкий относил эту фауну к среднему келловею, но, по современным воззрениям, она присуща зонам *Quenstedticeras keyserlingi* и *Peltoceras athleta* верхнего келловея. Вблизи кровли описываемых отложений, перекрываемых нижнемеловыми базальтовыми покровами, Ф. Нансеном и Р. Кетлицем найдены в осыпи остатки аммонита *Quenstedticeras vertumnum* Sintz. На основании этой находки И. Помпецкий признал наличие отложений зоны *Peltoceras athleta* верхнего келловея, что, по современным воззрениям, соответствует зоне *Q. lamberti* верхнего келловея.

Юрские морские отложения известны и на о. Белл, где под базальтовой толщей залегают глины, содержащие остатки белемнитов. Это было обнаружено Грантом, участником экспедиции Ли-Смита. Белемниты нигде в литературе точно не описаны, но существует указание палеонтолога Этериджа о том, что их, по существовавшим в его время схемам, следует относить к оксфорду.

К юрским морским отложениям следует также относить песчанистые глины, пески, песчаники, обнажающиеся на о. Альджер на высотах 150—270 м над уровнем моря. В этих отложениях на высоте 175 м над уровнем моря Г. Горном были найдены белемниты, возраст которых им не указывается. Поскольку эти белемниты обнаружены в породах, перекрывающих континентальные отложения рэт-лейаса, они могут быть среднеюрскими или верхнеюрскими.

Таким образом, на Земле Франца-Иосифа верхнеюрские отложения достоверно представлены только осадками нижнего и верхнего келловея. Максимальная видимая мощность их 40 м.

Итак, в средне- и верхнеюрское время район архипелага явился ареной трех морских трансгрессий. Первая вторглась сюда в аалене, затопив огромную дельту, существовавшую здесь еще в самом начале этого века. Вторая трансгрессия имела место в бате. Последнее доказывается фосфоритностью осадков данного возраста. Вторая трансгрессия продолжалась и в келловее. Отложения среднего келловея, как и на Шпицбергене, из разреза выпадают. Третья трансгрессия произошла в верхнем келловее.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

Самым верхним членом разреза дочетвертичных отложений являются эффузивы и связанные с ними континентальные отложения нижнего мела, наиболее полно сохранившиеся в западной половине архипелага. Они сравнительно хорошо изучены на о-вах Гукера, Нортбрук и др. Породы залегают со стратиграфическим, а иногда и с угловым несогласием, на рэт-лейасовых и реже на келловейских отложениях. Это базальтовые покровы мощностью от 2 до 60 м каждый, разделенные местами прослоями континентальных отложений. Последние представлены гли-

нами, глинисто-углистыми сланцами, песками и песчаниками, содержащими обломки кремневой древесины, а также пластами бурых углей. Горизонты осадочных пород имеют обычно мощность от 0,5 до 10 м. Зачастую базальтовые покровы сменяют непосредственно друг друга. В таких случаях граница между ними маркируется по скоплениям кремневой древесины, приуроченной к основанию вышележащего покрова, миндалекаменной оторочкой нижележащего покрова, а иногда прослоями туфов и туффитов.

Эти отложения содержат большое количество растительных остатков: *Cladophlebis (Polypodites) arcticus* Prunada, *Ginkgo polaris* Nath., *G. reniformis* Heer, *G. sibirica* Heer, *G. haiburnensis* (L. et H.) Brongn., *Sphenobaiera horntana* Florin, *S. paucinervis* Florin, *Czekanowskia rigida* Heer, *Arctobaera fletti* Florin, *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Culgoberia mirabilis* Florin, *Stephanophyllum solmsi* (Seward) Florin, *Elatides curvifolia* (Dunk.) Nath., *Pityophyllum nordenskiöldi* Heer, *P. siaratschini* Heer, *P. longifolium* Heer, *Pityospermum maakiana* Heer, *Piceostrobus elegans* Jarm. (определения А. Натгорста, Р. Витфильда, В. Д. Принада, Р. Флорина, А. В. Ярмоленко). Кроме того, в межбазальтовых горизонтах и в основании самих покровов эффузивов весьма обычны обломки кремневой древесины *Pityoxylon eiggense* (With.) Kraus., *Cupressinoxylon juniperoides* Seward и др. (определения А. В. Ярмоленко и И. А. Шилкиной). Изучение отпечатков листьев позволило еще А. Натгорсту установить их родство с «верхнеюрской» флорой Шпицбергена, признанной впоследствии вельдской. В связи с этим В. И. Бодылевский, Т. Н. Слизарский и Р. Флорин отнесли к этому же времени и излияния базальтов Земли Франца-Иосифа. В пользу такого заключения, в частности, свидетельствует руководящая, по определению Р. Флорина, для готерив-баррема форма хвойного *Elatides curvifolia* (Dunk.) Nath.

В настоящее время в связи с общим прогрессом в изучении мезозойских флор Арктики появились дополнительные флористические доказательства нижнемелового возраста эффузивов Земли Франца-Иосифа. Так, Н. Д. Василевская считает, что такие формы, как *Podozamites gramineus* Heer, *Pityophyllum nordenskiöldi* Heer и др. встречаются только в заведомо нижнемеловых (готерив—альб) отложениях Арктики, например в низовьях р. Лены. Об этом же свидетельствуют и совсем недавно полученные данные палинологического анализа. В образцах несколько перемытого морем элювия песчаников, залегающих в кровле базальтового покрова Земли Александры, обнаружены споры и пыльца, которые, по заключению В. Д. Короткевич, относятся к апт-альбу.

Общая мощность нижнемеловых отложений достигает 200 м.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Четвертичные отложения на островах архипелага развиты очень незначительно. Среди них можно выделить следующие генетическо-возрастные типы (снизу вверх).

1. Верхнечетвертичные межледниковые морские отложения, характеризующиеся обычно только скоплениями плавника и остатками четвертичных ракушек на террасах, возвышающихся от 30 до 100 м над уровнем моря.

2. Морена верхнечетвертичного (зырянского) оледенения, приуроченная к аккумулятивно-эскарпационному рельефу, имеющему ориентировку, не зависящую от современных границ континентальных льдов и береговой линии островов. Зырянская морена сложена щебнисто-глыбовым и хрящево-суглинистым материалом; в ее составе присутствуют чуждые (для данного острова) валуны. Максимальная (видимая) мощность отложений 2,5 м.

3. Морские отложения современного отдела (пески, хрящ и сравнительно плохо окатанный более крупный материал), приуроченные к террасам высотой до 20—25 м. Эти отложения содержат остатки раковин *Astarte borealis* Chemn., *Mya truncata* L., *M. arenaria* L., *Balanus balanoides* L., *Neptunea borealis* Phill., а также кости морских животных и полуразложившиеся водоросли. Максимальная мощность этих отложений, выявленная на Земле Александры, равна 5,0 м.

5. Современные ледниковые и водно-ледниковые отложения образуют боковые, срединные и значительно реже фронтальные морены, сложенные суглинисто-щебневыми отложениями, и дресвяно-песчано-илистые осадки современных зандров и эфемерных приледниковых озер.

6. Современные аллювиально-озерные отложения представлены осадками той части еще только формирующейся гидросети, которая в отличие от зандровых потоков, имеет чисто снежное питание и поэтому образует отложения временных разливов, литологически весьма сходные с современными волно-ледниковыми отложениями.

ВУЛКАНИЗМ

Магматические породы архипелага представлены базальтовыми покровами, а также основными гипабиссальными интрузиями, внедрившимися в нижнемеловые базальтовые покровы и в подстилающие их более древние осадочные отложения.

Базальты покровов имеют достаточно выдержанный состав. В центральных частях покровов основная масса породы обладает интерсертальной или толеитовой структурой, которые в краевых фациях уступают место стекловатым разновидностям. Наряду с обычными для базальтов основными плагиоклазами и моноклинными пироксенами, в их составе присутствуют в несколько повышенном содержании (до 15%) рудные минералы: магнетит и титано-магнетит и иногда оливин (до 6—12%). Весьма характерно наличие во многих образцах ромбического пироксена: энстатита и бронзита (до 5%). Плагиоклазы как во вкрапленниках, так и в основной массе породы представлены всегда наиболее идиоморфными кристаллами, отличающимися обычно большой свежестью. Значительная масса вулканического стекла (до 50%) замещена палагонитом и идингсит-боулингитом, а также тонкодисперсными рудными минералами. Породы в верхних частях покровов имеют миндалекаменную текстуру. Миндалины выполнены кальцитом и цеолитом.

Туфы, изредка встречающиеся между нижними базальтовыми покровами, представляют собой темно-серые пористые, рассыпающиеся при ударе породы. По данным Н. П. Лупановой, они обычно состоят из округлых обломков (до 3,0 мм) палагонитового базальта, заключенных в витрокластической палагонитовой массе. Другая разновидность туфов состоит из обломков плагиоклазов, пироксенов и вулканического стекла с шарообразными пустотами, выполненными кальцитом.

Гипабиссальные интрузии представлены дайками северо-западного, северо-восточного и меридионального простираний мощностью от 2—7 до 100—150 м, либо силлами мощностью 2—70 м, а также еще более мощными (до 600 м) неокончательными телами (типа скалы Рубини). Петрографически породы гипабиссальных интрузий очень близки к базальтам покровов, имея один и тот же минералогический состав и отличаясь лишь по структуре. Особенно близки к базальтам покровов породы, слагающие маломощные дайки и силлы. В зависимости от степени раскристаллизации они имеют гиалиновую, гиалопилитовую и интерсертальную структуры основной массы. Центральные части более мощных даек и силлов слагаются породами с офитовой и габброфитовой структурами основной массы, свойственными долеритам и габбро-долеритам.

По петрохимическому составу магматические породы Земли Франца-Иосифа близки к траппам Сибири. От последних они отличаются несколько меньшей основностью плагиоклазов и более широким развитием ромбического пироксена, а также бóльшим содержанием палагонита.

На северном мысе о. Притчетта и мысе Брайс на о. Циглера нами наблюдалось несогласное залегание базальтовых покровов на рэт-лейасовых отложениях, смятых вместе с внедрившимися в них интрузиями. Аналогичные явления отмечались и Н. П. Лупановой на западном берегу о. Гукера и Ф. Нансеном на мысе Флора о. Нортбрук. Из приведенных данных следует, что если не все, то во всяком случае какая-то часть силлов и даек, обнажающихся среди рэт-лейасовых отложений, внедрились в них еще до излияния базальтов.

Магматическая деятельность на Земле Франца-Иосифа протекала в три этапа. В течение первого этапа на рубеже нижней и средней юры произошло внедрение сравнительно мощных долеритовых и габбро-долеритовых даек и силлов в рэт-лейасовые отложения. Затем в нижнемеловую эпоху последовали излияния базальтов, которым предшествовало общее поднятие района архипелага над уровнем моря, обусловившее сильный размыв юрских морских отложений. Вулканическая деятельность началась с извержений центрального типа, сопровождавшихся выбросами пирокластического материала. Их сменили трещинные излияния базальтовой магмы, охватившие всю территорию нынешнего архипелага. Как туфогенный материал, так и базальтовые покровы легли со стратиграфическим, а кое-где и с небольшим угловым несогласием на размытую поверхность нижнемеловой суши. Излияния базальтовых лав компенсировали происходившее одновременно погружение территории. Временами базальтовые извержения уступали место накоплению континентальных угленосных отложений. При этом откладывавшиеся аркозовые пески имели минералогический состав, сходный с составом псаммитов рэт-лейаса. Это говорит о сохранении прежнего источника сноса, располагавшегося, вероятно, так же как и во время средней и верхней юры, к юго-западу от архипелага.

В перерывы между извержениями район всякий раз представлял собой новообразованную структурную равнину, в пологосклонных понижениях которой формировались озерно-аллювиальные и болотные отложения, а на плоских возвышенностях продукты коры выветривания.

Заключительным этапом вулканической деятельности явилось новое внедрение гипабиссальных интрузий, начавшееся, возможно, еще до полного завершения нижнемеловых трещинных излияний.

ТЕКТОНИКА

По своей тектонической структуре Земля Франца-Иосифа представляет собой верхний структурный этаж платформы, которая, судя по общему геологическому окружению, имеет каледонский или, возможно, докембрийский возраст. Острова Земли Франца-Иосифа слагают центральную часть и западное крыло крупного поднятия, которое предположительно можно назвать «Баренцово-карским». Восточное крыло этого поднятия располагается в пределах обширного мелководья Карского моря (район о-вов Ушакова и Визе), сложенного нижнемеловыми отложениями.

В целом для архипелага характерно горизонтальное или очень полого-наклонное залегание пластов. Наиболее существенные пликвативные структуры представлены отдельными брахиантиклинальными складками и флексурами. Эти структуры прослеживаются на протяжении нескольких сот метров, а иногда и нескольких километров. Углы наклона пластов колеблются от 1—2 до 10—15°. Характерно, что наибольшие углы наклона пластов (в среднем 8—9°) приурочены почти без исключения

к рэт-лейасовым отложениям, в то время как пласты нижнемеловых и средне- и верхнеюрских отложений, как правило, имеют более пологие залегания, в среднем 3—5°. Это несоответствие в углах падения пластов, а также фиксированные в ряде мест (на о-вах Притчетта, Циглера, Гукера и Нортбрук) угловые несогласия свидетельствуют о двух фазах платформенной складчатости, имевших место в послерэт-лейасовое и посленижнемеловое время.

На Земле Франца-Иосифа мы находим свидетельства также и очень молодых ныне продолжающихся движений. Так, на о-вах Грейам-Белл, Хейса, Южном Комсомольском и Кейна в современном рельефе выражены куполовидные, ныне растущие поднятия, имеющие от 7 до 20 км в поперечнике.

Широкое развитие в районе имеют разломы северо-западного, северо-восточного и, в меньшей степени, меридионального простираний. По некоторым из этих разломов произошли в посленижнемеловое время сдвиги и сбросо-сдвиги с амплитудой до 200 м. Часть их была позднее омоложена и находит свое отражение в современном рельефе.

История геологического развития района архипелага представляется в следующем виде. В мезозое и кайнозое район архипелага испытывал на себе типичный для платформ режим колебательных движений — мало интенсивных, но охватывающих одновременно большие площади и приводивших к трансгрессиям и регрессиям эпиконтинентальных морей и к возникновению и исчезновению огромных озерно-аллювиальных равнин. Эти движения на отдельных этапах сопровождались образованием пологих платформенных структур, разрывной тектоникой и магматизмом траппового типа.

В рэт-лейасе, являющемся для нас первым отрезком времени, для которого мы располагаем конкретными геологическими данными, район архипелага представлял собой синеклизу, вытянутую в северо-западном направлении вблизи существовавшего тогда северного края Евразийского континента. В этом прогибе накапливались сначала лагунные, а затем дельтовые отложения. В конце рэт-лейаса наступило резкое оживление колебательных движений и взаимосвязанное с этим первое внедрение трапповых интрузий, которые затем на границе нижней и средней юры были несколько дислоцированы вместе с вмещающими породами. В ааленский век на территорию архипелага из Центрального Полярного бассейна вторглось море. В байосское время, во всяком случае в его вторую половину, район подвергся размыву. В батский век возобновилось прогибание синеклизы, что привело к проникновению фосфоритоносных вод из Центральной Арктики. Морской режим продолжался в нижнем келловее и после некоторого перерыва возобновился в верхнем келловее. Остальная часть верхнеюрского времени и валанжинского века не оставили своих следов в геологической летописи архипелага. Региональный размыв, имевший место в конце этого времени — перед излиянием базальтов, — обусловил несогласное залегание их на более древних, обычно рэт-лейасовых отложениях.

Вулканическая деятельность готерив-барремского времени протекала в континентальных условиях, благодаря чему во время перерывов между извержениями местами образовывались продукты коры выветривания, а в пониженных участках откладывались угленосные отложения озерного типа.

Вероятно, в конце нижнего мела произошло второе внедрение гипабиссальных траппов. С этого времени и до неогена включительно вся Приатлантическая Арктика характеризовалась в основном континентальным режимом. На этот период приходится, вероятно, мощные сводовые поднятия и локальные тектонические движения, которыми началось формирование брахискладок и куполов второй фазы платформенного тектогенеза.

В начале четвертичного времени — незадолго до начала плейстоценовых оледенений — произошли крупные блоковые движения, которые привели к образованию Гренландского моря, соединившего Северную Атлантику с Центральным Полярным бассейном. Очевидно, эти же движения определили основные черты рельефа нынешней Земли Франца-Иосифа. Это способствовало в свою очередь усилению влажности климата, уже ставшего к тому времени весьма суровым, что обусловило появление первых четвертичных ледников.

Более или менее достоверная история четвертичного времени Земли Франца-Иосифа известна нам с межледниковья верхнечетвертичной эпохи. В это время район Земли Франца-Иосифа постепенно и прерывисто подымался из-под уровня моря, что сопровождалось формированием морских террас, возвышающихся ныне на 30—160 м над уровнем моря. Наступившее затем похолодание привело к зырянскому оледенению, охватившему шельф Баренцова моря. Зырянский ледник Земли Франца-Иосифа сливался на востоке с ледяными покровами Северной Земли и Таймыра, а на юге со льдами Скандинавского центра. Деграляция ледников в районе архипелага сопровождалась поднятием и глубоким эрозионным расчленением, которое шло по плану, заложенному еще раннечетвертичными блоковыми движениями. В это время произошло кратковременное осушение или полусушение всего шельфа Баренцова моря, что привело к проникновению в район флоры современной высокоарктической тундры, а из представителей животного мира — оленей. Это поднятие сменилось затем погружением, во время которого море вторглось в троговые долины, незадолго перед тем освободившиеся от континентальных льдов и превратившиеся в проливы и фиорды. Дальнейшее сокращение оледенения сопровождалось сводовым поднятием архипелага и формированием нижнего комплекса морских террас высотой менее 25 м.

В настоящее время основная масса островных льдов Земли Франца-Иосифа находится в состоянии временного (векового) наступания.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В рэт-лейасовых и нижнемеловых континентальных отложениях Земли Франца-Иосифа встречаются промышленные пласты бурых углей, переходных к каменным. Миндалекаменные оторочки базальтовых покровов перспективны на поиски исландского шпата.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОСТРОВА ВИКТОРИЯ

Остров Виктория находится в Баренцовом море. Он располагается между $80^{\circ}08'—80^{\circ}10'$ с. ш. и $36^{\circ}32'—36^{\circ}55'$ в. д. Остров удален на расстояние 155 км от крайней западной точки Земли Франца-Иосифа (мыс Мэри Гармсуорт) и на 100 км от норвежского о-ва Белый.

Остров почти целиком закрыт ледяным куполом, от которого свободна только совсем небольшая площадь на мысе Книповича.

Остров Виктория был впервые обнаружен в 1898 г. норвежским китобойным капитаном Нильсеном. В 1930 г. он был обследован геологом Шведско-норвежской экспедиции Гуннарсом Горном, а в 1932 г. советским геологом М. В. Кленовой, составившей краткое гляциолого-геоморфологическое описание острова. Весной 1953 г. ледяной купол Виктория посетил В. Д. Дибнер, а в августе того же года на мысе Книповича высаживался Барсов.

По данным прежних и новейших исследований, мыс Книповича имеет в плане серпообразную форму с береговой линией длиной около 400 м; наибольшая ширина суши мыса 100 м. Вдоль воды протягивается очень узкая полоска современного пляжа, сложенная крупнозернистым песком и гравием. За пляжем поверхность мыса устлана песчано-гравелисто-галечными с валунами отложениями, слагающими два-три волнообразно поднимающихся в сторону ледника древних береговых вала, высота которых достигает в наиболее удаленных от моря частях берега 9—11 м. На пляже и береговых валах М. В. Кленова находила обломки морских раковин и выброшенные морем водоросли. Состав отложений, слагающих поверхность мыса, в общем однообразен. Просмотр шлифов галек, выполненный В. К. Разиным, из собранного Барсовым каменного материала показал, что они состоят в основном из доломитов и доломитизированных и органогенных известняков. Последние содержат большое количество обломков местами хорошо сохранившихся фузулин, среди которых А. Д. Миклуха-Маклай определил следующие формы: *Profusulinella prisca* Deprat., *Pseudostaffella* cf. *gorskyi* (Dutk.), *Tuberitina* aff. *collosa* Reithl., *Textularia* sp., *Globivalvulina* sp., *Fusulinella* (?) sp., *Schubertella* sp.

Вышеприведенные формы, по заключению А. Д. Миклухо-Маклая, характеризуют органогенные известняки о. Виктория как среднекарбонные. Наличие *Profusulinella prisca* Deprat. и *Pseudostaffella* cf. *gorskyi* (Dutk.) указывает на верейский и каширский горизонты среднего карбона Русской платформы.

По данным М. В. Кленовой и Г. Г. Горна, на мысе Книповича встречается также галька базальтов, агата, халцедона и кварцита и отдельные валуны гнейса, имеющие заведомо ледниковое, а частично, возможно, и айсберговое происхождение. Однако исключительное преобладание

среди обломочного материала доломитов и известняков позволяет нам вслед за М. В. Кленовой считать, что о. Виктория сложен карбонатными породами каменноугольного возраста, которые в районе мыса Книповича сверху прикрыты рыхлым покровом морских галечников, происшедших за счет их разрушения на месте выхода.

Остров Виктория вместе с Землей Франца-Иосифа, сложенной почти горизонтально залегающими мезозойскими отложениями, является, по всей видимости, частью каледонской платформы.

Каменноугольные породы о. Виктория слагают очень пологое восточное крыло крупной антиклинальной структуры, ядром которой является о. Белый и восточная часть Северо-Восточной Земли, сложенные формацией Гекла-Гук. На восточной периферии этой структуры располагается Земля Франца-Иосифа.

К. К. ДЕМОКИДОВ, Б. С. РОМАНОВИЧ, Ю. С. БУШКАНЕЦ, Г. Д. БЕЛЯКОВ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОСТРОВОВ НОВОЙ ЗЕМЛИ И ОСТРОВА ВАЙГАЧ

ВВЕДЕНИЕ

Острова Новой Земли и о. Вайгач отделяют Баренцево море от Карского, образуя полого-выгнутую к северо-западу дугу. Ее северная оконечность — мыс Карлсен на Новой Земле — находится под $77^{\circ}01'$ с. ш. Самый южный пункт — мыс Гребень на о. Вайгач — расположен на широте $69^{\circ}38'$. С запада на восток эта цепь островов простирается от $51^{\circ}30'$, до $69^{\circ}01'$ в. д.

Самый южный из названных островов — Вайгач — отделен от материка узким и мелким проливом Югорский Шар. Между названным островом и Новой Землей проходит широкий и глубокий пролив Карские Ворота. Новая Земля в свою очередь разделяется узким глубоким проливом Маточкин Шар на два острова — северный и южный. Общая площадь всех трех островов равна $84\,663\text{ км}^2$. Из них о. Вайгач занимает 3383 км^2 , южный остров Новой Земли — $33\,961\text{ км}^2$ и северный — $47\,319\text{ км}^2$.

В административном отношении острова входят в Архангельскую область РСФСР.

Попытки освоения горных богатств Вайгача и Новой Земли делались еще в 1651—1652 гг. На основании изустных преданий о разработке серебряных руд древними новгородцами (X—XI вв.) на эти острова была снаряжена государственная экспедиция под руководством Романа Неплюева с целью поисков серебра, меди, драгоценных камней и других полезных ископаемых. С тех давних пор и до наших дней в истории геологического изучения островов выделяются три основных этапа. Первый этап — дореволюционный, второй, охватывающий время с 1921 по 1947 гг., и третий, начавшийся с 1947 г.

Первый этап характеризуется отсутствием планового изучения геологического строения островов. Редкие экспедиции, снаряжавшиеся чаще на частные, чем на государственные средства, пытались, как и Роман Неплюев, найти серебряные руды. Попутно с поисками проводились общегеологические и географические наблюдения. Среди исследователей этого периода многое в познании геологического строения описываемых островов сделали русские ученые А. Л. Шренк, К. Бэр и А. Леман, Ф. Н. Чернышев и В. А. Русанов. Ряд сведений был получен и в результате посещений островов иностранными экспедициями А. Норденшельда, О. Хольтедаля, О. Гренли и др.

Второй этап знаменуется систематическими маршрутными исследованиями наиболее доступных территорий Новой Земли и более детальным изучением о. Вайгач. Среди исследователей Новой Земли этого пе-

риода следует отметить Б. А. Алферова, Б. В. Милорадовича, Н. Н. Му- тафи, А. А. Петренко. Фактический материал, собранный этими геолога- ми, изучался целым рядом ученых: И. И. Горским, Е. В. Лермонтовой, Д. В. Наливкиным, О. И. Никифоровой и др. Остров Вайгач изучался рядом геологов, среди которых были П. В. Виттенбург, Н. А. Кулик и А. И. Либединцев.

С 1937 по 1947 г. геологические исследования проводились только на о. Вайгач, где П. В. Виттенбург и А. И. Либединцев в течение 1940—1941 гг. изучали рудные месторождения этого острова.

Третий этап, начавшийся в 1947 г., характеризуется переходом к систематическому геологическому картированию Новой Земли. В течение короткого промежутка времени была заснята вся территория Новой Зем- ли, а на некоторых наиболее интересных в отношении полезных иско- паемых ее участках проведены геологические исследования в более круп- ных масштабах.

Эти работы производились в основном коллективом сотрудников Научно-исследовательского института геологии Арктики Э. В. Аписитом, Г. Д. Беляковым, В. И. Бондаревым, Ю. С. Бушканец, Н. П. Головано- вым, К. К. Демокидовым, Г. А. Ермолаевым, А. В. Лоскутовым, А. Н. Наумовым, Г. Г. Николаевой, Б. С. Романовичем, С. В. Черкесовой и И. А. Шведовым.

В итоге проведенных исследований было получено много новых дан- ных по геологическому строению и полезным ископаемым Новой Земли. В частности, твердо установлено более широкое, чем ранее предполагалось, распространение девонских отложений, обнаружены отложения верхней перми и новые интрузии гранитоидов, найдены месторождения горного хрусталя и полиметаллов.

Настоящий очерк составлен К. К. Демокидовым при участии Б. С. Романовича (раздел «Полезные ископаемые Новой Земли»), а также Г. Д. Белякова и Ю. С. Бушканец, описавших изверженные породы Но- вой Земли.

КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ РЕЛЬЕФА

Новая Земля и о. Вайгач относятся к зоне островов Северного По- лярного бассейна. Они расположены в области его материковой отмели и являются типичными шельфовыми островами.

Остров Вайгач характеризуется невысоким рельефом. На поверх- ности его выделяются прибрежная равнина и грядовые возвышенности. Прибрежная равнина окаймляет весь остров. Особо широким распро- странением она пользуется на его восточном побережье. К морю при- брежная равнина обычно обрывается крутым уступом высотой 10—15 м. Поверхность равнины возвышается над уровнем моря не более чем на 50 м. Грядовые возвышенности занимают большую часть острова. На- считывается шесть гряд, высота которых не превосходит 140—160 м над уровнем моря. Они вытянуты в северо-западном направлении, согласно общему простиранию пород. Главный водораздел в южной половине острова проходит почти посередине и несколько уклоняется к востоку в северной части его. Речная сеть довольно обильная. Большинство рек имеет незначительную длину — до 20—30 км. Наиболее крупными из них являются рр. Талата (Карская) и Волк. Длина их немного превосходит 40 км. Реки интенсивно врезаются в поверхность острова, изобилуют перекатами, порогами и водопадами. Для транспортных целей они не пригодны.

Устройство поверхности Новой Земли значительно сложнее. Здесь выделяются следующие типы рельефа: высокогорный, среднегорный, низ- когорный, холмистый и прибрежно-равнинный, а также своеобразная по- верхность ледникового щита.

Ледниковый щит занимает около 40% поверхности северного острова. На всем протяжении щита с юго-запада на северо-восток отчетливо выражена линия максимальных высот, от которой по обе стороны поверхность щита приобретает заметный уклон к побережьям. Пологовыпуклая поверхность ледяного покрова расчленяется двумя депрессиями на три купола: северный, главный и южный, имеющими абсолютные отметки 800—1000 м. В депрессиях, разделяющих купола, абсолютная высота ледораздела между северным и главным куполами достигает 400 м, а между главным и южным куполами — 800 м. На фоне этих крупных форм рельефа ледникового щита развивается сложный мезо- и микро-рельеф. К первому относятся увалы и гряды с относительными высотами до 20—40 м, вытянутые, как правило, вдоль оси острова. Микро-рельеф характеризуется более мелкими увалами, образующими замкнутые системы из узких вытянутых впадин и повышений, придающих поверхности волнообразный характер. Окраины ледникового щита по своей морфологии разделяются на два типа. Первый тип развит в местах выхода ледника на равнину, а второй возникает при наличии у края ледникового покрова расчлененного горного рельефа. На равнине ледниковый щит заканчивается ровным в плане, пологим, слегка выпуклым краем.

В районах с горным рельефом выделяются две зоны, образованные из рукавов ледникового покрова, разделенных нунатаками, и предгорных ледников, возникающих на равнине вследствие слияния ледников первой зоны. Предгорные ледники и рукава главного щита, особенно часто на северо-западном побережье северного острова Новой Земли, достигают морского берега, где образуют своеобразные ледяные берега. Мощность ледникового щита в его средней части равна в среднем 300—400 м, а в отдельных местах достигает 500—700 м.

Высокогорный рельеф наблюдается в южной части северного острова Новой Земли и прослеживается на южном острове до 73° с. ш. Характеризуется этот тип рельефа сочетанием широких и глубоких ледниковых долин с крупными, слабо затронутыми эрозией массивами водораздельных пространств. Ледниковые долины имеют два основных направления — параллельное простирацию длинной оси острова и перпендикулярное ей. Склоны долин очень круты. До высоты 100—150 м над дном долины они покрыты осыпями. Выше обнажаются коренные породы. Относительные высоты склонов составляют 400—500 м. Дно ледниковых долин широкое (до 2—3 км) и плоское. В большинстве долин встречаются отдельные холмы или целые их гряды, сложенные моренным материалом. В одних местах они пересекают долины поперек, в других прислоняются к склонам долин. Высота таких холмов и гряд колеблется от 40 до 100 м. Характерной формой дна долин также являются ригели, сложенные коренными породами. На северном острове во всех долинах присутствуют ледники. На южном острове они встречаются только в некоторых из них.

К северу от параллели 73° водораздельные пространства повышаются от морского побережья к середине острова. Их форма и высота зависят от состава слагающих их пород. Водоразделы, сложенные кварцитами и диабазами, имеют форму зазубренных гребней и отдельных островерхих вершин, высоты которых достигают 1000 м. Возвышенности, сложенные известняками и в особенности разнообразными сланцами, имеют платообразные поверхности с абсолютными высотами до 600—700 м. Склоны водоразделов круто обрываются к долинам. В верхней части склонов широко распространены кары, заполненные фирном. Фирновые поля часто встречаются и в пониженных частях водоразделов. Эрозионные процессы играют незначительную роль в формировании этого типа рельефа. Они выражаются в слабом расчленении склонов небольшими, но интенсивно врезанными промоинами ручьев.

Среднегорный рельеф распространен главным образом на южном острове Новой Земли между параллелями 72° и 73° с. ш. Этот тип рельефа характеризуется сочетанием плоских, слегка всхолмленных водораздельных пространств с глубокими, узкими эрозионными долинами и ущельями. Ледниковые долины здесь присутствуют, но имеют подчиненное значение. Абсолютные высоты водораздельных пространств вдоль восточного и западного побережья не превосходят 200—300 м. В средней части острова они достигают 700 м, постепенно снижаясь к югу, и на линии 71°30' с. ш. достигают 150—200 м. В создании этого рельефа главная роль принадлежит эрозионным процессам. Речная сеть здесь развита сильно. Основные реки все же протекают по редким ледниковым долинам.

Низкогорный рельеф развит на южном острове к югу от 72° с. ш., вдоль восточного побережья пролива Костин Шар. Поверхность этой территории характеризуется чередованием узких и протяженных гряд с разделяющими их широкими ложбинами. Как те, так и другие имеют северо-западное простираение. Гряды резко выражены в рельефе. Они имеют крутые склоны, покрытые крупноглыбовыми осыпями из диабазов и кварцитов. Ширина гряд не превосходит нескольких сотен метров. Абсолютные высоты достигают 200 м, относительные же высоты составляют 120—150 м. Ширина ложбин, разделяющих гряды, достигает нескольких километров, а днища их находятся на 50—80 м над уровнем моря. Здесь речные долины врезаются на глубину до 30—40 м, когда они проходят в ложбинах, и образуют глубокие ущелья до 150—200 м при пересечении возвышенных гряд. Типичные ледниковые долины и следы долинного оледенения отсутствуют.

Холмистый рельеф имеет распространение на южном острове к югу от 72° с. ш. вдоль побережья Карского моря. Абсолютные высоты холмов в пределах области распространения этого рельефа не превосходят 200 м. Они постепенно убывают к югу. Водораздельные пространства имеют сглаженную, округлую или волнистую поверхность, полого спускающуюся к широким неглубоким ложбинам. Речная сеть здесь развита слабо. Речные долины узки и врезаются на 10—20 м в дно ложбин.

Прибрежная равнина занимает всю южную оконечность Новой Земли вдоль побережья пролива Карские Ворота. Отсюда она распространяется к северу и почти повсюду окаймляет оба острова, образуя полосу, ширина которой колеблется от сотен метров до десятка километров. К области прибрежной равнины относятся также и все острова, расположенные вдоль берегов Новой Земли. Поверхность прибрежной равнины слегка волниста и поката к морю, в сторону которого она обрывается уступом высотой от единиц до нескольких десятков метров. Вглубь острова равнина слегка поднимается. Так, у подножья крутого и высокого обрыва, которым она повсеместно ограничена с внутренней стороны, ее высота достигает 80—100 м. На поверхности прибрежной равнины и ограничивающего ее уступа наблюдается ряд террас. На них присутствуют ледниковые отложения, перекрытые морскими осадками с фауной позднечетвертичного времени.

СТРАТИГРАФИЯ

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Фаунистически охарактеризованные кембрийские отложения установлены пока только в северо-западной части южного острова Новой Земли — в губе Грибова и в губе Поморской пролива Маточкина Шара. По наличию остатков фауны установлены отложения среднего и верхнего отделов кембрийской системы.

Средний отдел

Среднекембрийский возраст имеет свита черных филлитов видимой мощностью 600 м. Она прослежена от губы Поморской в Маточкином Шаре к югу до Снежных гор, где кембрийские отложения погружаются под ордовикские. Среди филлитов встречаются пласты кремнисто-известковистых пород, тонкие прослои пиритизированных глинистых сланцев и конгломератов. Галька в последних состоит из филлитов, глинистых сланцев и гранитов. Остатки фауны в этой свите заключаются в кремнисто-известковистых породах на мысе Маточкином. Они принадлежат трилобитам *Paradoxides hyperboreus* L e g m. и *Bathynotellus yermolaevi* L e g m. Первая форма указывает на средние горизонты среднего отдела кембрийской системы (нижние слои с *Paradoxides* Швеции).

Верхний отдел

К этому отделу относится свита пестрых песчаников и сланцев мощностью 400 м. Она распространена там же, где и среднекембрийские отложения. Кроме того, отложения самой верхней части разреза этой свиты обнажаются на южном берегу губы Грибова. Свита сложена чередующимися между собой кварцитовидными песчаниками, филлитами, хлоритовыми сланцами и известковистыми зеленоватыми песчаниками с прослоями кварцевого конгломерата. В береговых обнажениях пролива Маточкин Шар из этой свиты найдены остатки трилобитов, принадлежащие *Kaninia lata* W. et R., а также роду *Acrocephalites Wallerius* и др. Представители обоих родов характерны для верхнего кембрия. В губе Грибова также обнаружены обильные остатки фауны трилобитов родов *Kaninia* и *Dolgata*, свойственных верхнему кембрию Северной Америки.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Отложения ордовикской системы пользуются довольно широким распространением на описываемых островах. Они занимают всю западную половину о. Вайгач, где имеют мощность свыше 3000 м, и состоят главным образом из глинистых и песчаных известняков темного цвета, иногда чередующихся с глинистыми сланцами. По остаткам фауны здесь выделяются отложения всех четырех ярусов ордовикской системы, но разграничить их на геологической карте пока не удастся. На Новой Земле ордовикские отложения установлены по берегам пролива Карские Ворота, Маточкин Шар и в районе залива Иностранцева. Присутствие ордовикских пород к востоку от мыса Желания, ранее установленных Б. В. Милорадовичем, не подтвердилось работами последних лет. Ордовикские отложения Новой Земли фаунистически охарактеризованы слабее, чем на о. Вайгач, и они выделяются на большей части территории лишь на основании своего стратиграфического положения в разрезе между пластами пород, заключающими остатки фауны верхов верхнего кембрия, и отложениями низов силура. Исключение составляет район пролива Карские Ворота, где по ископаемой фауне выделяются отложения всех трех отделов ордовикской системы.

Нижний отдел

На о. Вайгач к нижнему отделу относятся две свиты. Нижняя из них распространена в центральной части острова. Она сложена зелеными хлоритовыми сланцами, выше которых залегают известняки, кварциты, окварцованные известняки, известково-мергелистые сланцы, песчаники, диабазы и их туфы. Ископаемая фауна в этих отложениях отсутствует. Верхняя свита состоит из известняков, которые параллелизуются с из-

вестняками мыса Лакарсале Югорского полуострова. В последних были найдены остатки фауны нижней зоны аренигского яруса *Cyrtometopus primigenius* A p g., *Eoorthis christiantae* K j a e r. и другие формы. Мощность нижнего ордовика на о. Вайгач достигает 1500 м.

На Новой Земле отложения нижнего ордовика установлены в районе Карских Ворот на юге и между губой Грибова и губой Поморской на севере. В первом районе к ним относятся обнажающиеся в заливе Рейнеке, губе Логинова и других пунктах серые и зеленоватые хлоритовые и графитизированные глинисто-углистые сланцы, переслаивающиеся с алевролитами, песчаниками и известняками. В губе Логинова вверх по разрезу увеличивается количество сланцевых пород, тогда как в районе залива Рейнеке верхняя часть разреза сложена туфогенными песчаниками, переслаивающимися с туфами, туффитами и основными эффузивами. В подчиненном количестве встречаются здесь песчанистые известняки и доломиты. Остатков фауны в этих отложениях не встречено. Наибольшая видимая мощность пород равна 1400 м. В северной части южного острова Новой Земли, между губами Грибовой и Поморской, к нижнему ордовикау относится верхняя часть отложений так называемых озаркских слоев, состоящих из зеленых хлоритовых сланцев, кварцевых конгломератов и песчаников мощностью 200—300 м. Они содержат остатки *Billingsella holtedhali* W a l c k., *Eoorthis sabius* W a l c k. и другие формы, сходные с фауной из основания разреза ордовикских отложений Северной Америки.

Средний отдел

На о. Вайгач к среднему отделу относится неоднородная в литологическом отношении толща мощностью около 1400 м. В низах ее залегают главным образом известняки с *Endoceras duplex* W a l c k. Выше по разрезу преимущественно развиты темно-серые известково-глинистые сланцы и песчаники, иногда чередующиеся с темными, нередко окремненными известняками. В этих породах на мысе Створном присутствуют *Echinosphaerites aurantium* G y l l., *Paurorthis parva* P a n d. и другие виды, указывающие на лландейльский ярус.

На Новой Земле фаунистически охарактеризованные отложения среднего ордовика установлены только за последние годы в районе Карских Ворот. В фациальном отношении они не однородны. На самом побережье распространены известняки, чередующиеся с глинисто-известковистыми сланцами мощностью около 450—650 м. Эта толща содержит пластовые и секущие интрузии габбро-диабазов и метадиабазов. К северо-западу от побережья Карских Ворот главное значение приобретают в низу разреза отложений среднего ордовика пестроцветные песчаники и алевролиты, а вверху — пестроцветные глинистые известняки и доломиты. Возраст пород определяется по остаткам *Erdotrypa aedilis minor* U l r., *Camarotoechta val Nikif.*, *Nicholsonella vaupeltiformis* M o d z., найденным на Кусовой Земле, п-ове Пиритовом и в других пунктах. Судя по литологическому сходству этих отложений с породами из более северных районов Новой Земли, следует полагать, что там присутствуют среднеордовикские образования.

Верхний отдел

На о. Вайгач отложения верхнего ордовика представлены разнообразными известняками, глинистыми сланцами и доломитами общей мощностью около 1000 м. Эти отложения развиты на п-ове Пахтусова между губами Долгой и Дыровой. В низах разреза породы содержат остатки *Dinorthis* cf. *iphigenia* B i l l., *Iliaenus groenlandicus* T r o e d s., указывающие на нижние горизонты карадокского яруса. В том же районе

вверху толщи найдены остатки *Tetradium borealis* Tschern., *Calapoecia canadensis* Bill. — формы, характерные для верхних горизонтов карадокского яруса.

На Новой Земле отложения верхнего ордовика фаунистически охарактеризованы только в районе Карских Ворот. В северной части Новой Земли, по-видимому, они смыты, на что частично может указывать угловое несогласие между отложениями ордовика и силура, а также присутствие в нижней половине разреза последних мощной обломочной толщи, свидетельствующей о длительном и глубоком размыве. В районе Карских Ворот к верхнему ордовика относятся тонкослоистые микрозернистые известняки, чередующиеся с тонкоплитчатыми известково-глинистыми сланцами общей мощностью 350—400 м. Возраст этих пород определяют остатки *Strophomena expansa* Sow., *Palaeofavosites* ex gr. *ivanovi* Sok., *Isotelus remigium* Eichw., *Dekayella praenuntia* Ulr. и другие формы, характерные для середины карадокского яруса.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Силурийские отложения пользуются на описываемых островах широким распространением. Они хорошо охарактеризованы фауной, что позволяет выделить здесь отложения ландоверского, венлокского и лудловского ярусов. В литологическом отношении силурийские отложения на всем протяжении островной дуги неоднородны. На юге, на о. Вайгач они представлены карбонатными фациями открытого моря. В пределах же Карских Ворот на южном острове Новой Земли в основании разреза силурийских пород появляются отложения прибрежно-морских фаций. По мере продвижения к северо-востоку вдоль Новой Земли количество обломочных пород увеличивается и на крайнем северо-востоке северного острова более двух третей разреза слагается из песчаников, конгломератов и сланцев. В средней части Новой Земли силурийские отложения залегают несогласно на ордовикских породах, тогда как в южной части ее этого несогласия не отмечается, так же как и на о. Вайгач.

Ландоверский ярус

На о. Вайгач ландоверский возраст имеют темные известняки, песчаные известняки и мергелистые сланцы мощностью около 200 м. Эти породы обнажаются узкими полосами вдоль западного берега острова между бухтой Варнека и губой Лямчина, в его центральной части — бассейнах рр. Хай-Яга и Волк, а также на восточном побережье на мысах Болванский Нос и Гомса-Сале. Органические остатки позволяют выделить отложения нижнего и верхнего ландовери. К нижнему ландовери относится свита темных плотных известняков и доломитов (выделенных Н. А. Куликом под наименованием «хализитовых слоев»), содержащая остатки фауны: *Leptaena* cf. *transversalis* Wahl., *Strophomena* ex gr. *euglypha* His., *Encrinurus punctatus* Wahl., *Palaeofavosites mirabilis* Tschern., *Favosites gothlandicus* Lam. и колонии *Halysites* sp.

К верхнему ландовери принадлежат так называемые пентамеровые слои, состоящие из доломитов, песчаных известняков и мергелистых сланцев. В этом горизонте содержатся остатки фауны: *Pentamerus oblongus* Sow., *P. samojedicus* Keys., *P. waigatschensts* Nikif. (in litt.), *Palaeohalysites gothlandicus* (Jabe), *Halysites kuliki* Tschern.

На Новой Земле к ландоверскому ярусу относится неоднородная толща пород, широко распространенная на побережье Карских Ворот и к северу от губы Грибова на южном и северном островах. По данным В. И. Бондарева и С. В. Черкесовой, на побережье Карских Ворот в районе к северу от губы Логинова ландоверские отложения состоят из однообразных серых толстослоистых доломитизированных известняков и

светлых доломитов мощностью 700 м, содержащих в некоторых пластах скопления из черных кремней. К юго-западу от губы Логинова эти породы сменяются глинистыми известняками и доломитами мощностью, согласно Н. П. Голованову, около 1000 м. Ископаемая фауна позволяет выделить все три подъяруса. На нижний ландовери указывают собранные в районе залива Рейнеке остатки *Barrandella besciensts* T w e n c h. и *Virgiana barrandet* B i l l. Средний ландовери подтверждается присутствием *Pentamerus oblongus* S o w., *Palaeofavosites* cf. *borealis* T s c h e g n. Вверху толщи содержатся остатки фауны верхнего ландовери: *Atrypa imbricata* S o w., *Stricklandia lirata* B i l l. и другие формы.

К северу от Карских Ворот ландоверские отложения погружаются и уже на широте губы Тайной на поверхности они не обнажаются. Вновь появляются эти отложения на поверхности только в районе губы Безымянной, откуда простираются далее к северо-востоку. Между проливом Маточкин Шар и губой Безымянной к ландоверскому ярусу, по данным Б. С. Романовича, относится свита из пестроокрашенных кварцевых конгломератов, песчаников и сланцев, мощностью 550—650 м, залегающая с угловым несогласием на размытой поверхности ордовикских пород и перекрытая фаунистически охарактеризованными венлокскими известняками. К северу от Маточкина Шара, согласно исследованиям Э. В. Апсита и Г. Г. Николаевой, Г. Д. Белякова и Ю. С. Бушканец, те же отложения прослеживаются до Ледяной Гавани на восточном берегу северного острова. Между проливом Маточкин Шар и заливом Русская Гавань ископаемой фауны в этих отложениях не встречено. Но в районе Русской Гавани, на мысе Сахарова, мысе Желания и в Ледяной Гавани среди глинистых сланцев, переслаивающихся с песчаниками и кварцитами, из основания разреза силурийских пород найдена довольно обильная фауна граптолитов нижнего и верхнего ландовери: *Climacograptus rectangularis* M. S o u., *Diplograptus bellulus* T ö g n q. и многие другие виды.

Венлокский ярус

Отложения венлокского яруса на описываемых островах не имеют четкой фаунистической характеристики и ясных границ с выше- и нижележащими толщами.

На о. Вайгач венлокскому ярусу принадлежат встреченные Н. А. Куликом в береговых обрывах губ Красной и Лямчиной, пролива Карские Ворота, на р. Волк, а также в береговых обрывах мысов Болванского, Гомса-Сале и Гребень, песчанистые известняки, темные глинистые сланцы, глинистые известняки и мергели, суммарной мощностью около 200 м. На венлокский возраст этих пород указывает найденная на р. Волк фауна: *Spirifer elevatus* D a l m., *Rhynchospirina baylt* D a v., *R. salteri* D a v. var. *waigatshensis* N i k i f. (in litt.), сходная с венлокской фауной Западной Европы.

На Новой Земле в районе Карских Ворот к венлокскому ярусу относятся развитые в заливе Рейнеке и других пунктах черные известняки, чередующиеся с графитизированными известково-глинистыми сланцами и кварцевыми алевролитами с мелкими кристаллами гипса на поверхностях наслоений. Роль терригенного материала, как отмечают В. И. Бондарев и С. В. Черкесова, уменьшается вверх по разрезу. Мощность венлокских отложений достигает 400 м на севере района и увеличивается до 700 м на юге побережья Карских Ворот. Возраст этой толщи определяется положением ее в разрезе между слоями с *Pentamerus oblongus* S o w. (верхний ландовери) и слоями с *Conchidium karpinskii* (T s c h e g n.) (нижний лудлов). Ископаемая фауна в этой промежуточной толще обильна. Она представлена брахиоподами, гастроподами и остракодами. В нижних слоях в больших количествах встречается *Favosites gothlandicus* L a m., *Camarotoechia nucula* S o w. и другие формы, а в верхних — *Orthoceras* sp. Типичной для венлока фауны нет.

По данным Б. С. Романовича, в районе пролива Маточкин Шар в бассейне р. Безымянной обнажается свита битуминозных известняков мощностью около 550 м, залегающая на обломочных породах ландовери. В верхней части этой свиты присутствуют характерные для нижних горизонтов лудлова—верхнего венлока представители *Squametofavosites* cf. *singularis* (L a m.), что дает основание нижележащие известняки отнести к венлоку.

На северном острове Новой Земли отложения венлокского яруса известны в долине Русанова и на мысах Наливкина и Сахарова. В средней части острова, в районе губ Северная Сульменева и Машигина, обнажаются на поверхности только отложения лудловского яруса. В долине Русанова, в ее западной части, Э. В. Апсит и Г. Г. Николаева относят к венлокскому ярусу свиту известняков мощностью около 350 м, перекрывающую пестроцветные песчаники ландоверского возраста, на основании присутствия в этих известняках *Pentamerus galeatus* Dal m. и другой фауны, имеющей, по мнению Д. В. Наливкина, сходство с венлокскими формами. Севернее, к венлокскому ярусу, по-видимому, относятся граптолитовые сланцы района мыса Наливкина, в которых, помимо лудловских форм граптолитов, встречаются остатки *Monograptus dubius* S u e s s., то есть формы, характерной для венлока. К этому же ярусу принадлежат на мысе Сахарова отложения верхов граптолитовой толщи с *Cyrtograptus murchisoni* C a r r. и *Monograptus vomertnus* N i c k. Самым северным участком, где известны отложения венлока, является район мыса Желания на северном острове Новой Земли. Здесь, согласно А. Н. Наумову, на терригенных отложениях ландоверского возраста лежит свита глинистых сланцев мощностью 250 м.

Лудловский ярус

Отложения этого яруса содержат остатки очень богатой фауны. Они представлены разнообразными породами с преобладанием известняков. Только на северо-востоке Новой Земли сохраняются граптолитовые сланцы.

На о. Вайгач О. И. Никифорова выделяет два горизонта в лудловских отложениях. К нижнему из них отнесены рифовые известняки и доломиты с редкими пластами песчаников мощностью 500 м, развитые на мысе Гребень, в бухте Варнека, на побережье Карских Ворот и на р. Волк. Остатки фауны представлены кораллами, строматопорами, криноидеями и остракодами — *Leperditia nordenskjoeldi* S c h m., *L. waigatschensis* S c h m., а также толстостенными пелециподами *Megalomus* sp. и груборебристыми пентамеридами *Conchidium biloculare* (L.), *C. vogulicum* (V e r n.). К верхнему горизонту относятся темные песчаные и глинистые известняки и сланцы мощностью около 200 м, лежащие на пентамеровом горизонте. Наиболее полно развиты эти отложения на мысе Гребень в юго-западной части о. Вайгач. Отсюда были описаны формы *Protatyris didyma* (D a l m.), *Lissatrypa phoca* S a l t., *Spirifer parvulus* T s c h e r n., *Proetus waigatschensis* T s c h e r n., *Leperditia kuliki* S l e b. и другие формы.

На Новой Земле отложения лудловского яруса пользуются очень широким распространением. На южном острове они обнажаются на всем пространстве от пролива Костин Шар до побережья пролива Карские Ворота и на севере от губы Безымянной до пролива Маточкин Шар. На северном острове они установлены почти повсеместно.

В проливе Карские Ворота присутствие лудловских отложений установлено как к северо-востоку, так и к юго-западу от губы Логинова. По данным В. И. Бондарева, С. В. Черкесовой и Н. П. Голованова, названные отложения представлены здесь известняками и доломитами, чередующимися с черными глинистыми сланцами, общей мощностью от 380

до 950 м. Возраст этих отложений определяют остатки *Protathyris didyma* (Dalm.), *Lissatrypa* cf. *prunum* (Hiss.), *L. phoca* Salt., *L. linguata* Buch., *Isochilina formosa* Baгг., несколько видов из рода *Leperditia*, а также *Howellella* aff. *angustiplicatum* Kozl. и др.

Литологически отличный разрез лудловских пород установили Ю. С. Бушканец и Г. Д. Беляков к северо-западу от пролива Карские Ворота — между губой Тайной и озером Нехватова. Здесь в ядрах антиклиналей обнажается толща мощностью около 1000 м, состоящая главным образом из кварцевых песчаников, алевролитов, серицито-хлоритовых и известкисто-глинистых сланцев. Только верхняя часть разреза мощностью 200 м сложена массивными глинистыми известняками, переслоенными известково-глинистыми сланцами. Как в известняках, так и в верху подстилающих их сланцевых пород присутствуют остатки фауны лудловского яруса: *Protathyris didyma* (Dalm.), часто образующие ракушники *Rhipidomella staszii* Kozl., *Atrypa reticularis* L., *Cyrtoceras schargi* Baгг. и др.

В средней части Новой Земли — на земле Панькова и в районе губ Грибова и Безмянной — на венлокских известняках лежит согласно свита известняков и доломитов темного цвета, иногда битуминозных. Ее мощность 500—600 м. Отсюда собраны остатки: *Protathyris didyma* (Dalm.), *Spirifer elevatus* Dalm., *Paracyclus robustus* Tolm., *Lebedia confortata* Lonsd., *Syringopora schmidti* Tchern., *S. petrenkoi* Tchern. и других форм.

На северном острове Новой Земли присутствие отложений лудловского яруса установлено в восточной части долины р. Русанова, в районе губы Машигина, в Русской Гавани, на мысе Сахарова и в районе мыса Желания. В долине р. Русанова к лудловскому ярусу относится толща известняков, чередующихся с песчаниками и серицито-кварцевыми, глинистыми и серицито-хлорито-кварцевыми сланцами, местами прорванными интрузиями диабазов. Она слабо охарактеризована фауной. Мощность этих отложений, по данным Э. В. Аpsит и Г. Г. Николаевой, достигает 1750 м. В основании толщи встречаются многочисленные *Favostites* aff. *hisingeri* M. Edw. et Haime. В более высоких слоях присутствуют *Ortoceras* sp., *Armenoceras* sp., *Favostites* sp.

На северном берегу губы Машигина на терригенных отложениях ландовери согласно залегает, как указывает Ю. С. Бушканец, свита битуминозных известняков. В ее верхней части имеются остатки фауны лудловского яруса *Favostites* cf. *singularis* Sok. и F. ex gr. *forbesti* M. Edw. et Haime. Мощность отложений лудловского яруса в губе Машигина не ясна, так как свита битуминозных известняков включает, по-видимому, и отложения венлока. В районе Русской Гавани лудловские отложения представлены известняками и черными глинистыми сланцами, содержащими руководящую фауну *Conchidium biloculare* (L.) и *C. knighti* (Sow.) К этому же горизонту, вероятно, относятся сланцы оливкового цвета с известняковыми рифами, в которых встречаются остатки *Capellinia* cf. *talliensis* Tschern., *Heliolites* cf. *interincta* Goldf.

На мысе Сахарова над граптолитовыми сланцами залегают глинистые сланцы с прослойками известняка, содержащие фауну нижнего лудлова *Conchidium novozemelicum* Nal.

Самым северным участком, где известны выходы фаунистически охарактеризованных отложений лудлова, является район залива Аварийного. Здесь так же, как и южнее, на побережье Карского моря в районе Ледяной Гавани, на граптолитовых сланцах венлокского возраста лежит свита известняков мощностью 300 м. В известняках присутствуют, по определению Д. А. Вольнова, остатки фауны *Protathyris didyma* (Dalm.), *Leptaena romboldalis* Wilck., *Stropheodonta subinterstitialis* Kozl., *Atrypa granulifera* Baгг., *Spirifer tetidis* Baгг. Лудловский возраст определяют первые три формы.

Отложения девонской системы пользуются, как это установлено за последние годы, достаточно широким распространением на Новой Земле, тогда как на о. Вайгач они имеют ограниченное развитие. Имеются фаунистически охарактеризованные отложения всех трех отделов. В литологическом отношении состав девонских отложений довольно разнообразен.

Здесь выделяется два типа разрезов девонских отложений — уральский и тиманский. Уральский тип, для которого характерно непрерывное образование в течение всего девонского периода карбонатных осадков, имеет распространение на о. Вайгач и в южной части Новой Земли, приблизительно до широты губы Черной на юго-западном побережье. Второй тип разрезов девонских отложений — тиманский — широко развит на остальной части Новой Земли. Характерными особенностями этого типа является близкое литологическое сходство верхнесилурийских и нижнедевонских отложений, существование перерыва в конце среднедевонской эпохи и присутствие в основании верхнедевонских отложений терригенно-вулканогенной свиты, залегающей несогласно на подстилающих ее толщах. В обоих типах разрезов верхняя половина разреза верхнедевонских отложений представлена своеобразными известняками, в которых присутствуют остатки фауны франского и фаменского ярусов. Эти отложения параллелизуются Д. В. Наливкиным с тиманским домаником.

Нижний отдел

На о. Вайгач к нижнему девону относится свита известняков мощностью около 100 м, обнажающаяся на южном побережье у мыса Сухой Нос. Здесь в этих породах обнаружены остатки *Karptinskia conjugula* Tschern. и колониальных кораллов. Кроме того, в восточной части Карских Ворот Н. А. Куликом были обнаружены известняки с *Carinatina arimaspa* (Eichw.), которые Д. В. Наливкин предположительно признал нижнедевонскими.

На Новой Земле отложения нижнего девона, вопреки сложившемуся ранее мнению, присутствуют не только на южном, но и на северном острове. По данным В. И. Бондарева и С. В. Черкесовой, в районе Карских Ворот к нижнему девону относится толща, состоящая в своей нижней части из доломитов и темных кристаллических известняков, которым подчинены кварцевые песчаники и глинистые сланцы. Верхняя часть этой толщи сложена серыми мелкозернистыми тонкослоистыми известняками, переслоенными глинистыми сланцами. Мощность всей толщи равна 860 м. В ее нижней половине обнаружены остатки фауны жединского яруса: *Ucninulus irbitensis* (Tschern.), *Favosites* aff. *multiplacatus* Janet., *Allorisma* sp. и другие формы. Отсутствие следов перерыва между нижне-среднедевонскими отложениями дает основание предполагать, что в районе пролива Карские Ворота имеются отложения кобленского яруса, которые, по-видимому, слагают самую верхнюю часть нижнедевонской толщи мощностью до 400 м.

Несколько севернее, в районе Костина Шара, нижнедевонскими являются, согласно исследованиям Ю. С. Бушканец и Г. Д. Белякова, две свиты общей мощностью 500 м. Нижняя из них лежит согласно на породах лудловского яруса и состоит из темных косослоистых песчаных известняков мощностью 100 м. Возраст ее определяется по остаткам *Wilsonella princeps* var. *armoricana* Вагг., *Gypidula* cf. *pseudotvdelensis* Khod. (определения С. В. Черкесовой). Верхняя свита сложена светлыми массивными кристаллическими и органогенными известняками мощностью 400 м, содержащими фауну *Carinatina arimaspa* (Eichw.), *Gypidula acutolobata* (Sandb.), *Favosites* aff. *porfirievi* Tschern., *F. styriaca* Пенекке.

В северной части южного острова Новой Земли, по данным Б. С. Романовича, нижнедевонские отложения имеются в бассейне р. Безымянная и в соседнем с ним районе губы Грибова. Здесь на верхнелудловских известняках согласно лежат серые, местами брекчиевидные, известняки мощностью около 300 м, содержащие остатки *Uncinulus irbitensis* (Tschern.). Кроме этой формы, встречаются также *Karpinskia* sp., *Syringopora* aff. *hilberti* Репеске, *Pseudoamplexus altaicus* Вуб. и *Microplasma devonica* Soschk. Последние две формы, несомненно, являются нижнедевонскими. Первая из них, по заключению М. С. Жижинной, характеризует жединский ярус. Вторая же указывает на кобленцкий ярус.

На северном острове Новой Земли нижнедевонские отложения наиболее хорошо обнажаются между губами Машигина и Северной Сульменава на западе и близ вершины залива Медвежьего на востоке. В этих районах Г. Д. Беляковым и Ю. С. Бушканец к нижнему девону отнесены две свиты. Нижняя из них сложена черными брекчированными доломитами и серыми известняками, лежащими согласно на силурийских породах. Она имеет мощность 400 м. В этой свите, по определениям Б. П. Марковского, присутствуют остатки брахиопод *Wilsonella* (?) *armoricana* var. *polaris* Nikif. и *Atrypa* cf. *tascanensts* Nal. Верхняя свита органических остатков не содержит. Она сложена черными глинистыми сланцами и серыми песчаниками мощностью 250 м. К северу эти отложения скрываются под ледниковый щит, а к югу они прослеживаются до широты губы Мелкой, но здесь не имеют отчетливой фаунистической характеристики.

Средний отдел

Отложения среднего девона островов Вайгач и Новой Земли охарактеризованы фауной как эйфельского, так и живетского ярусов.

Эйфельский ярус

На о. Вайгач отложения эйфельского возраста известны между мысом Сухой Нос и р. Талихе-Яга, а также на рр. Халагад и Талата-Карская и на побережье пролива Карские Ворота. Они состоят из глинистых известняков и филлитизированных сланцев, содержащих остатки фауны брахиопод, гастропод, пелеципод, мшанок, наутилоидей и табулят. Возраст этих отложений определяется по наличию *Conchidium tenuicostatum* Litv., *Stropheodonta uralensis* Vern.

На Новой Земле эйфельские отложения известны как на северном, так и на южном островах. В проливе Карские Ворота породы этого возраста представлены разнообразными известняками и доломитами мощностью 550 м, залегающими согласно на породах нижнего девона. Среди обильной фауны брахиопод, гастропод, пелеципод, наутилоидей, табулят и строматопороидей встречаются руководящие формы: *Indospirifer maritimus* Nal., *Eospirifer vetuloides* Nal., *Stieberella acutolobata* (Sandb.), *Stropheodonta uralensis* Vern., *Keriophyllum mirabile* Tschern.

К северу от пролива Карские Ворота породы эйфельского яруса встречены в губе Черной, где также представлены известняками, содержащими остатки ругоз и брахиопод. Среди первых присутствуют несколько видов рода *Zonophyllum*, характерного для нижних горизонтов эйфельского яруса Северного Урала и Западной Европы. Среди вторых руководящими формами являются *Elytha aculeata* (Schimper) и *Chonetes sarcinulata* Schl.

В районе пролива Костин Шар Ю. С. Бушканец и Г. Д. Беляков к эйфельскому ярусу относят две свиты общей мощностью 450 м. Ниж-

няя свита сложена переслаивающимися кварцевыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами с подчиненными известняками, общей мощностью 250 м. По определению С. В. Черкесовой, здесь присутствуют *Gypidula ivdelensts* var. *intima* Khod., *Eospirifer* cf. *vetuloides* NaI.

На северном острове Новой Земли эйфельские отложения установлены между губой Северной Сульменева и губой Машигина. Они представлены здесь также двумя свитами. Нижняя свита состоит из песчаников и кварцитов мощностью 200 м, залегающих на размытых породах нижнего девона. На этой свите лежат черные известняки, чередующиеся с глинистыми сланцами и песчаниками. Мощность этих отложений достигает 300 м. В известняках имеются остатки фауны брахиопод, среди которых встречается *Elytha aculeata* (Schupig.).

Живетский ярус

На о. Вайгач к живетскому ярусу предположительно относятся немыс известковистые глинистые сланцы и известняки мощностью около 130 м, залегающие между слоями с эйфельской и франской фауной.

На Новой Земле живетские отложения имеют довольно широкое распространение. Они обнажаются в проливе Карские Ворота, в верховьях губы Ракова, в нижнем течении р. Хрустальной и губе Черной. Севернее, по данным Ю. С. Бушканец и Г. Д. Белякова, в районе пролива Костин Шар живетские отложения отсутствуют вследствие размыва, захватившего на этом участке Новой Земли и верхние горизонты отложений эйфельского яруса. Согласно исследованиям В. И. Бондарева и С. В. Черкесовой, в районе пролива Карские Ворота живетские отложения представлены серыми известняками, чередующимися с косослоистыми разнозернистыми кварцевыми песчаниками, конгломератами и темными глинистыми сланцами общей мощностью около 400 м. Возраст отложений определяется по находкам *Unctinulus* cf. *angularis* (Phill.), *Atrypa* cf. *zonata* Schupig., *Dechenella* aff. *verneult* Waгг. и других форм.

На юго-западном побережье южного острова Новой Земли живетские отложения состоят главным образом из серых известняков, которые местами, как, например, на п-ове Тизенгаузена чередуются с глинистыми сланцами. Обнаружены остатки разнообразной фауны, в составе которой выявлены *Eoreticularia maureri* (Holz.), *Hypothyridina procuboides* (Keys.), *Atrypa plana* Keys., *Calceola sandalina* Lam., *Nalivkinipora crassispinosa* Tchern., *Arcophyllum yakovlevi* Tchern.

В районе губы Грибова и р. Безымянной в северной части южного острова к живетскому ярусу относятся, согласно Б. С. Романовичу черные известковистые сланцы и битуминозные известняки общей мощностью 150 м, залегающие на породах нижнего девона. Фауна представлена табулятами. Среди них имеются *Favosites* ex gr. *goldfussi* Orb. и *Gryphophyllum gracile* Wdkd.

На северном острове предположительно к живетскому ярусу относятся, по мнению Д. В. Наливкина, известняки губы Крестовой с *Gypidula multiplicata* (Roem.) и песчаники с конгломератами, залегающими под породами верхнего девона на западном побережье между губой Южной Сульменева и заливом Русская Гавань.

Кроме перечисленных выше пунктов, с находками остатков фауны эйфельского и живетского яруса, присутствие среднедевонских отложений установлено и в средней части пролива Маточкин Шар. Здесь по его южному берегу между р. Шумилихой и мысом Журавлева обнажаются известняки, часто чередующиеся с черными глинистыми сланцами. Мощность свиты 300 м. В известняках присутствуют обильные колонии табулят *Thamnopora ciltndryca* Tchern. и *Th. nicholsoni* Tchern., указывающие, по мнению Б. С. Соколова, на среднедевонский возраст этих отложений.

Верхнедевонские отложения пользуются широким распространением на островах. На о. Вайгач они состоят из разнообразных известняков, лежащих согласно на породах среднего девона. На Новой Земле в низу разреза повсеместно, за исключением побережья Карских Ворот, находится песчано-сланцевая свита с конгломератами в основании. Кроме осадочных пород, в свиту входят покровы основных лав, пластовые залежи пород диабазового состава и их туфы. Мощность этой свиты непостоянна. Она увеличивается с юга на север. Так, в проливе Костин Шар она достигает 400 м, а в районе Маточкина Шара эта свита на западе имеет мощность 700—800 м, тогда как на востоке она не превосходит 200 м. На северном острове, в губе Крестовой и долине Русанова, терригенно-вулканогенная свита имеет мощность 700—750 м, а севернее губы Машигина превосходит 1000 м.

Во многих местах отмечается угловое несогласие между породами этой свиты и нижележащими отложениями. Выше разрез верхнедевонских отложений слагается известняками с обильными остатками фауны. Она дает основание к выделению отложений франского и фаменского ярусов.

Франский ярус

На о. Вайгач франские отложения распространены главным образом в его северо-восточной части. Судя по фауне, здесь присутствуют все три основных горизонта этого яруса: 1) слои с *Lamellispirifer novosibiricus* (Толл.), состоящие из темных глинистых известняков, изобилующих разнообразной фауной; 2) слои с *Cyrtospirifer disjunctus* (Sow.), представленные темными глинистыми сланцами, переслоенными известняками, и 3) слои с *Theodossia* сложенные светло-окрашенными слоистыми известняками. Мощность отложений франского яруса на о. Вайгач равна 400 м.

На юге Новой Земли, на побережье Карских Ворот, франские отложения имеют мощность около 550 м. Обильные остатки фауны позволяют выделить здесь все три подъяруса. В. И. Бондарев и С. В. Черксова указывают, что к нижнефранскому подъярису относятся серые, сильно рассланцованные глинистые известняки мощностью 70—80 м. В них встречаются *Lamellispirifer novosibiricus* (Толл.), *Ladogia* cf. *triloba* (Sow.) и другие формы. Отложения среднефранского подъяруса имеют мощность 180 м. Они сложены известняками, чередующимися с глинистыми сланцами и мергелями. Отмечается фациальная неустойчивость этих отложений. Часто встречаются скопления битой ракуши. Возраст их определен по наличию *Cyrtospirifer disjunctus* (Sow.), *C. tentaculum* (Vern.), *Eoreticularia pachyrincha* (Vern.) и других форм. Верхнефранский подъярус представлен равномерно чередующимися серыми мергелистыми и песчанистыми известняками, а также глинистыми сланцами общей мощностью около 300 м. Указание на возраст дает фауна *Adolfia multifida* (Scip.) и *Streptorynchus devonicus* Orb.

К северо-западу от побережья Карских Ворот в районе пролива Костин Шар отложения франского яруса разделяются на две свиты общей мощностью около 900 м. Нижняя свита лежит на размытой поверхности пород среднего девона. Она сложена гравелитами, кварцито-песчаниками и глинистыми сланцами с покровами основных и, реже, кислых лав. Известняки встречаются очень редко. Из этой свиты еще Б. А. Алферовым были собраны остатки *Lamellispirifer novosibiricus* (Толл.) и *Ladogia triloba* (Sow.), указывающие на нижнефранский подъярус. Верхняя свита мощностью 500 м сложена известняками, чередующимися с глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами. В нижней пачке слюез этой свиты присутствуют *Hypothyridina cuboides* (Sow.), *Ladogia triloba* (Sow.), *Cyrtospirifer* ex gr. *verneuli* (Murch.) указывающие на ниж-

нефранский подъярус. В средней пачке пород свиты обнаружены средне- и верхнефранские формы: *Manticoceras intumescens* Вег., *Buchiola grandicostata* Nal., *Theodossia katavensts* Nal. Верхние горизонты этой свиты относятся уже к фаменскому ярусу.

В северной части южного острова Новой Земли фаунистически охарактеризованные франские отложения установлены на Паньковой Земле и в бассейне Безымянной, откуда они простираются на северо-восток к проливу Маточкин Шар. В основании франских отложений этой части острова лежит свита кварцевых конгломератов и песчаников непостоянной мощности. Выше залегают серицито-кварцевые сланцы мощностью 100 м. Кроме осадочных пород, свита содержит многочисленные залежи диабазов и покровы основных лав, достигающих в отдельных случаях (гора Черный Камень на р. Безымянной) нескольких сот метров мощности. В губе Безымянной в породах этой свиты А. А. Петренко были обнаружены *Schizophoria iowensis* Hall, *Gypidula brevitrostris* (Phill.) и другие формы. Терригенная свита согласно перекрывается толщей разнообразных известняков мощностью около 800 м. В нижней части известняковой толщи имеются остатки *Hypothyridina cuboides* (Sow.), *Schizophoria strtatula* Schl. и другой фауны. Верхняя половина толщи характеризуется присутствием остатков нескольких видов рода *Manticoceras* и *Crickites*, а также *Theodossia anossofi* (Veg.).

На северном острове Новой Земли франские отложения хорошо охарактеризованы фауной в районе между губой Северной Сульменева и губой Глазова. Здесь, по данным Г. Д. Белякова и Ю. С. Бушканец, на породах среднего девона лежат (снизу вверх):

1. Агломератовые туфы и туфобрекчии — 400 м.
 2. Кварцитовидные песчаники, кварциты с прослоями черных глинистых сланцев и линзами конгломератов — 400 м.
 3. Черные глинистые сланцы — 100 м.
 4. Зеленоватые глинистые сланцы и известковистые песчаники — 300 м.
 5. Серые массивные и буровато-серые рассланцованные известняки с прослоями черных глинистых сланцев — 250 м.
 6. Серые известняки, переслоенные черными глинистыми сланцами — 200 м.
- Общая мощность франских отложений составляет 1650 м.

В горизонтах 4, 5 и 6 повсеместно встречаются остатки обильной фауны. Горизонт 4 относится к нижнефранскому подъярису на основании присутствия в нем *Ladogia* cf. *meyendorfi* (Veg.). В 5 горизонте присутствуют *Cyrtospirifer disjunctus* (Sow.) и *Manticoceras intumescens* Вег., указывающие на среднефранский подъярус. Горизонт 6 принадлежит уже верхнефранскому подъярису, так как в нем обнаружены скопления гониатитов *Crickites expectatus* Wdkd.

Аналогичный разрез отложений франского яруса установлен А. А. Петренко и М. М. Ермолаевым в районах губ Архангельской и Русской Гавани. Здесь имеется фаунистически охарактеризованная свита песчаников, сланцев, агломератов и туфобрекчий, в которой выявлены остатки верхнедевонских рыб рода *Bothriolepis* и брахиоподы *Lamellispirifer novosibiricus* (Toll.). Вышележащие известняки в губе Архангельской имеют мощность около 1000 м, а в Русской Гавани 400 м. В первом районе внизу толщи известняки содержат остатки *Megalodon crassus* Eichw., а выше *Theodossia anossofi* (Veg.). В Русской Гавани на франский возраст известняковой толщи указывает фауна *Adolfia multifida* (Scup.), *Athyris polaris* Nal., *Hypothyridina cuboides* (Sow.), *Platyschisma uchtensis* Keyz.

На побережье Карского моря отложения франского яруса известны в Ледяной Гавани. Здесь в низу верхнедевонских отложений находятся известковистые и аркозовые песчаники с *Cyrtospirifer* sp., а верхние горизонты их сложены известняками с *Theodossia anossofi* (Veg.).

Мощность отложений франского яруса в заливе Ледяная Гавань равна 400 м.

Отложения фаменского яруса островов Вайгач и Новой Земли отличаются однообразием литологического состава и бедной фауной. Они очень сходны как с подстилающими их франскими, так и с перекрывающими турнейскими отложениями. Поэтому выделение образований фаменского яруса затруднительно. Стратиграфия их разработана слабо.

На основании имеющихся данных выделяются два стратиграфических горизонта. Для нижнего горизонта руководящей формой является *Cyrtospirifer archiact* (M u r c h.), а для верхнего *Liorhynchus ursus* N a l.

На о. Вайгач фаменские отложения распространены очень ограниченно. Они состоят из темных глинистых известняков, в нижних горизонтах которых встречаются остатки *Cyrtospirifer archiact* (M u r c h.), а в верхних *Cyrtospirifer brodi* (W e n.) и *Liorhynchus ursus* N a l.

На Новой Земле отложения фаменского яруса установлены на обоих островах там же, где распространены отложения франского яруса. Наиболее полно отложения фаменского яруса изучены на участке между губами Черной и Раковой. В этом районе в верху разреза верхнедевонских пород залегает свита известняков мощностью 400 м. В губе Раковой в низу свиты присутствует фауна *Cyrtospirifer* aff. *archiacti* (M u r c h.), *Cheiloceras acutum* M ü n s t. и другие руководящие для нижнефаменского подъяруса виды. В верхних слоях свиты обнаружены остатки *Cyrtospirifer* aff. *tenticulum* (V e g n.). Подобная фауна была собрана во многих пунктах Новой Земли (юго-восточная часть Карских Ворот, Костин Шар, Панькова Земля, губа Архангельская и Русская Гавань).

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Отложения каменноугольного возраста на о. Вайгач и Новой Земле принадлежат всем трем отделам этой системы. Наиболее широко распространены и лучше всего охарактеризованы фауной породы нижнего отдела. Средне- и верхнекаменноугольные образования известны в настоящее время только в южной части северного острова Новой Земли.

Нижний отдел

Отложения нижнего карбона повсеместно лежат согласно на верхнедевонских породах и литологически, особенно в нижней части разреза, не отличимы от последних. Обнаруженная обильная фауна позволяет выделять отложения всех трех ярусов. Изучением фауны каменноугольных отложений описываемых островов занимались главным образом Б. В. Милорадович, Л. С. Либрович и И. И. Горский, а в последнее время А. А. Войцеховская и В. И. Устрицкий.

Турнейский ярус

Отложения турнейского яруса на островах Вайгач и Новая Земля разделяются на два горизонта: нижний — строматопоровый и верхний, руководящими ископаемыми для которого являются *Spirifer medius* L e b. и *Sp. alatau* N a l.

На о. Вайгач отложения турнейского яруса установлены по рр. Болванской и Саткан, а также на мысе Костяном. Сложены они здесь известняками с обильной фауной брахиопод. Среди последних имеются *Spirifer medius* L e b. и *Sp. alatau* N a l. Мощность турнейских отложений на о. Вайгач равна 200 м.

На Новой Земле турнейские отложения встречаются в северной части пролива Карские Ворота на восточном побережье южного острова, а также в проливе Костин Шар, на Земле Панькова, в губе Мелкой и ряде других пунктов. Наиболее полно они изучены в последнее время

В. И. Бондаревым и С. В. Черкесовой в районе пролива Карские Ворота и Г. Д. Беляковым и Ю. С. Бушканец в проливе Костин Шар.

Состав турнейских отложений повсеместно довольно однообразный. Главную роль играют известняки и доломиты. Подчиненное значение имеют глинистые сланцы и песчаники.

В районе пролива Карские Ворота турнейские отложения развиты по северо-восточному побережью. По фауне в них выделяются два подъяруса — нижний и верхний, общая мощность пород которых равна 290—300 м. Нижнетурнейский подъярус состоит из двух горизонтов. Нижний из них сложен темными мелкокристаллическими известняками мощностью 100 м, содержащими остатки *Straporollus* aff. *dtonystit* N o n t f. Верхний горизонт слагается светлыми органогенными и псевдо-олитовыми известняками мощностью 900 м, заключающими фауну *Spirifer medius* L e b. Верхнетурнейский подъярус сложен темными глинистыми сланцами, переслоенными темными песчанистыми известняками общей мощностью около 100 м. В них обнаружена фауна *Paulonia* aff. *ranovens* P e e t z, *Plicatifera* ex gr. *mesoloba* (P h i l l.), *Rhipidomella michelini* E v e i l l. Аналогичный разрез отложений турнейского яруса наблюдается и к северу от Карских Ворот на юго-западном побережье южного острова Новой Земли до берегов пролива Костин Шар, в северной части которого, как установили Ю. С. Бушканец и Г. Д. Беляков, турнейские отложения отсутствуют и известняки визейского яруса ложатся непосредственно на породы девона в верховье р. Нехватовой. В северной, большей части Новой Земли, по ее западному побережью отложения турнейского яруса состоят главным образом из известняков и доломитов. В нижней части этой толщи встречены остатки *Actinostroma turcatopilosum* G o r., *Endophyllum alferovi* L e b. Возраст верхних слоев определяется по фауне *Spirifer alata* N a l. и *Sp. medius* L e b.

Визейский ярус

На о. Вайгач к этому ярусу относятся темно-серые известняки с фауной *Gigantoproductus* (M a r t.), *Striatifera striata* F i s c h. Породы распространены вдоль восточного берега. Мощность их равна 300 м.

На Новой Земле визейские отложения пользуются широким распространением. Мощность их достигает 550—700 м. Б. В. Милорадович отложения визейского яруса Новой Земли разделил на три горизонта (снизу вверх): черномысовский, карский и берховский. На основании сборов фауны В. И. Бондаревым и С. В. Черкесовой в настоящее время имеются все данные к выделению трех подъярусов, причем черномысовский и карский горизонты синхронны соответственно нижнему и среднему визейским подъярусам. Берховский же горизонт включает отложения как верхнего визейского подъяруса, так и нижние слои намюрского яруса. В районе пролива Карские Ворота отложения визейского яруса имеют общую мощность около 700 м. Нижневизейский подъярус представлен тонко- и толстослоистыми серыми кристаллическими известняками с линзами черного кремня и прослоями темных глинистых сланцев. Их мощность близка 200 м. На нижневизейский возраст указывают *Gigantoproductus* ex gr. *corrugato-hemisphaericus* (V a u g h.), *Athyris lamellosa* E v e i l l e, *Tylothyris laminosus* M. S o u. Средневизейский подъярус сложен кристаллически-зернистыми светлыми известняками без кремней общей мощностью 260 м. Они содержат массивные скопления крупных представителей рода *Gigantoproductus* и *Striatifera striata* (F i s c h.). Отложения верхневизейского подъяруса разделяются на два горизонта. Нижний, мощностью 120 м состоит из серых, часто окремненных известняков с *Gigantoproductus* sp. Верхний горизонт сложен чередующимися известняками и темными глинистыми сланцами мощностью 120 м.

На о. Вайгач фаунистически охарактеризованные отложения намюрского яруса до сих пор не установлены. По-видимому, к этому возрасту относятся известняки, перекрывающие верхневизейские слои.

На Новой Земле к намюрскому ярусу относятся известняки с просями стяжений серого и черного кремня. Известняки содержат обильную и довольно разнообразную фауну. На южном острове Новой Земли, в пределах между Костиным Шаром и Карскими Воротами, эти отложения разделяются на два горизонта. Нижний горизонт мощностью 80 м состоит из переслаивающихся светло-серых криноидных и темно-серых кремненых известняков с остатками *Krotovia karpinskiana* (Jap.), *Vuxtonia cf. kumpani* Rot., *Spirifer integricosta* Phil. Верхний горизонт сложен серыми кристаллически-зернистыми известняками, мощностью 80 м. В этом горизонте местами (о. Междушарский и о-ва Алебастровые) встречаются залежи гипса. Возраст отложений этого горизонта определяет распространенный здесь *Productus productus* Mart. и другие формы.

На северном острове Новой Земли, в районе Русской Гавани и более южных пунктах, к намюру относятся известняки мощностью около 150 м. Они содержат остатки *Productus plicatostriatus* Milor., *P. latissimus* Sow.

Средний отдел

Фаунистически охарактеризованные отложения среднего карбона стали известны на Новой Земле только за последние годы после обнаружения их в районе губ Мелкая — Машигина на северном острове и в районе Костина Шара на южном. На первом участке они представлены, по данным Г. Д. Белякова, Ю. С. Бушканец, массивными, реже слоистыми серыми битуминозными обломочными и оолитовыми известняками мощностью около 100 м. В губе Глазова и у мыса Борисова, на северном берегу губы Машигина в этих известняках присутствует фауна *Choristites uralensis* Leb., *Ch. priscus* Eichw. и ряд других форм, указывающих, по заключению А. П. Ротая, на московский ярус (подольско-мячковский горизонт Подмосковья).

В районе Костина Шара, по среднему течению р. Рогачева и в верховьях р. Нехватова, а также в ряде более южных пунктов, как отмечают Г. Д. Беляков, Ю. С. Бушканец и Г. А. Ермолаев, встречаются отдельные сохранившиеся от размыва пятна пород среднего карбона. В основании разреза среднекаменноугольных пород находятся полимиктовые конгломераты с окатанными обломками фауны визе и фауной среднего карбона в цементе. Выше обычно лежат оолитовые известняки, в которых на р. Рогачева была обнаружена фауна башкирского яруса: *Endothyra* ex gr. *aljutovica* Reith., *E.* ex gr. *mosquensis* Reith. и др. Мощность отложений среднего карбона сильно колеблется, изменяясь от 0 до 100 м.

Верхний отдел

Палеонтологически охарактеризованные отложения верхнего карбона установлены на о. Вайгач в районе мыса Гомса-Сале. Они состоят из серых плотных известняков мощностью 200 м. Возраст их определяется по обильным остаткам брахиопод: *Productus transversalis* Tschern., *Spirifer panduriformis* Tschern., *Sp. rectangulus* Kut.

На Новой Земле к верхнему карбону Б. В. Милорадовичем предположительно отнесены породы нижней части песчано-сланцевой толщи, которая выше по разрезу содержит остатки пермской фауны.

Палеонтологически охарактеризованные верхнекаменноугольные отложения были установлены Г. Д. Беляковым и Ю. С. Бушканец в рай-

оне между губой Крестовой и заливом Мелким на северном острове Новой Земли. В этом районе на среднекаменноугольных отложениях согласно лежит пачка светло-серых известняков и глинистых известняков общей мощностью не более 100 м. В известняках присутствуют органические остатки, принадлежащие, по определению В. Д. Фомичева и Р. В. Соломиной, *Caninophyllum* ex gr. *kokscharovi* St u k., *Caninia nosovi* F o m., *Protritycites subzchwage rinoides* R a s., характерным для нижних горизонтов верхнего отдела каменноугольной системы.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Пермские отложения распространены главным образом на Новой Земле, где они играют большую роль, но встречаются и на о. Вайгач. По органическим остаткам устанавливается присутствие как ниже-, так и верхнепермских отложений. Однако выделить повсеместно отложения отдельных ярусов невозможно, пока не будет проведено монографическое изучение пермской фауны.

Нижний отдел

На о. Вайгач нижнепермские отложения распространены узкой полосой вдоль побережья Карского моря от бухты Шпиндлера до Карских Ворот. Они залегают то на нижнекаменноугольных, то на среднекаменноугольных породах. Состоят из чередующихся между собой глинистых сланцев, алевролитов, песчаников и песчаных известняков. Общая мощность этой толщи несколько превосходит 2000 м. Ее нижнепермский возраст определяется по фауне: *Spiriferella drachei* T o u l a, *Productus cancrini* V e r n., *P. porrectus* K u t. и других видов.

На Новой Земле нижнепермские отложения особенно широко развиты на ее южном острове, но встречаются и на северном вдоль его западного и восточного побережий. На южном острове Новой Земли в районе северной части пролива Костин Шар, как показали исследования Г. Д. Белякова и Ю. С. Бушканец, в нижнепермской толще выделяются отложения, принадлежащие сакмарскому, артинскому и кунгурскому ярусам. Отложения сакмарского века в своем основании имеют слой известняковых конгломератов, залегающих на размытой поверхности ниже- и среднекаменноугольных отложений. На конгломератах лежит пачка черных известково-глинистых и кремнисто-глинистых сланцев и алевролитов, общая мощность которых достигает 90—100 м. На мысе Сокол в заливе Рогачева и близ пос. Белушье были собраны в черных глинистых сланцах и алевролитах органические остатки, которые, по определению В. И. Устрицкого, принадлежат распространенным в сакмарском ярусе *Martinia* cf. *orbicularis* G e m m., *Buxtonia* ex gr. *nebrascensis* O w e n, *Marginifera schellwieni* (T s c h e r n.).

Артинские отложения представлены толщей массивных серых и зеленовато-серых, нередко косослоистых полимиктовых песчаников, переслоенных черными глинистыми сланцами, аргиллитами и конгломератами. Мощность артинской толщи равна 1000 м. Органическими остатками толща бедна. По северному побережью пролива Костин Шар Г. Д. Беляковым собраны *Fenestella* sp., *Rhombotrypella* sp. (определения Л. В. Нехорошевой), *Rhynchopora* sp. (определение В. И. Устрицкого); *Paracalamites* sp. и *Cordaites* sp. (определения Н. А. Шведова).

Кунгурские отложения распространены, по данным Г. Д. Белякова и Ю. С. Бушканец, ограниченно вдоль юго-западного побережья Густинной Земли на западе и в бассейне р. Саввиной на востоке. Представлены кунгурские отложения однообразной толщей песчаников, алевролитов и сланцев, переслаивающихся между собой. Изредка встречаются тонкие прослои известняков.

Мощность кунгурских отложений в районе северной части пролива Костин Шар составляет 800 м. На Гусиной Земле в этой толще Г. Д. Беляков обнаружил *Spirifer poststriatus* Nik. (определение В. И. Устрицкого) и *Kolymia irregularis* Lich. (определение Е. М. Люткевича). Из этой же толщи в районе устья р. Корабельной на восточном побережье южного острова Новой Земли В. М. Лазуркин и Е. Н. Фрейберг собрали большую коллекцию брахиопод, в которой Г. Н. Фредериксом были определены *Spiriferella saranae* Vern., *S. borealis* Fred., *S. rajah* Salt., *S. lytha* Fred., *Productus sylvensts* Stuck., *P. pseudohorridus* Wit. и другие формы.

К северу от пролива Костин Шар пермские отложения на южном острове Новой Земли пока разделяются только, по данным Б. С. Романовича, Н. А. Шведова и К. К. Демокидова, на две свиты: нижнюю — глазовскую и верхнюю — кармакульскую. Глазовская свита состоит главным образом из темных глинистых сланцев и алевролитов. Подчиненное значение имеют песчаники. Мощности глазовской свиты составляет около 700 м. По возрасту она параллелизуется с нерасчлененными отложениями сакмарского яруса и нижней частью артинского яруса. Кармакульская свита в основном сложена серыми и зеленовато-серыми полимиктовыми песчаниками, переслоенными глинистыми сланцами и алевролитами. Мощности кармакульской свиты составляет 1000 м. Органические остатки в кармакульской свите были обнаружены А. А. Петренко, И. Л. Рыскуновым и Н. А. Шведовым.

Наиболее характерными формами здесь являются: *Productus verhojanicus* Fred., *Spiriferella borealis* Fred., *S. saranae* Vern., *Camarophoria supestes* Vern. На северном острове Новой Земли нижепермские отложения распространены узкими полосами вдоль его западного и восточного побережья. По литологическому составу эти отложения близки к нижепермским осадкам южного острова.

Наиболее детально описан разрез пермской толщи Г. Д. Беляковым и Ю. С. Бушканец в районе, расположенном на западном побережье северного острова Новой Земли, между губой Крестовой и заливом Мелким. В этом районе на размытой поверхности пород каменноугольного возраста в основании пермской толщи залегает пачка глинистых известняков и черных известковых алевролитов общей мощностью около 60 м. Глинистые известняки содержат остатки кораллов из родов *Timorphyllum* и *Lophophyllidium* (определения В. Д. Фомичева) и брахиопод *Linoproductus achunovensts* Step., *Martinia parvula* Tschern., *Mutrowoodia psludoartiensis* Stuck., *Spiriferella praesaranae* Step. (определения В. И. Устрицкого), руководящих для сакмарского яруса на Пай-Хое и в Печорском бассейне. Залегаящая на сакмарских отложениях согласно толща пермских терригенных пород, разделяется Г. Д. Беляковым и Ю. С. Бушканец на три свиты. Из них две нижние (глазовская и кармакульская) отнесены к артинскому ярусу, а верхняя к кунгурскому ярусу.

Глазовская свита сложена черными углисто-глинистыми сланцами и алевролитами, переслоенными иногда пластами полимиктовых песчаников мощностью до 104 м. В песчаниках встречаются линзы конгломератов, галька в которых состоит из глинистых сланцев. Мощности глазовской свиты равна 300 м.

Органических остатков в глазовской свите Г. Д. Беляков и Ю. С. Бушканец не обнаружили, но севернее района их исследований О. Хольтедаль, М. М. Кругловский и А. А. Петренко нашли в аналогичных по литологии и стратиграфическому положению отложениях на п-ове Адмиралтейства, на Крестовых островах и на побережье между заливом Седова и Русской Гаванью довольно много ископаемой фауны, среди которой присутствуют формы, указывающие на артинский век, как, например, *Productus stuckenbergianus* Krot.

Кармакульская свита на северном острове Новой Земли в районе губы Крестовой сложена темно-серыми мелко- и среднезернистыми полимиктовыми песчаниками, переслоенными черными глинистыми сланцами. Мощность кармакульской свиты достигает 400 м. Органических остатков Г. Д. Беляков в ней не обнаружил. Самая верхняя свита пермской толщи в указанном выше районе распространена ограниченно. Она состоит из темно-серых глинистых сланцев с подчиненными прослоями полимиктовых песчаников. С нижележащей кармакульской свитой эти отложения связаны постепенным переходом. Мощность верхней свиты составляет 200 м.

Среди органических остатков, собранных из пород этой свиты, Е. М. Люткевич определил *Kolymia irregularis* Lich., а В. И. Устрицкий формы из рода *Mentzelia*. По сопоставлению со схемой стратиграфического расчленения пермских отложений Пай-Хоя верхняя свита пермской толщи в районе губы Крестовой относится к кунгурскому ярусу. В северо-восточной части северного острова Новой Земли фаунистически охарактеризованные пермские отложения развиты как на побережье Баренцова моря, так и на побережье Карского моря. Расчленить их пока не удается вследствие разрозненности фактических данных.

Верхний отдел

Присутствие верхнепермских отложений установлено Г. Д. Беляковым и Ю. С. Бушканец в 1950 г. на п-ове Адмиралтейства (северный остров Новой Земли). Они представлены зелеными слоистыми песчаниками и алевролитами мощностью в 300 м, согласно залегающими на нижнепермских отложениях. Е. М. Люткевич определил из этих отложений остатки *Schizodus subobscurus* Lich. и *Liebea hausmani* Goldf. На верхнепермский возраст пород указывает первая форма.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Вопрос о присутствии на описываемых островах мезозойских отложений в коренном залегании остается до сих пор окончательно нерешенным. Породы с фауной мезозоя были встречены во многих пунктах западного побережья Новой Земли: Гусиная Земля, район губы Безымянной, Маточкин Шар, губа Крестовая — и других местах. Эти породы образуют небольшие скопления слабоокатанных глыб на поверхности прибрежной равнины или встречаются в виде валунов в моренах современных ледников. Такой характер залегания позволяет предполагать, что мезозойские отложения были значительно распространены на Новой Земле, но в дальнейшем частично уничтожены денудационными процессами. Судя по обилию обломков мезозойских пород, в современных моренах, на северном острове, возможно, они еще сохранились местами под покровом ледникового щита. Органические остатки, заключенные в обломках мезозойских пород, относятся к юрскому и меловому периодам.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Средний отдел

Батский ярус

Ископаемая фауна батского яруса была обнаружена А. А. Петренко в валунах серого песчаника на Паньковой Земле и на мысе Столбовом, Г. Д. Беляковым в губе Крестовой и Д. Н. Соколовым в губе Машигина. По данным определений В. И. Бодылевского и Н. С. Воронец здесь присутствуют: *Cranocephalites pompeckji* Mads., *Cylindroteuthis* cf. *subrediviva* Lem., *Pseudomonotis* sp., *Pecten* sp.

Верхний отдел

Келловейский ярус

• В валунах серых разнотернистых песчаников, иногда сидеритизированных, широко распространенных по западному побережью Новой Земли к югу от пролива Маточкин Шар, а также присутствующих в губе Крестовой, В. Н. Вебером, О. Хольтедалем и А. А. Петренко была собрана довольно обильная и разнообразная фауна, по которой устанавливаются все три зоны келловейского яруса. Сборы О. Хольтедаля описаны Г. Зальфельдом, находки В. Н. Вебера и А. А. Петренко определялись Д. Н. Соколовым и В. И. Бодылевским.

Нижний келловей устанавливается по присутствию *Macrocephalites ichmae* Keys. На средний келловей указывает *Cadoceras tscheffkini* Orb. Верхняя зона келловейского яруса устанавливается по нескольким формам аммонитов, принадлежащим *Quenstedticeras keyserlingi* D. Sok., *Q. mariae* Orb., *Q. (?) holtedahli* Salf. and Freib. и *Cadoceras nikitini* Sok.

Оксфордский ярус

В губе Безымянной и на Земле Панькова А. Норденшельд обнаружил валуны песчаников с *Cardioceras alternans* Buch.

Кимериджский ярус

Ископаемая фауна верхнего кимериджа обнаружена только в одном пункте — губе Поморской, где О. Хольтедаль нашел валуны песчаников, содержащие остатки *Cardioceras subtilicostatum* Pavl. Фауна нижнего кимериджа на Новой Земле не выявлена.

Верхний волжский ярус

Валуны с остатками фауны верхнего волжского яруса встречаются во многих пунктах западного побережья Новой Земли. А. Норденшельд встретил такие валуны серого битуминозного известняка на мысе Южный Гусиный Нос близ пос. Белужье. Р. Л. Самойлович и А. А. Петренко собрали валуны серых песчаников с ископаемой фауной верхнего волжского яруса в нескольких пунктах Земли Панькова. Собранные вышеуказанными исследователями органические остатки определялись С. Тульбергом, Х. Фребольдом, Д. Н. Соколовым и В. И. Бодылевским. По данным последнего, имеется фауна верхнего волжского яруса, представленная следующими формами: *Craspedites* cf. *fragilis* Trautsch., *Aucella terebratuloides* Lach., *A. obliqua* Tullb., *A. subuncitoides* Bod., *A. subinflata* Pavl., *A. andersoni* Pavl., *A. jaskovi* Pavl., *Inoceramus* sp., *Ptychostolis nordenskioldi* Tullb., *Nucula borealis* Tullb., *Leda damariensis* Buch., *L. tullbergi* Bod.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

На Новой Земле в валунах песчаников была собрана нижнемеловая фауна валанжинского, готерив-барремского и апт-альбского ярусов. Верхнемеловая фауна на Новой Земле до сих пор не обнаружена.

Нижний отдел

Валанжинский ярус

Судя по встреченным органическим остаткам, заключенным в валунах песчаников, найденных в районе мыса Столбового и к югу от него на Земле Панькова, среди ископаемой фауны валанжина имеются представители всех трех зон этого яруса. Нижняя зона устанавливается по *Craspedites spasskensts* Nik., описанному Д. Н. Соколовым, и *Tollia* cf.

stenomphala P a v l., *T. novosemelica* S o k. Присутствие средней зоны подтверждается наличием таких форм, как *Temnopychites hoplitooides* N i k., *Polyptychites scubbendorffi* S c h m i d t, *Euryptychites gravesiformis* P a v l., а также имеющими широкое вертикальное распространение *Aucella keysertingi* L a c h., *A. unskensis* P a v l. и *Oxytoma inaequivalvis* S o w.

Верхняя зона определяется по *Aucella* cf. *crassicolis* K e y s. и *A.* cf. *sublaevis* K e y s.

Готеривский и барремский ярусы

К югу от губы Безымянной, в устье р. Бритвенки, по данным А. А. Петренко, встречаются глыбы черных углистых песчаников с остатками *Protocedroxylon araucarioides* G o t h. На о-вах Шпицберген и о. Уединение этот вид известен из отложений готерива и баррема.

Аптский и альбский ярусы

В губе Машигина, по данным Г. Д. Белякова, и в районе Земли Панькова, по указаниям Г. Зальфельда и Х. Фребольда, встречаются валуны серых мелкозернистых песчаников с фауной верхов нижнего мела. В. И. Бодылевский и Н. С. Воронец описали из этих сборов *Deshayesites* sp., *Balduroceras* sp., *Inoceramus revelatus* K e y s.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Стратиграфия отложений четвертичной системы как Новой Земли, так в особенности и о. Вайгач, пока разработана слабо. В последнее время Н. Г. Загорская произвела обобщение всех имеющихся к настоящему времени данных по геологии четвертичных отложений указанных островов. Согласно выводам Н. Г. Загорской, четвертичные отложения о-вов Вайгач и Новой Земли принадлежат верхнему и современному отделам.

Верхний отдел

Среди верхнечетвертичных отложений выделяются образования зырянского оледенения, каргинской трансгрессии и сартаиского оледенения. Отложения карпинской трансгрессии на Новой Земле соответствуют образованиям онежской трансгрессии северо-востока Русской платформы.

Зырянские ледниковые образования довольно широко распространены на Новой Земле, но не установлены на о. Вайгач. Они представлены эрратическими валунами, встречаемыми на водораздельных пространствах с абсолютными отметками свыше 200 м. Эрратические валуны состоят из разнообразных пород: гранитоидов, диабазов, палеозойских кварцитов, песчаников и метаморфических сланцев. Каргинские морские отложения пользуются широким распространением на Новой Земле. По-видимому, они присутствуют и на о. Вайгач, где выделить их из комплекса других четвертичных отложений пока невозможно за недостаточностью фактических данных. На Новой Земле к каргинским отложениям Н. Г. Загорская относит незначительной мощности скопления галечников, песков и суглинков, содержащих морскую ископаемую фауну. Эти породы наблюдались на поверхности абразионных террас в виде отдельных небольших пятен, в интервале высот от 160 до 200 м. Среди органических остатков, собранных на поверхности 200-м террасы, имеются следующие формы: *Pecten islandicus* M ü l l., *Saxicava arctica* L., *Mya truncata* L., *Macoma calcarea* C h e m p. и *Balanus* sp. На террасах высотой около 160 м над уровнем моря, кроме вышеперечисленных форм, присутствуют: *Astarte compressa* L., *A. sulcata* D a - C o s t a, *A. borealis* (C h e m p.) *typica*.

Ледниковые образования сартанского века представлены отложениями размытых конечных, донных и боковых морен. Они образуют в устьевых частях большинства крупных ледниковых долин северного острова Новой Земли холмистые гряды с относительной высотой до 40—70 и, реже, 130 м. На южном острове Новой Земли и по-видимому, на о. Вайгач подобные образования имеются как в устьях долин, так и на остальной части последних. Они слагают поперечные гряды, холмы и приклоненные к коренным склонам долины террасы относительной высотой 40—50 м. Состоят указанные моренные образования из суглинков с гравием и большим количеством валунов разнообразных пород местного происхождения.

Современный отдел

Образования современной эпохи разделяются на послеледниковые морские, аллювиальные, ледниковые и элювиально-делювиальные образования. К современным образованиям также принадлежат льды, образующие обширный покров на северном острове Новой Земли.

Послеледниковые морские отложения представляют собой в основном перемытые ледниковые образования предыдущего сартанского оледенения. Они встречаются на поверхности абразионных террас, имеющих высоты от 10 до 100 м над уровнем моря. Время образования этих террас определяется тем, что они врезаются в конечные моренные отложения сартанского оледенения. Ископаемая фауна, найденная в послеледниковых морских отложениях, однообразна и состоит из следующих форм: *Astarte borealis* (Chemn.) *arctica* Gr., *A. crenata* (Gray) *crebricostata* Andr. et Forb., *Cardium groenlandicum* Chemn., *Mya truncata* L., *Saxicava arctica pholadis* L.

Современные морские отложения характеризуются иловатыми песками и галечниками пляжей, кос и пересыпей, которые встречаются в большом количестве вдоль юго-западного, южного и юго-восточного побережья Новой Земли. Длина их достигает нескольких километров при ширине 100—200 м.

Современные аллювиальные образования представлены русловыми, пойменными и дельтовыми отложениями, состоящими из галечников, песков, супесей и глин.

Элювиальные и делювиальные образования современной эпохи характеризуются широким распространением. Мощность элювия невелика и измеряется несколькими метрами. Делювиальные отложения образуют мощные скопления на склонах. Отсутствие растительного покрова, обилие снежников и сплошное развитие вечной мерзлоты способствуют широкому распространению в делювиальных отложениях солифлюкционных процессов, обуславливающих появление каменных рек и морей, полигональной тундры, каменных многоугольников и струйчатости почвы.

Своеобразным современным образованием на Новой Земле является ледниковый щит, покрывающий площадь около 22 600 км² на северном острове, что составляет около 70% всей его территории. По данным П. А. Шумского, средняя мощность ледника равна 280—290 м, а общий объем льда достигает 6400 км³. Окраска льда в центральных частях покрова синяя. К периферии его лед приобретает желтовато-зеленый цвет в результате обогащения минеральными примесями. Лед покрова состоит из беспорядочно ориентированных зерен и обладает слоистой текстурой.

Современные ледниковые образования представлены конечными, боковыми и срединными моренами ныне существующих ледников, развитых на Новой Земле к северу от параллели 73° с. ш., а также небольшими зандровыми полями, камами и озамми. Эти образования имеют ограниченную мощность. Характерно, что часть валунов в современных

моренах, как отмечают Э. В. Апсит и Г. Д. Беляков для северного острова Новой Земли, слагается песчаниками с остатками мезозойской фауны.

ВУЛКАНИЗМ

Вулканическая деятельность в пределах описываемых островов проявлялась неоднократно. Она происходила в ордовикском периоде, в конце среднедевонской — начале верхнедевонской эпох, в каменноугольном периоде и, наконец, в конце пермского периода или, возможно, в начале мезозойской эры. Кроме того, имеются некоторые основания предполагать проявления вулканизма до верхнекембрийской эпохи. На эту фазу указывают гальки гранита, встречающиеся в верхнекембрийских конгломератах на Новой Земле. С ордовикской фазой вулканизма связывается образование покровных излияний основной магмы как на Новой Земле, так и на о. Вайгач. К настоящему времени эти магматические породы в результате неоднократно проявившихся процессов регионального метаморфизма были сильно изменены и стали внешне похожи на метаморфические сланцы, магматическое происхождение которых выявляется только лишь при микроскопических исследованиях.

Ордовикские основные породы представлены диабазами, основными лавами и их туфами. Все они дислоцированы согласно с вмещающими их осадочными породами ордовикской системы. Выше по разрезу они не встречаются. Косвенным указанием на проявление интрузивной деятельности в ордовикском периоде где-то в смежных районах может служить галька гранитоидов, встречаемая в конгломератах и песчаниках основания силурийской толщи Новой Земли.

С фазой вулканизма, проявившейся в средне- и верхнедевонскую эпохи, связаны мелкие интрузии и обширные излияния основной магмы. Интрузивные основные породы пользуются широким распространением. Они известны на обоих островах Новой Земли. К этой же фазе вулканизма, вероятно, относятся широко распространенные по западному берегу о. Вайгач основные породы, секущие ордовикские отложения. Среди интрузивных основных пород выделяются диабазы, габбро-диабазы и пикриты. Диабазы в зависимости от особенностей своего минералогического состава разделяются на авгитовые, оливиновые и альбитизированные разновидности. Для всех этих пород характерна офитовая структура. В их составе принимают участие плагиоклаз-лабрадор, пироксен-авгит, иногда появляется оливин. Вторичными минералами являются актинолит, хлорит и эпидот. В альбитизированных диабазах плагиоклаз альбитизирован и замещен агрегатом соссюрита, цоизита и альбита. Пироксен в этих породах обычно амфиболитизирован. Пикриты встречаются совместно с диабазами, слагая нижние части интрузий. Породы этого типа обычно сильно серпентинизированы. Из первичных минералов в той или иной мере сохраняются авгит и бурая роговая обманка, реже оливин и плагиоклаз. Пикриты в основном состоят из округлых псевдоморфоз хлорита, серпентина, актинолита и антигорита, развивающихся по оливину и пироксену. Структура пород решетчатая.

Эффузивные основные породы образуют в средне- и верхнедевонских отложениях покровы и пластовые залежи, дислоцированные совместно с осадочными свитами. Мощность покровов и залежей колеблется в широких пределах — от десятка до нескольких сотен метров. По структурным особенностям различаются диабазовые порфириты, миндалекаменные спилиты, базальтоидные диабазы. Все эти породы близки между собой по минералогическому составу. Они состоят из лабрадора и пироксена, в некоторых разновидностях встречается оливин. В результате вторичных процессов получают развитие хлорит, эпидот и карбонат, а в оливинсодержащих породах — пеннин и серпентин. В тесной связи

с основными эффузивными породами находятся туфы. Они обособляются либо в кровле покровов, либо чередуются с основными породами. По структурам выделяются агломератовые, зернистые, пепловые туфы, имеются также и туфоконгломераты. В состав туфов входят угловатые обломки основных и осадочных пород, лапилли, сцементированные пепловым цементом.

Со следующей фазой магматической деятельности, имевшей место в конце каменноугольного периода, связан комплекс пород кислых интрузий. Они известны как на южном, так и на северном островах Новой Земли. На северном острове кислые интрузии образуют вдоль западного побережья зону северо-восточного простираения. Эта зона представлена по направлению с юга на север интрузией гранитоидов горы Митюшев Камень и несколькими более мелкими телами тех же пород, расположенными между губой Крестовой и губами Южной и Северной Сульменева. Относительно возраста этих интрузий существовали разные мнения. Так, например, Н. Н. Мутафи предполагал внедрение интрузии горы Митюшев Камень в конце силурийского периода. В последнее время А. В. Лоскутовым и О. Г. Шулятиным было предпринято определение абсолютного возраста пород из ряда интрузий, известных на Новой Земле. Как показали измерения, проведенные в лаборатории ВСЕГЕИ, гранитоиды из зоны горы Митюшев Камень имеют абсолютный возраст в 240 млн. лет, что примерно соответствует концу каменноугольного периода.

Гранитный массив Митюшев Камень обнажается на южном берегу губы Митюшихи. В морфологическом отношении массив представляет собой шток площадью 100 км². Среди пород, слагающих интрузию, выделяются гнейсовидные граниты, гранодиориты и жильные образования в виде аплитов и пегматитов. На основании взаимоотношения указанных пород Н. Н. Мутафи устанавливает две фазы внедрения магмы.

С более ранней фазой связано появление гнейсовидных гранитов. Они по своему минералогическому составу разделяются на лейкократовые, биотитовые и двуслюдяные. Лейкократовые гнейсовидные граниты состоят из калиевого полевого шпата, плагиоклаза и кварца. В незначительных количествах в них присутствует мусковит и биотит, очень редко встречается роговая обманка. Среди акцессорных минералов обычны турмалин, апатит, титанит, циркон. Вторичными являются хлорит, цоизит, эпидот. По количественному соотношению калиевого полевого шпата и плагиоклаза различаются две группы пород: микроклиновые гнейсовидные граниты и плагиогнейсограниты.

Биотитовые гнейсовидные граниты отличаются от описанных выше гранитов меньшим содержанием кварца и большим количеством биотита. Близкими к этой группе по составу являются двуслюдяные граниты, в которых наряду с биотитом присутствует мусковит.

Граниты и гранодиориты секут гнейсовидные граниты с гнейсовидной структурой. Для них характерна порфиоровидная структура со следами катаклаза. По минералогическому составу среди них выделяются щелочные микроклиновые граниты, аляскиты, лейкократовые плагиоклазовые граниты, биотитовые граниты, мусковитовые граниты и гранодиориты.

Щелочные микроклиновые граниты являются наиболее распространенными среди других разновидностей пород горы Митюшев Камень. Они состоят в основном из микроклина и кварца. В подчиненном количестве имеется плагиоклаз. Среди акцессорных минералов присутствуют циркон, сфен, магнетит и лейкоксен. Из вторичных минералов наблюдается хлорит и кальцит. Зерна кварца раздроблены.

Аляскиты отличаются от вышеописанных гранитов преобладанием среди полевых шпатов плагиоклаза ряда альбит-олигоклаза и почти полным отсутствием цветных минералов.

Лейкократовые плагиоклазовые граниты в своем составе имеют кварц, микроклин, альбит. Цветной минерал представлен биотитом, а акцессорные — апатитом, рутилом и цирконом, реже встречается сфен и ортит. Иногда присутствует в значительных количествах турмалин.

Биотитовые граниты имеют порфирированную структуру. Порфирированные вкрапления принадлежат микроклину. Среднезернистая масса породы состоит из плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца, биотита, мусковита и редких зерен зеленой роговой обманки. Акцессорными минералами являются апатит и циркон. Плагиоклаз относится к олигоклазу, сильно серицитизирован. Он всегда преобладает над калиевым полевым шпатом.

Гранодиориты приурочены к окраинным частям массива. Они состоят из плагиоклаза андезинового ряда, калиевого полевого шпата, кварца, биотита и роговой обманки. Из акцессорных минералов встречаются апатит, титанит, магнетит, лейкоксен. Вторичными минералами являются хлорит, серицит, эпидот и цоизит. Среди полевых шпатов всегда преобладает плагиоклаз.

Жильные породы гранитного массива Митюшев Камень принадлежат аплитам, пегматитам и лампрофирам. Аплиты встречаются в периферийных частях массива в виде жил разной мощности. Они состоят из кислого плагиоклаза и кварца. В незначительных количествах в них присутствуют калиевый полевой шпат и биотит, а из акцессорных минералов циркон, монацит, апатит и магнетит. Пегматиты имеют ограниченное развитие. Они состоят из кислого плагиоклаза, калиевого полевого шпата и кварца. В незначительных количествах встречается мусковит, биотит, реже, турмалин. Лампрофиры обычно сильно изменены. Основные плагиоклазы замещены соссоритом. Первичная роговая обманка уралитизирована и эпидотизирована. Кварца в лампрофирах 10—12%. В основной массе широко распространены цоизит, эпидот, хлорит, альбит, титаномagnetит, лейкоксен. Изредка присутствуют калиевый полевой шпат и апатит. К гидротермальным образованиям, связанным с интрузией горы Митюшев Камень, относятся кварцевые жилы, распространенные в краевых частях массива. Кроме кварца, эти жилы содержат в незначительных количествах слюды, турмалин, халькопирит, галенит и сфалерит.

К северо-востоку от горы Митюшев Камень, в губах Крестовой, Южной и Северной Сульменева, а также в заливе Русская Гавань обнаружены мелкие интрузии гранитоидов, прорывающих фаунистически охарактеризованные силурийские и верхнедевонские отложения. По форме эти интрузии относятся к небольшим штокам и мощным дайкам, сложенным гранитами, гранодиоритами, диоритами и гранит-порфирами. Все эти породы по своим структурным особенностям и минералогическому составу аналогичны соответствующим породам горы Митюшев Камень.

На южном острове Новой Земли кислые изверженные породы распространены весьма ограниченно. Незначительные их выходы известны в губе Пропащей. Они состоят из гранит-порфиров, слагающих мало-мощные дайки, секущие отложения нижнего карбона.

С последней фазой вулканизма, проявившейся, вероятно, в конце пермского периода или в начале мезозойской эры, связано образование мелких интрузий гранитов на восточном берегу северного острова Новой Земли и граносиенитов губы Северной Сульменева.

Граниты обнажаются на восточном побережье Новой Земли в двух пунктах: на южном берегу залива Циволько и к северо-востоку от залива Благополучия, между ледниками Рождественского и Новопашенного. В этих местах граниты слагают небольшие (18 и 0,08 км²) штокообразные интрузии, приуроченные к разломам, секущим палеозойские породы, до нижнекаменноугольных включительно. Следов катаклаза

граниты не несут. Они образуют активные контакты с силурийскими отложениями, а гидротермальные проявления, связанные с ними, захватывают и нижнекаменноугольные отложения. По своему составу породы обеих интрузий близки между собой и представлены лейкократовыми и меланократовыми порфиroidными гранитами и гранодиоритами, а также порфиroidными плагиогранитами.

Граносиениты образуют в губе Северная Сульменева дайки мощностью до 20 м, которые секут как силурийские, так и верхнедевонские породы. Граносиениты несут следы катаклаза. Состоят они из калиевого полевого шпата, олигоклаз-андезина и незначительных количеств кварца. Вторичными минералами являются цоизит, эпидот, актинолит и кальцит, а к аксессуарным относятся циркон, апатит и сфен. Абсолютный возраст этих интрузивных пород определялся в лаборатории ВСЕГЕИ и, как указывают А. В. Лоскутов и О. Г. Шулятин, равен 180 млн. лет.

ТЕКТОНИКА

В общем плане тектонического строения центральной части севера СССР о-ва Новой Земли и Вайгач относятся к Урало-Пайхойской складчатой области, представляя ее непосредственное продолжение в северном направлении. По наличию угловых несогласий, степени дислоцированности, метаморфизму и другим признакам все отложения палеозоя, складывающие упомянутые острова, отчетливо делятся на два комплекса: 1) нижний, включающий отложения от кембрия до верхнего карбона, и 2) верхний, который слагается пермскими породами. Это дает основание предполагать здесь проявление двух циклов тектогенеза. Палеозойские отложения о-вов Вайгач и Новой Земли, собранные в складки в результате указанных выше циклов тектогенеза, образуют в целом сложную структуру, в которой выделяются три основные морфологические единицы. Это южный и северный антиклинорий, а также синклинальный прогиб сложного строения, разделяющий первые две структуры.

Южный антиклинорий включает южную территорию Новой Земли до 72° с. ш., о. Вайгач и северо-западную часть Югорского полуострова, расположенную уже за пределами рассматриваемой области. Как к юго-востоку, так и к северо-западу этот антиклинорий погружается. Его ядро, сложенное ордовикскими породами, обнажено в пределах о. Вайгач и в районе залива Рейнеке Карских Ворот, на южном побережье Новой Земли.

В пределах о. Вайгач юго-западное крыло антиклинория скрыто под уровнем моря, а его северо-восточное крыло слагается породами от силурийского до нижнепермского возраста включительно. Ордовикские отложения ядра антиклинория интенсивно смяты в крутые и изоклинальные складки северо-западного простирания. Выше лежащие породы палеозоя на северо-восточном крыле структуры имеют крутое моноклинальное падение к северо-востоку. В южной части острова, между проливом Югорский Шар и р. Талей-Яга, это крыло осложнено синклинальным прогибом, или, возможно, грабеном, в котором между силурийскими породами зажаты девонские и каменноугольные отложения. Целая серия продольных разломов осложняет антиклинальную структуру о. Вайгач. Наиболее крупными из них являются так называемые «карский надвиг» и «зона главного разлома». По карскому надвигу на мысе Болванский Нос силурийские породы надвинуты на отложения визейского яруса, а на мысе Гомса-Сале — на породы верхнего карбона. Зона главного разлома прослежена от бухты Варнека на юге до берега Карских Ворот на север. С этой зоной связано полиметаллическое оруденение о. Вайгач.

На южном острове Новой Земли обнажаются оба крыла южного антиклинория. Ордовикские и силурийские породы, залегающие в его

ядре, образуют главную симметричную антиклинальную складку северо-западного простирания, крылья которой имеют падение $60-70^\circ$. Мелкая и очень интенсивная складчатость второго порядка сильно осложняет на юге эту в сущности простую структуру. К северу интенсивность смятия возрастает, и здесь главная антиклинальная структура разветвляется на несколько мелких, погружающихся в северо-западном направлении симметричных крутых складок, шарниры которых волнисты (брахискладки оз. Нехватова).

Юго-западное крыло антиклизория, сложенное породами среднего палеозоя, имеет довольно сложное строение. Оно смято в ряд складок среди которых наиболее крупными являются антиклинали п-ова Главного и губы Ракова. Для этого крыла характерны: северо-западное простирание складок, крутое погружение в том же направлении их шарниров, отчетливо выраженная асимметрия складок, заключающаяся в том, что юго-западные крылья антиклиналей значительно ($70-90^\circ$) круче, чем северо-восточные ($40-60^\circ$). Кроме того, широко распространены мелкие крутые складки, имеющие волнистые шарниры.

Северо-восточное крыло антиклизория, сложенное породами как среднего, так и верхнего палеозоя, имеет сравнительно простое строение. Здесь выделяется несколько мелких складок, в ядрах которых обнажаются отложения верхнего девона, а крылья сложены породами каменноугольного возраста. Для этих складок характерно северо-западное простирание и погружение их шарниров в том же направлении, а также асимметрия крыльев. Северо-восточные крылья антиклинальных складок имеют более крутые ($40-70^\circ$) углы падения, тогда как юго-западные значительно положе ($15-30^\circ$). Иной облик имеют складки, в которые собраны пермские породы. Это мелкие симметричные складки северо-западного простирания с углами падения крыльев около $40-45^\circ$.

Разрывные дислокации наблюдаются довольно часто в пределах новоземельской части южного антиклизория. Они выражены преимущественно разломами типа крутых надвигов, параллельных общему простиранию основных складчатых структур района. Среди них особо выделяется надвиг, приуроченный к северо-восточному крылу антиклизория, где прослеживается контакт между породами перми и различными горизонтами среднепалеозойских отложений. Амплитуда надвига недианакова и наибольшей величины она достигает, по данным В. И. Бондарева, в районе р. Колодкина, а отсюда к северу и югу надвиг затухает.

Северный антиклизорий охватывает северную часть южного острова, от губы Безымянной до Маточкина Шара, и весь северный остров Новой Земли. Строение этого антиклизория еще более сложно, чем южной структуры. В отличие от последнего простирание структур здесь северо-восточное, а в районе северной оконечности острова — широтное. Северная часть антиклизория почти вся скрыта под ледниковым покровом. Южная же его часть, расположенная между 73 и 75° с. ш., изучена только за последние годы. Судя по этим данным, северный антиклизорий в указанных пределах состоит из трех крупных антиклинальных складок, шарниры которых погружаются к юго-западу. На южной части структуры в северной части антиклизория западная антиклиналь в районе пролива Маточкин Шар имеет наибольшее поднятие оси, вследствие чего здесь в ядре складки обнажаются кембрийские и ордовикские отложения. С приосевой частью антиклинали связаны и выходы интрузивных кислых пород. Западное крыло ее опрокинута на запад под углом $60-70^\circ$. Мелкие складки, осложняющие это крыло, также запрокинуты к западу под углами $50-70^\circ$. Имеются разломы, по которым более древние породы (на Земле Панькова) надвинуты на более молодые отложения. Синклиналь, разграничивающая западную и центральную антиклинали, имеет симметричное строение, осложненное рядом мелких складок,

опрокинутых в западном крыле на запад, а в восточном — на восток под углами 50—60°.

Центральная антиклиналь опрокинута к востоку. В результате воздымания ее шарнира в средней части пролива Маточкин Шар в ядре складки обнажаются ордовикские породы. В приосевой части центральной антиклинали имеется синклинальный прогиб. В районе пролива Маточкин Шар и оз. Башмак этот прогиб наиболее резко выражен, здесь пласты девонских пород опрокинуты к востоку под углом 50—60° и разорваны несколькими продольными разломами. Восточное крыло центральной антиклинали сложено девонскими и несогласно лежащими на них пермскими породами, смятыми в ряд мелких веерообразных складок в западной части структуры и изоклинальных складок, круто опрокинутых к западу на Карском побережье.

Восточная антиклиналь изучена пока слабо. В районе залива Медвежьего ее шарнир, по-видимому, круто погружается к югу, в то время как шарнир соседней синклинали, расположенной западнее, воздымается к северу. Вероятно, к ядру восточной антиклинали приурочены интрузии гранитоидов на южном берегу залива Циволько и близ залива Благополучия. Восточное крыло этой антиклинали скрыто под уровнем моря. Западное же крыло структуры, сложенное силурийскими породами, опрокинута к западу под углом 70—80° и надвинута, по-видимому, на пермские отложения.

Синклинальный прогиб, разделяющий северный и южный антиклинории, выполнен по преимуществу интенсивно дислоцированными пермскими отложениями, образующими две крупные синклинали. В разобщающей их антиклинали обнажаются верхнедевонские и каменноугольные отложения. В западной синклинали, вдоль побережья Баренцова моря, наблюдаются мелкие складки, которые опрокинуты к западу под углом 50—60°. В глубине острова они имеют тенденцию к опрокидыванию на восток под углом 70—80°. Антиклиналь, расположенная в верховьях рек Пуховой, Степового и Литкенской, круто погружается в северном направлении и более полого к югу. Крылья ее имеют асимметричное строение. Западное крыло круто (70—80°) падает к западу. Восточное же крыло имеет более пологое падение. Оно сложено рядом мелких складок. На западном крыле восточной синклинали также наблюдаются мелкие складки с крутыми западными крыльями, тогда как на побережье Карского моря мелкие складки слегка опрокинуты к востоку.

История геологического развития Вайгачско-Новоземельской складчатой области разделяется на два основных этапа: геосинклинальный и платформенный. Первый этап длился на протяжении палеозойской эры, второй же протекал в течение мезозоя и кайнозоя. Первый этап характеризуется различием геологического развития отдельных районов области. Намечаются три таких главных района: 1) северный, охватывающий территорию, прилегающую к мысу Желания; 2) средний, включающий большую часть территории Новой Земли, до широты пролива Костин Шар, и 3) южный, в который входят южная часть Новой Земли и весь о. Вайгач. Характерно для этих трех районов то, что южный и северный из них испытывали на протяжении нижнего и среднего палеозоя непрерывное погружение, тогда как средний район на протяжении того же отрезка времени неоднократно поднимался и размывался. Только в верхнем палеозое все три района были объединены едиными для всей области тектоническими процессами.

Достоверные данные по истории геологического развития Вайгачско-Новоземельской области имеются лишь начиная со среднекембрийской эпохи. Они немногочисленны и касаются небольшого участка среднего района. Так, в среднекембрийских отложениях насыщенность их пиритом, бедность фауны, представленной типично морскими формами, и другие фациальные признаки говорят о том, что они образовались в ус-

ловиях обособленного залива отмели. Верхнекембрийские отложения имеют уже несколько иной фациальный состав. В них присутствует песчаный материал, количество которого увеличивается вверх по разрезу, также встречаются линзы конгломерата. Породы имеют пеструю окраску. Фауна в них является типично морской. Таким образом, можно сказать, что на протяжении среднекембрийской и верхнекембрийской эпох новоземельский участок геосинклинали непрерывно погружался. Это погружение составляло, судя по мощностям сохранившихся отложений, около 1000 м. Несмотря на общее погружение, бассейн постепенно мелел.

В ордовикском периоде продолжают существовать в пределах Новоземельско-Вайгачской области и к югу от нее морские условия. В конце этого периода проявляются первые дифференцированные тектонические движения в этой части геосинклинали. В нижнем ордовике в южном и среднем районах продолжается образование отложений, сходных с кембрийскими, но намечается постепенное углубление бассейна к концу эпохи. Только в западном участке пролива Маточкин Шар и губе Крестовой отлагаются известняки с фауной открытого моря. Судя по постепенной смене морских карбонатных осадков прибрежно-морскими обломочными отложениями к востоку от этих участков, можно допустить, что суша в начале ордовикского периода находилась к востоку от Новой Земли. В западной части южного района, в результате неравномерных напряжений в земной коре, возникают разломы и появляются эффузивы. Смена условий осадконакопления происходит в начале среднего ордовика в связи с продолжающимся прогибанием геосинклинали. На юге это выразилось в отложении главным образом карбонатных осадков неглубокого открытого моря, чередующихся с более мелководными морскими обломочными осадками, что может указывать на пульсации земной коры обратного знака на общем фоне погружения. Эти условия сохраняются на юге области до конца периода.

В среднем районе области отложения среднего и верхнего ордовика пока не установлены. Можно предполагать по целому ряду признаков, что этот район в конце ордовикского периода испытал значительное поднятие. Было ли оно связано со складчатостью, пока не совсем ясно, но наличие слабо выраженных угловых несогласий между породами ордовикской и силурийской систем, наблюдавшихся на некоторых участках, позволяет ответить на этот вопрос утвердительно. Прогибание геосинклинали в течение ордовикского периода несколько превосходит 1000 м в южном районе, тогда как на площади среднего района оно было значительно меньшим и не превышало 400 м.

В силурийском периоде происходит общее погружение всей области. В южном районе на протяжении всего периода продолжается непрерывное накопление карбонатных осадков неглубокого открытого моря. В бассейне существовали чрезвычайно благоприятные условия для широкого развития разнообразной и обильной фауны. В среднем районе, примерно до ширины губы Мелкой, по всему восточному побережью, а также на площади северной оконечности северного острова в начале периода (ландверы) отлагается мощная толща грубо- и среднезернистых обломочных прибрежно-морских, нередко пестроцветных пород. В районе средней части Новой Земли они лежат с угловым несогласием на ордовикских отложениях. В нижней части толщи среди конгломератов встречаются гальки гранитов. Иного фациального состава ландверские отложения установлены на участке губы Крестовой. В течение этого века здесь отлагались карбонатные мелководные осадки открытого моря. К востоку, к заливу Незнаемому, происходит смена карбонатных отложений прибрежно-морскими обломочными породами, что указывает на местоположение суши в этом веке.

Два последующих века силурийского периода характеризуются тем, что происходит постепенное продвижение открытого моря к северо-востоку, причем оно достигает северного района только в лудловский век. Следует заметить, что прибрежно-морские условия сохраняются на протяжении всего силурийского периода лишь в восточной части Маточкина Шара. В конце лудловского века на некоторых участках северо-западного побережья Новой Земли к северу от губы Глазова морской бассейн мелеет и здесь накапливаются прибрежно-морские обломочные осадки. Прогибание геосинклинали в силурийский период, судя по распределению мощностей отложений, было неодинаково. Наименьшие мощности силурийских пород (500 м) отмечаются для восточного участка Маточкина Шара. К западу, северо-востоку и юго-западу мощность силурийских отложений сильно возрастает и в районе мыса Желания она достигает наибольшей величины, превышающей 3300 м. Вдоль всего западного побережья Новой Земли и на ее юго-западной оконечности (Карские Ворота) не отмечается каких-либо резких колебаний в мощностях. Они выдерживаются здесь в пределах 1500—1700 м.

В течение нижнедевонской и среднедевонской эпох в южном районе условия открытого моря существуют почти без изменений до конца периода. Сложнее шло геологическое развитие среднего и северного районов области. В конце среднедевонской эпохи они, за исключением участка губы Глазова, испытали поднятие, причем на юге области оно проявилось в меньшей степени, тогда как на крайнем севере было значительным. В верхнем девоне вся область вновь испытывает общее погружение. В начале франского века на территории, испытавшей в предшествующее время поднятие, происходит накопление обломочных отложений мелкого моря и вулканогенных образований (лав и туфов). Эта фаза вулканизма, по-видимому, была связана с разломами, возникшими в земной коре в связи с неоднородными движениями в геосинклинали. С середины франского века море проникает все дальше на север, но в районе мыса Желания и на юго-восточном побережье северного острова Новой Земли продолжают сохраняться прибрежно-морские условия до конца девонского периода. Прогибание геосинклинали в девонский период, судя по мощностям отложений, было неравномерным. Наибольшее погружение (около 3500 м) испытал южный район. Вся же остальная территория, лежащая к северу от пролива Костин Шар, погружалась на 1000—1500 м. Исключение составлял участок губы Глазова, который испытал погружение немного меньше (2500 м), чем южный район.

В турнейскую и визейскую эпохи каменноугольного периода на большей площади области сохраняется открытое неглубокое море, в котором происходило накопление карбонатных осадков. На меньшей части территории области, охватывающей и юго-восточную окраину Новой Земли, вплоть до ее северной оконечности, господствовали прибрежно-морские условия. Здесь отлагались обломочные породы. Последовавшая в намюрскую эпоху регрессия распространилась на всю область. В связи с ее неравномерными поднятиями произошел размыв части каменноугольных отложений. Судя по мощностям сохранившихся осадков карбона, наибольший подъем испытала средняя часть Новой Земли, заключенная между Костиным Шаром на юге и губой Глазова на севере. Это поднятие было обусловлено проявлением одной из ранних фаз герцинского тектогенеза.

Пермский период вновь ознаменовался погружением всей области. На протяжении всего пермского периода происходит накопление обломочных толщ в условиях морского мелководного бассейна. В пермское время, по-видимому на границе с триасом, протекает заключительная фаза герцинского тектогенеза, обусловившая появление кислых интрузий. Этой фазой закончился геосинклинальный этап развития Новоземельско-Вайгачской области.

На протяжении мезозоя и кайнозоя Новоземельско-Вайгачская область испытывает только ряд восходящих и нисходящих вертикальных движений. В мезозое морская трансгрессия проникает в пределы области только в конце среднеюрской эпохи и сохраняется здесь до конца раннемеловой эпохи. В кайнозое пока установлено, что трансгрессия была только в позднечетвертичную и современную эпоху. В настоящее время вся область испытывает поднятие.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Проведенные за последнее десятилетие геологические исследования Новоземельско-Вайгачской складчатой области пока не подтвердили существовавших ранее предположений об угленосности и нефтеносности этого региона. Из группы металлических полезных ископаемых здесь известны цинк, свинец, медь, золото, серебро, мышьяк, сурьма, никель и ванадий. Из группы неметаллических полезных ископаемых присутствуют горный хрусталь, флюорит и асбест. Имеются различные строительные материалы: гипс, бутовый и поделочный камень и т. д. Горючие ископаемые до сих пор не обнаружены. До настоящего времени изучались главным образом рудные месторождения о. Вайгач. В последние годы начинают привлекать наше внимание горный хрусталь и флюорит Новой Земли.

Если обратиться к распределению полезных ископаемых, то можно заметить, что месторождения полиметаллов приурочены к ордовикским отложениям о. Вайгач и к породам силура — нижнего девона Новой Земли. Медные месторождения встречаются главным образом в отложениях верхнего девона Новой Земли, но присутствуют и в более древних отложениях на о. Вайгач. Золото, серебро, мышьяк, сурьма самостоятельного значения не имеют. Никель обнаружен в каменноугольных отложениях. Ванадий содержится в осадочных породах, от силура до перми включительно. Горный хрусталь пока установлен в отложениях силура, верхнего девона и перми на Новой Земле. Но о. Вайгач его месторождения не известны. Асбест связан с верхнедевонскими основными породами. Флюорит встречается в каменноугольных отложениях и, вероятно, имеется в более древних породах. Связь рудных месторождений с тектоникой района пока мало изучена. В настоящее время бесспорно, что повсеместно эти месторождения приурочены к крупным антиклинальным складкам, нарушенным разломами. Зоны разломов обычно и являются местом оруденения.

Рудные месторождения о-вов Вайгач и Новой Земли представлены в основном двумя группами месторождений: полиметаллическими, существенно цинковыми и медными.

Полиметаллические месторождения известны как на о. Вайгач, так и на о-вах Новой Земли. Исследования проводились главным образом на о. Вайгач, где в результате этих работ было установлено несколько сот точек рудопроявлений. Все они приурочены к ядру и западному крылу главной антиклинали острова, сложенной ордовикскими и силурийскими породами, разорванному целым рядом разломов. Кроме того, мелкие рудопроявления известны и в отложениях верхнего девона. На пространстве между этой бухтой и р. Талатой располагаются свинцово-цинковые и цинковые месторождения со светлоокрашенным сфалеритом. Далее, к северо-западу от р. Талаты до р. Сурьи, распространены цинковые месторождения с более железистым и высокотемпературным сфалеритом. Вторая рудная зона проходит по северо-восточному берегу губы Долгой. В ее южной части преобладают цинковые месторождения, а в северной медные.

На Новой Земле полиметаллические месторождения группируются в средней части Маточкина Шара, а также встречаются в экзоконтак-

товой зоне массива Митюшев Камень. В последнем районе имеется несколько мелких жильных рудопроявлений гипо- и мезотермального типов. В минералогическом составе этих месторождений принимают участие пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, молибденит, теннантит, золото и серебро. Жильными минералами являются кварц и, реже, кальцит. В отдельных случаях встречаются флюорит и полевые шпаты.

В средней части пролива Маточкин Шар известно несколько меридионально вытянутых рудных участков, приуроченных к антиклинальным складкам, сложенным силурийскими и, вероятно, нижнедевонскими отложениями. Форма рудных тел самая разнообразная. Здесь встречаются пластовые залежи и жилы, гнездообразные скопления и вкрапленники. В большинстве месторождений главным рудным минералом является сфалерит. Кроме того, обычно присутствуют галенит, халькопирит, пирит и пирротин. В отдельных местах встречаются блеклые руды. Из вторичных рудных минералов распространены малахит, азурит, ковеллин, халькозин и лимонит. Главным жильным минералом является кварц, реже кальцит. Кроме того, встречаются сидерит, анкерит, барит и флюорит. В температурном отношении месторождения охватывают широкий диапазон — от гипотермальных до эпитептермальных.

Медные месторождения известны в северо-западной части о. Вайгач и в южной части Новой Земли, в районе Костина Шара. В северо-западной части о. Вайгач медное оруденение концентрируется в двух параллельных зонах.

В генетическом отношении эти месторождения тесно связаны с полиметаллическими, в которые они постепенно и переходят к юго-востоку. Рудные минералы представлены халькопиритом, борнитом, малахитом и цинком, а жильные кальцитом и доломитом, заполняющими вместе с рудными минералами промежутки между обломками известняка, как бы цементируя их. На Новой Земле медное оруденение известно только в одном районе — на участке губы Пропащей пролива Костин Шар. Здесь верхнедевонские черные глинистые сланцы перекрываются покровами диабазов, порфиритов и мандельштейнов в сопровождении туфобрекчий и туффитов. Медное оруденение приурочено к диабазам. Медь встречается в виде сульфидных вкрапленников и вкрапленников самородной меди и связана с процессами карбонатизации эффузивных пород. Медные сульфиды представлены халькозином, борнитом и ковеллином. Помимо того, присутствуют в небольших количествах цинк, серебро и золото. Нерудные полезные ископаемые, как выше уже отмечалось, представлены месторождениями горного хрусталя, флюорита, асбеста и гипса. Все они расположены на Новой Земле и на о. Вайгач до сих пор не обнаружены.

Горный хрусталь имеется в районе губы Раковой на южном острове и был найден на северном острове Новой Земли, в районе долины Русанова и в других пунктах. Все эти месторождения представляют собой кварцевые жилы неравномерной мощности, секущие силурийские и девонские отложения, а на южном острове и пермские песчано-глинистые породы. Горный хрусталь встречается в пустотах кварцевых жил.

Месторождение флюорита известно в южной части Новой Земли, в районе губы Раковой. Представлено оно кварцево-карбонатной жилой, секущей силурийские отложения. Флюорит образует в жиле сплошные скопления, а также проникает во вмещающие ее известняки. Мелкие скопления флюорита наблюдались и в других местах, например в заливе Циволько, губе Рахмановской, на п-ове Рваном.

Асбест присутствует в пикритах, обнажающихся в губе Белушьей Маточкина Шара, а также на южном берегу последнего, по р. Тарасовой. Пикриты образуют лежащий бок диабазовой интрузии, секущей девонские породы. Асбест располагается по трещинам отдельности в пикритах, образуя жилы разных размеров. Присутствуют две разновид-

ности этого минерала, одна из них грубоволокнистая и ломкая, чисто белого цвета, а вторая продольно-волоконистая с хорошо распушающимися волокнами.

Гипсы залегают среди известняков турнейского яруса на о. Междушарском в губе Макарова пролива Костин Шар. Химический анализ показал высокое качество гипса. Залежи последнего, кроме того, по устным сообщениям, присутствуют и в южной части Костина Шара, на островах Алебастровых.

К строительным материалам, известным в пределах описываемых островов, относятся пески, гравий, глины, бутовый и облицовочный камень, кровельные сланцы, цементное сырье и минеральные краски. Все перечисленные материалы специальным испытаниям не подвергались. Поэтому о их качестве судить трудно.

Месторождения песков и гравия приурочены к дельтам наиболее крупных рек, например: Чиракина, Безымянная, Пуховая и др. на южном острове Новой Земли. Глины встречаются на низких (5—10 м) морских террасах прибрежной равнины, а также в больших ледниковых долинах. Для бутового и облицовочного камня пригодны диабазы и кварциты верхнего девона, массивные известняки силура, девона и карбона, а также граниты. Кровельные сланцы имеются в пермских отложениях. Минеральные краски в виде красных и желтых охр в глинистых сланцах девонского возраста известны в проливе Маточкин Шар на мысе Мраморном. Цементным сырьем, по-видимому, могут служить некоторые силурийские известняки, а также верхнедевонские диабазы, как это показали испытания, проведенные в последние годы.

А. М. ИВАНОВА, В. И. УСТРИЦКИЙ, Ю. Е. МОЛДАВАНЦЕВ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПОЛЯРНОГО УРАЛА И ПАЙ-ХОЯ

ВВЕДЕНИЕ

Указанная территория включает часть Полярного Урала, расположенную севернее полярного круга, Пай-Хой, Воркутский угленосный район и северную окраину Большеземельской тундры. Юго-западная граница этой территории проходит от устья р. Коротаихи до станции Чум Печорской ж. д. и далее на юго-восток. На восточном склоне Урала граница определяется линией сплошного развития четвертичных отложений, а на севере и северо-западе берегом моря.

Изучение Полярного Урала и Пай-Хоя началось в конце XIX в. За период с конца прошлого столетия по начало текущего века были получены весьма скудные сведения о геологическом строении отдельных разрозненных участков.

Планомерные же исследования этой территории были развернуты лишь с 1930 г., с момента начала освоения Печорского угленосного бассейна. До 1945 г. главным образом проводились маршрутные исследования Пай-Хоя и Полярного Урала, а также частично съемочные работы на отдельных площадях.

В течение последних 10 лет вся описываемая территория, кроме некоторых участков Большеземельской тундры, полностью покрыта геологической съемкой.

Геологическую съемку Пай-Хоя и северной части Полярного Урала вели Арктический научно-исследовательский институт, а позже Научно-исследовательский институт геологии Арктики. Наряду с этим в период 1932—1938 гг. здесь работали отдельные экспедиции и партии Северного и Ленинградского геолого-разведочных трестов. Воркутский район, прилегающая часть Большеземельской тундры и западный склон Полярного Урала исследованы геологами комбината «Воркутуголь» и позже треста «Печорауглегеология». Остальная территория Полярного Урала изучалась рядом организаций, из которых основную роль играли Полярно-Уральская экспедиция Института геологических наук Академии наук СССР, комбинат «Воркутуголь», Уральское геологическое управление и ВНИГРИ.

В настоящей работе разделы «Краткое описание рельефа» и «Нижний палеозой» написаны А. М. Ивановой. Глава «Вулканизм» составлена Ю. Е. Молдаванцевым. Весь остальной текст написан В. И. Устрицким.

КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ РЕЛЬЕФА

В пределы рассматриваемой территории входят: Полярный Урал от полярного круга до своего орографического окончания под 68°20' с. ш., Пай-Хой и северная часть Большеземельской тундры.

Полярный Урал на участке, ограниченном параллелями 66°30' и 67° с. ш., включает Собский массив и массив Рай-Из, вытянутые в северо-восточном направлении. Ширина хребта в этой части достигает лишь 25—30 км, наиболее высокая вершина — гора Пай-Ер — имеет отметку до 1500 м. Далее к северу, одновременно с поворотом простираения Урала на север, ширина хребта возрастает до 50—60 км. Здесь имеется ряд хребтов, вытянутых параллельно друг другу в северо-северо-восточном направлении. На западе, уже в области тундры, особенно располагается массив Енганс-Пэ. Наибольшими высотами (1200—1400 м) в этой части Урала обладают горы Хуута-Саурей, Очс-Пэ, Саурей.

На 68°10' Полярный Урал испытывает плавный поворот на северо-запад и под 68°20' с. ш., постепенно понижаясь, оканчивается невысокими массивами Аркамбой-Минисей, Минисей и Константинов Камень (500—650 м).

С запада горы Полярного Урала почти повсеместно обрываются к прилегающей тундре, образуя уступ высотой в несколько сотен метров. На восточном же склоне горы снижаются постепенно, сменяясь полосой увалов с абсолютными отметками 400—600 м, которые в свою очередь переходят в слабоболнистую равнину Западно-Сибирской низменности с высотами до 150—300 м над уровнем моря.

В рельефе Полярного Урала весьма отчетливо сохранились формы последнего долинного оледенения и слабо заметны следы покровного оледенения.

К главным рекам Полярного Урала относятся Кара, Большая и Малая Уса, Елец и их притоки, охватывающие западный склон, а также рр. Собь, Харбей, Хапмей, Лонгот-Юган, Щучья и Байдарата, приуроченные к восточному склону. Рески, текущие на восток и на запад, часто соединяются истоками в области перевальных троговых долин.

Наибольшими озерами горной области Полярного Урала являются: Лонгот-Юган, Хадата-Юган, Большое и Малое Щучье и Очс-Ты. Они имеют удлиненную форму. Происхождение этих озер, вероятно, тектоническое, но впоследствии долины были переработаны ледниками.

Пай-Хой представляет собой невысокую гряду. Начинаясь в северо-западной части Югорского полуострова, он тянется согласно простираению пород на юго-восток, имея длину более 200 км. Главными возвышенностями Пай-Хоя являются: Падея-Янгарей-Мыльк, Море-Пэ, Хупт-Пэ, Тендер-Пэ, Яроней и прочие с абсолютными высотами от 340 до 470 м. К Карскому и Баренцову морям Пай-Хой постепенно снижается, переходя в плоско-волнистую тундру с абсолютными отметками 150 м и менее. Главные реки Пай-Хоя: Большая и Малая Ою, Талотаяха, Таб-Ю, Сааяха, Сопчаю, Сибирчатаяха и Силоваяха. В юго-западной части Пай-Хоя протекает наиболее многоводная река Югорского полуострова — Коротайха с притоками Янгарей, Юряха, Хейяха и др., впадающая в Баренцово море.

Территория Пай-Хоя изобилует озерами, наиболее крупное из них — оз. Тоин-То. На юго-востоке возвышенности Пай-Хоя, постепенно понижаясь, переходят в низменную, слегка холмистую тундру, окаймляющую с запада и северо-запада горы Урала.

Большеземельская тундра в северной части представляет собой полого-холмистую равнину, расположенную к югу и юго-востоку от р. Коротайхи. Абсолютные отметки тундры здесь редко превышают 250 м, а отдельные гряды холмов, сложенные ледниковым материалом, имеют относительные превышения до 50 м. Здесь много озер, главным образом ледникового происхождения. От устья р. Коротайхи на запад вдоль берега моря тянется полоса прибрежной низменности с отметками не более 40—50 м.

ДОКЕМБРИЙСКИЙ ГНЕЙСОВО-АМФИБОЛИТОВЫЙ КОМПЛЕКС

Породы гнейсово-амфиболитового комплекса широко развиты на Полярном Урале в бассейнах рр. Щучья, Лонгот-Юган, Харбей, Ханмей, Хараматолоу и др., где они слагают осевую часть главного Уральского антиклинория. В состав этого комплекса входят мусковитовые, двуслюдяные, слюдисто-эпидотовые, дистено-ставролитовые, гранатовые и другие гнейсы, перемежающиеся в виде полос мощностью от нескольких сантиметров до десятков метров с эпидото-альбитовыми, слюдисто-альбитовыми, гранатовыми и прочими амфиболитами. Плагииграниты и граниты, в большом количестве развитые среди пород гнейсово-амфиболитового комплекса, часто изменены и превращены в ортогнейсы. Мощность пород гнейсово-амфиболитового комплекса превышает 1000 м. Возраст их устанавливается условно как протерозойский.

КЕМБРИЙСКАЯ (?) СИСТЕМА

К кембрийской (?) системе относится ряд свит, залегающих на Полярном Урале и Пай-Хое под фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего ордовика. В породах этих свит фауны не найдено. Возраст их определяется условно, как ниже- и среднекембрийский по аналогии со сходными толщами Приполярного Урала. Однако не исключается и более древний, протерозойский возраст для отложений нижней части разреза.

Наиболее древняя свита, залегающая на Полярном Урале на породах гнейсово-амфиболитового комплекса, носит название няровейской на севере Полярного Урала и верхнехарбейской на юге его. В состав свиты входят черные углисто-кварцитовые сланцы и зеленые, лиловые и малиновые филлитовидные сланцы с прослоями и пачками мраморов и мраморизованных известняков. В бассейне р. Щучьей в основании свиты отмечен базальный конгломерат, а на юге района установлено трансгрессивное залегание нижних горизонтов свиты на гнейсово-амфиболитовом комплексе. Мощность свиты около 1000 м.

Вышележащая свита кембрийских (?) отложений носит название хуутинской на севере Полярного Урала или свиты зеленых сланцев на юге его. Нижние горизонты свиты представлены серыми, бурыми и зеленоватыми кварцитами, песчаниками и кварцитовыми сланцами с пачками основных эффузивов. В основании свиты залегают грубозернистые аркозовые песчаники, гравелиты, а иногда и конгломераты с галькой подстилающих пород. В верхних горизонтах свиты песчаники сменяются весьма характерной толщей тонкополосчатых гофрированных хлорито-альбито-кварцевых, кварцево-альбитовых, альбито-хлорито-серицитовых сланцев («полосатиков»). Мощность свиты достигает 2000 м.

Верхняя часть разреза кембрийских (?) отложений на Полярном Урале представлена маньинской свитой и ее аналогами. В состав этих свит входят зеленые хлоритовые сланцы, черные углистые сланцы, серые песчаниковые сланцы, кварциты, алевролиты, песчаные и мраморизованные известняки. На побережье Байдарачьей губы в верхах разреза появляются измененные основные и кислые эффузивы, туфы, туфо-конгломераты. Переход от нижележащей хуутинской свиты к описываемой — постепенный. Мощность верхней свиты кембрийских (?) отложений на Полярном Урале колеблется от 800 до 1300 м.

В полосе, примыкающей непосредственно с юга к массивам Пай-Ер и Рай-Из, к кембрию условно отнесена толща разнообразных амфиболитов, часто сохраняющих реликты структур изверженных пород. Среди амфиболитов изредка встречаются линзы мраморов и прослои зеленых филлитовидных сланцев. Возможно, что часть амфиболитов, развитых в этом районе, имеет и более древний возраст.

В пределах Лонгот-Юганского антиклинального поднятия по левобережью р. Лонгот-Юган широким развитием пользуются плагиоклазовые амфиболиты. Амфиболитам подчинены пачки филлитовидных сланцев, кварцитовидных песчаников и мраморов. В амфиболитах наблюдаются участки инъекционных гнейсов за счет внедрения гранитов.

По правобережью р. Лонгот-Юган в кембрийских (?) отложениях преобладают серицито-кварцитовые и хлоритовые сланцы с маломощными пачками мраморов.

На Пай-Хое в районе пос. Амдермы под фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего ордовика залегает толща темно-серых известняков мощностью более 400 м, условно относимая к верхней части кембрийской системы. В осевой же части Пайхойского антиклинория на поверхность выступает толща серых, розовых, лиловых, зеленых кварцито-песчаников, серовато-зеленых полимиктовых песчаников, гравелитов, конгломератов, пестрых филлитовидных сланцев. Мощность этой толщи превышает 700 м. На ее породах залегают известняки и сланцы с фауной верхов нижнего ордовика. По возрасту вышеописанная толща условно отнесена к верхам кембрийской системы. Однако, учитывая большое сходство литологического состава этой толщи с нижеордовикскими отложениями Полярного Урала, вполне вероятен и нижеордовикский (частично) возраст ее.

Большое сомнение вызывает отнесение к кембрийской системе толщи кислых и основных эффузивов, туфов, туфоконгломератов с линзами известняков, обнажающейся на побережье Югорского Шара в бассейнах рр. Каменки, Яркучейяха и Юдесадыаха. Мощность этой толщи равна 1000—1200 м. Возможно, что она имеет ниже-среднеордовикский возраст.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Нижние горизонты нижнего ордовика на Полярном Урале трансгрессивно залегают на различных свитах и горизонтах кембрийских (?) отложений. В южной части Полярного Урала в ряде пунктов отмечается угловое несогласие между нижним ордовиком и подстилающими его толщами. В основании нижнего ордовика нередко отмечается базальный конгломерат с галькой метаморфических сланцев, песчаников, кварцитов, кремнисто-глинистых сланцев, гранитов, сиенитов, габбро-амфиболитов, кислых и основных эффузивов, туфов и т. д.

Нижний отдел ордовикской системы на Полярном Урале представлен весьма характерной толщей розовых, серых, лиловых и зеленых кварцито-песчаников с прослоями пестрых филлитовидных сланцев, гравелитов, конгломератов. В северной части Полярного Урала в породах этой толщи, носящей название минисейской свиты, собраны брахиоподы *Billing-sella* cf. *termontovi* L e s n. (определения О. Н. Андреевой). Южнее, в бассейнах рр. Соби, Пайпудыны и Харбея аналогичные породы выделяются под названием обеизской свиты. На западном склоне южной части Полярного Урала, в породах манитанырдской свиты, литологически весьма сходной с минисейской и обеизской свитами, собрана фауна *Angarella* cf. *brutschewi* Ass., *A. ex gr. jaworski* Ass., *A. sp. nov.*, *Orthis* sp., *Lingula* sp. и др. Иногда среди кварцито-песчаников появляются пачки филлитов до 300—500 м мощности. Они выделяются в бассейнах рр. Ельца и Хароты в особую «филлитовую» свиту.

На западном побережье Байдарацкой губы кварцито-песчаники замещаются толщей полимиктовых песчаников, конгломератов и сланцев с *Billing-sella* sp. Общая мощность отложений нижнего ордовика достигает 1000 м и более.

Среднеордовикские отложения на Полярном Урале представлены в различных фациях. На крайнем севере его, вдоль побережья Байдарацкой губы и в бассейне р. Кары, песчаники и сланцы с фауной нижнего

ордовика сменяются кверху толщей полимиктовых песчаников, гравелитов, кварцево-хлорито-серицитовых, серицито-хлорито-известковистых сланцев с прослоями слюдисто-песчаных известняков с фауной кораллов *Lichanaria prisca* Okul., *Lamottia* sp., трилобитов *Asaphus* sp., *Niobe* sp., *Apatokephalus* sp. и мшанок *Dianulites petropolitana* P and., *Monotrypa magna* Ulrich. и др. Мощность отложений среднего ордовика здесь не превышает 600—700 м.

В бассейне верхнего течения р. Кары, в зоне западного склона Полярного Урала, осадочные отложения среднего ордовика фациально замещаются мощной толщей эффузивов преимущественно основного состава — пироксеновых и плагиоклазовых порфиритов, микродиабазов, реже кислого состава — альбитофиров, фельзитов и порфиридов. Эффузивы содержат прослой туфов, туффитов, кремнисто-глинистых сланцев, туфогенных песчаников и туфоконгломератов. Эта толща выделяется под названием оченырской свиты. Мощность ее достигает 1000—1300 м. Возможно, что нижние горизонты свиты имеют еще нижеордовикский возраст.

В южной части Полярного Урала, в бассейнах рр. Ельца и Большой Усы к среднему ордовика относятся слюдястые и песчаные известняки, песчаники и зеленые сланцы с фауной *Megalaspis acutolobatus* Ang., *Asaphus platyurus* Ang., *Clitambonites* sp. а также мраморизованные известняки с остатками *Catazyga anticostiensis* Bill., *Actinoceras* sp. и других форм.

По направлению к востоку осадочные толщи замещаются вулканогенными образованиями — диабазами, порфиритами, порфирами и кварцевыми кератофирами и их туфами, туфоконгломератами и лавобрекчиями. Мощность отложений среднего ордовика составляет не менее нескольких сотен метров. Возможно, что нижние горизонты этих отложений относятся к нижнему ордовику.

На восточном склоне Полярного Урала, в бассейне р. Конгор, средний ордовик представлен зеленоватыми и розоватыми известняками, полимиктовыми и известковистыми песчаниками с фауной *Lichenaria* sp. Севернее, в бассейне р. Щучьей, к среднему ордовику, а может быть, частично и к верхнему ордовику условно относится сядайская свита, состоящая из измененных диабазов, гналодиабазов, диабазовых и плагиоклазовых порфиритов, фельзитов и кварцевых альбитофиров с прослоями зеленых и лиловых известковистых вулканогенных сланцев, серицитовых и кремнистых сланцев и песчаников. Мощность свиты не менее 600 м.

В северной части западного склона Полярного Урала верхний отдел ордовикской системы представлен нярминской свитой, слагающейся из черных и бурых кремнистых сланцев с прослоями известняков. В основании свиты иногда залегает маломощная пачка белых сливных кварцитов. Мощность свиты 1000 м. Породы нярминской свиты к востоку фациально замещаются породами осоевской свиты. Последняя представлена зелеными, лиловыми, малиновыми и черными филлитовидными сланцами, пестрыми черными кремнистыми породами с пачками известняков и остатками *Columnaria* ex gr. *alveolaris* Goldf. Мощность свиты 700 м.

В бассейнах рр. Соби, Пайпудыны и Харбея к верхнему ордовику и, может быть, частично к силуру условно относятся серые известняки с мшанками, строматопорами, криноидеями. На юге Полярного Урала, в зоне западного склона, верхнеордовикские отложения представлены доломитизированными известняками и доломитами с фауной *Ampyx* cf. *undatus* Stein., *Strophomena* cf. *lenta* Fr., *Rafinesquina* cf. *deltoidea* Conr., *Sowerbyella* sp. и других форм. Мощность отложений верхнего ордовика не превышает 50 м. Несколько восточнее к верхнему ордовику, вероятно, следует относить нижнюю часть харотской свиты, представленной пестрыми и черными филлитовидными сланцами кремнистыми породами с прослоями известняков.

На Пай-Хое ордовикские породы слагают обширные площади. От берегов пролива Югорский Шар и Карского моря они несколькими параллельными полосами тянутся на юго-восток, и в районе оз. Тоин-То сливаются вместе, образуя общую полосу шириной около 25 км. Выходы ордовикских отложений прослеживаются до междуречья Сибирчатаяха — Силоваяха, где они периклинально погружаются под силурийские породы. Юго-восточнее, на междуречье Силоваяха—Кара, ордовикские породы выходят в ядре крупной брахиантиклинальной складки горы Большой Едуней.

На северо-западном Пай-Хое на мысе Лакарсале и в устье р. Черной породы ордовика лежат на зеленых песчаниках верхнего кембрия, а в районе пос. Амдермы они располагаются на темно-серых кембрийских известняках.

В основании разреза ордовикских отложений залегает горизонт, представленный песчанистыми известняками. Мощность его колеблется от 40 до 100 м. В различных пунктах на северо-западе Пай-Хоя в этом горизонте была встречена фауна верхних горизонтов нижнего ордовика, представленная *Amdermella gibbosa* L e s n., *Eoorthis christianiae* K j a e r, *Siphonotreta* sp., *Syntrophopsis* sp., *Sintrophia* sp., *Niobe* cf. *laeviceps* A n g., *Cyrtometopus primigenius* A n g. и др. (определения А. Ф. Лесниковой и О. Н. Андреевой).

Выше залегает весьма однообразная толща серых и темно-серых мергелистых, глинистых, известковистых сланцев с прослоями известняков.

В ряде пунктов северо-западного Пай-Хоя в вышеописанной однообразной толще встречены остатки фауны, указывающие на то, что в составе ее входят отложения аренигского, ландейльского и карадокского ярусов. Фауна аренигского яруса представлена *Niobe* cf. *explanata* A n g., *Megalaspis planilimbata* A n g., *Phyllograptus typus* H a l l., *Ph. angustifolius* H a l l. и др. (определения А. Ф. Лесниковой и М. Э. Япичевского). Породы ландейльского яруса содержат остатки фауны *Strophomena nanseni* K j a e r, *Sowerbyella sericea* S o w., *Christiania oblonga* P a n d., *Lituites lituum* M o n t r., *Asaphus* sp., *Dianulites petropolitanus* P a n d., *Echinospaerites aurantium* G y l l. и др. (определения Киера). Карадокский ярус фаунистически охарактеризован плохо, из характерных форм его можно указать лишь на *Monticulipora dagoensis* B a s s l e r (определения Г. Г. Астровой). Общая мощность ордовикских отложений составляет 900—1000 м.

На центральном Пай-Хое обнажаются лишь верхние горизонты ордовикских отложений, представленные серыми и черными мергелистыми сланцами с прослоями пиритизированных известняков и многочисленными пластовыми интрузиями диабазов. Под влиянием контактового метаморфизма осадочные породы обычно сильно изменены. На междуречье Силоваяха—Кара ордовикские отложения обнажаются в ядре крупной брахиантиклинальной складки на горе Большой Едуней. Здесь наиболее древними породами ордовика являются зеленовато-серые мелкообломочные туфы смешанного состава. Видимая мощность их достигает 100 м. Выше залегает мусюр-едунейская свита, сложенная белыми кварцито-видными и серыми известковистыми песчаниками, мощность ее около 200 м. Эти породы перекрываются мощной толщей черных и темно-серых кремнисто-глинистых и углисто-глинистых сланцев с прослоями известняков. В нижней части толщи встречаются характерные известняковые конкреции цилиндрической и сигарообразной формы. Длина их достигает 2 м при диаметре около 30 см. Мощность сланцев не менее 300—350 м. Разрез ордовика в районе горы Большой Едуней заканчивается пачкой светло-серых слегка серицитизированных известняков мощностью около 100 м.

Силурийские отложения распространены как на Пай-Хое, так и на обоих склонах Полярного Урала.

На крайнем юго-западе Пай-Хоя, на берегу Печорского моря, южнее пос. Хабарово силурийские отложения представлены темно- и светло-серыми известняками с *Favosites gothlandicus* Lam., *F. forbesi* Edw. et Haime, *Conchidium knighti* (Sow.), *Pentamerus estonus* Eichw., *P. oblongus* Sow. и пр. Мощность силурийских отложений измеряется сотнями метров.

В районе нижнего течения рр. Большой и Малой Ою среди известняков начинают появляться пачки черных глинистых и кремнисто-глинистых сланцев, мощность отложений резко уменьшается, и в среднем течении р. Малой Ою почти весь силур представлен однообразной толщей черных глинистых и кремнисто-глинистых сланцев с граптолитами. Разрез силурийских отложений здесь следующий.

Ландоверский ярус представлен черными углито-глинистыми, кремнисто-глинистыми и известковисто-глинистыми сланцами с крупными известковистыми конкрециями. Имеются граптолиты рода *Monograptus*. Мощность равна 130 м.

Венлокский ярус слагается такими же черными глинистыми сланцами с *Monograptus prtodon* Вг о п п, *M. hyperboreus* sp. nov., *Rettolites getnitzianus* Вагг. и пр. Кроме того, здесь встречаются мелкие *Orthoceras* sp. и *Pentamerus* sp. nov. Мощность отложений венлока составляет 45 м.

Лудловский ярус в нижней своей части характеризуется черными углито-глинистыми сланцами с *Monograptus hilssoni* Вагг., *M. dubius* S u e s s и др. Мощность равна 45 м. Более высокие горизонты лудловского яруса представлены черными известняками с прослоями глинистых сланцев с *Monograptus bohemicus* Вагг. и массой *Tentaculites*. Мощность известняков достигает 65 м. Общая мощность силурийских отложений в этом районе составляет 280—300 м.

Такой же разрез силура сохраняется почти на всем Пай-Хое. Так, в районе пос. Амдерма к силуру относится пачка черных глинистых и кремнисто-глинистых сланцев с *Monograptus nilssoni* Вагг., *M. dubius* S u e s s, *M. scanticus* Tullb. и др. (все определения граптолитов сделаны Б. Б. Чернышевым). На центральном Пай-Хое, в верховьях р. Васьяха силурийские отложения представлены такими же сланцами с *Monograptus* ex gr. *bohemicus* Вагг., *M. nuznetsovi* Tschern. Мощность силурийских отложений в обоих пунктах около 200—250 м.

На остальной территории Пай-Хоя к силурийской системе условно относятся черные углито-глинистые сланцы, не содержащие остатков определенной фауны.

В районе восточного склона горы Большой Едуней углито-глинистые сланцы фациально замещаются светлыми мраморизованными известняками и доломитами.

На западном склоне Полярного Урала по рр. Нярямаха, Большой и Малый Лядгей развита мощная толща карбонатных силурийских пород, состоящая из белых, серых и розовых мраморизованных известняков и мраморов с пачками более темных доломитизированных известняков и доломитов. В них найдены остатки фауны: *Brooksina striata* Eichw., *Pentamerus magnus* Khod., *Lissatrypa linguata* Buch., *Rhynchospirina* aff. *iscandERICA* Nikif., *Leperditia* ex gr. *barbotana* Schmidt. (определения О. И. Никифоровой). Мощность силурийских отложений на р. Лядгее не менее 1000 м. Несколько южнее, в массиве Енгане-Пэ, силурийские отложения также представлены серыми, желтоватыми, темно-серыми

известняками и доломитами. В низу разреза обнаружена фауна: *Clathrodictyon* sp., *Favosites* sp., *Cystiphyllum* sp., *Pholidophyllum* (?) sp., *Alveolites* sp., *Brooksina* cf. *striata* Eichw., *Pentamerus magnus* Khod., *Conchidium semireticulatum* Khod., *C.* cf. *vogulicum* (Vern), *Atrypa marginalis* Daln., *Lissatrypa linguata* Buch. (низы лудлова). Мощность силурийских отложений более 1000 м.

В самых предгорьях Полярного Урала, восточнее полосы развития карбонатных осадков, известны силурийские отложения в фации кремнисто-глинистых, углисто-глинистых сланцев с прослоями известняков. Так, на р. Осовой породы верхнего ордовика сменяются толщей черных, серых, буроватых кремнисто-глинистых, известково-кремнисто-глинистых и известково-серицитовых сланцев с прослоями светло-серых известняков. Последние содержат остатки фауны *Cardiola subinterrupta* Barr., *Tentaculites* sp. Южнее, на участке верхнего течения р. Кары, среди черных углисто-глинистых сланцев были собраны остатки фауны граптолитов: *Retiolites geinitzianus* Barr., *Spyrograptus spiralis* (Geinitz), *Cyrtograptus purchisoni* Carr., *C. hematum* Beily *Monograptus dubius* Suess, *M. prtodon* В о п п. и др., указывающие на нижние горизонты венлокского яруса (определения В. Н. Павлинова). Мощность отложений силура здесь не менее 150—200 м.

Южнее сланцевые отложения силурийской системы были выделены К. Г. Войновским в харотскую свиту. В составе ее преобладают черные кремнисто-глинистые и углисто-глинистые сланцы. Среди них встречаются прослой и пачки известняков, иногда содержащие большое количество птеропод, а также пестрых, красных и зеленых филлитовидных сланцев. В сланцах встречены остатки граптолитов: *Climacograptus scalaris* His., *Monograptus communis* M. Соу, *M. cyphus* Lарw., *M. concinnus* Lарw. и прочие формы ландоверского яруса; *Monograptus dubius* Suess, *M. bohemicus* Вагг., *M. crinitus* Wood лудловского яруса (определения В. Н. Павлинова).

Мощность харотской свиты, по утверждению К. Г. Войновского, колеблется от 100 до 1000 м. Не исключено, что нижняя часть ее относится к ордовикской системе.

На восточном склоне Полярного Урала силурийские отложения известны в пределах Щучинской синклиналиной зоны и южнее массива Рай-Из. В основании разреза их залегает вулканогенная толща, представленная разнообразными эффузивами основного и кислого состава — плагиоклазовыми, роговообманковыми, дацитовыми и диабазовыми порфиритами, альбитофирами, их туфами и туфоконгломератами. В южной части района среди этих пород встречаются прослой яшмовидных кремнистых сланцев. Возраст этой толщи условно определяется как ландовери — венлок, но возможно, что нижние горизонты ее принадлежат к ордовикской системе. Мощность толщи около 500 м.

В составе лудловских отложений выделяются две свиты. Нижняя свита представлена серыми и розовыми, часто пятнистыми, массивными рифовыми известняками с остатками *Brooksina striata* Eichw., *Lissatrypa linguata* Buch., *Conchidium knighti* Sow. и др. В основании толщи залегает пачка туфоконгломератов. Мощность нижней свиты лудлова около 200 м. Верхняя свита лудловского яруса сложена в нижней своей части туфами и конгломератами с прослоями известняков с остатками фауны: *Conchidium biloculare* L., *Brooksina turkestanica* Nik., *Atrypa marginalis* Daln. и др. Разрез лудловских отложений заканчивается альбитофирами, кварцевыми альбитофирами, дацитами, плагиоклазовыми, авгитовыми и диабазовыми порфиритами, гиалодибазами, диабазами и их туфами и туфобрекчиями. Мощность верхней свиты лудлова 200 м.

Нижний отдел

Стратиграфия нижнедевонских отложений разработана чрезвычайно слабо. В ряде прежних работ вообще отрицалось присутствие на большей части Пай-Хоя и западного склона Полярного Урала нижнедевонских отложений. Однако данные последних лет говорят о том, что эти отложения, по крайней мере в некоторых районах, имеются.

На юго-западном Пай-Хое, на правом берегу Баренцова моря около мыса Пырков Нос, нижний девон представлен белыми и светло-серыми рифовыми известняками с *Karpinskya conjugula* Tschern., *Stropheodonta stephani* Вагг., *Carinatina arimaspa* (Eichw.), *Camarotoechia* cf. *nympha* Вагг., *Eospirifer secans* (Вагг.) (определения Д. В. Наливкина) и другими брахиоподами. Видимая мощность нижнедевонских известняков 30 м, а истинная неизвестна. Возможно, что нижнедевонский возраст имеет часть вышележащих песчаников, которые отнесены к среднему девону.

На остальной территории Пай-Хоя, по-видимому, к нижнему девону относится маломощная пачка известняков, мергелей и глинистых сланцев с остатками псилофитовой флоры ниже- или среднедевонского облика, занимающая в разрезе такое же стратиграфическое положение, как и известняки нижнего девона на юго-западном Пай-Хое. На западном склоне Полярного Урала в районе р. Лядгея, нижний девон также представлен белыми рифовыми известняками с остатками *Karpinskya* cf. *conjugula* Tschern., *Atrypa reticularis* L., *Carinatina arimaspa* (Eichw.), *Gypidula* aff. *acutolobata* (Sandb) и др. Мощность нижнего девона в этом районе не установлена. Южнее, в районе хребта Енгане-Пэ, к нижнему девону относятся серые и желтые массивные доломиты и известняки с остатками *Cystiophyllum* sp., *Camarotoechia nympha* Вагг., *Karpinskya conjugula* Tschern и др. Здесь мощность нижнедевонских отложений достигает 350 м.

За последние годы установлено широкое развитие нижнедевонских известняков на восточном склоне Полярного Урала в пределах Щучьинской синклинальной зоны, где выходы их констатированы в районе хребта Нау-Пэ и горы Сибилей. Нижний девон представлен здесь исключительно светло-серыми массивными известняками, содержащими в низу разреза фауну: *Bilobites* ex gr. *bilobis* L., *Anastrofina magnifica* Kozl., *Karpinskya conjugula* Tschern., *Eoreticularia undifera* Вагг., *Eospirifer* cf. *irbitensis* (Tschern.), *Wilsonella princeps* (Вагг.). Мощность нижнедевонских известняков не менее 600 м.

Средний отдел

Отложения среднего девона распространены чрезвычайно широко как на Пай-Хое, так и на обоих склонах Полярного Урала. Для них характерна резкая фациальная изменчивость. Можно наметить три фациальных типа. На западном склоне Полярного Урала весь разрез среднего девона представлен известняками. На Пай-Хое к среднему девону относится толща песчаников, глинистых и кремнисто-глинистых сланцев с редкими прослоями туфов. Наконец, на восточном склоне Полярного Урала отложения эйфельского возраста входят в состав герцинских известняков, а отложения живетского яруса представлены туфами, туфопесчаниками и туфоконгломератами с покровами альбитофиров.

На юго-западном Пай-Хое отложения среднего девона начинаются мощной толщей серых кварцитовидных песчаников с прослоями серых глинистых сланцев и известняков с *Eospirifer rollandi* (Вагг.), *Calceola sandalina* Lam., *Reteporina* sp. Мощность ее около 500 м. Эта толща выделяется под названием падейской свиты. Не исключена возможность, что

часть ее относится еще к нижнему девону. Над ней залегает пачка темно-серых известняков с *Conchidium* ex gr. *baschktricum* (Vern.), *Carinatina arimaspa* (Eichw.) *Eospirifer* sp. и прочей фауной (определения А. К. Крыловой). Мощность ее около 50 м. Обе пачки относятся к эйфельскому ярусу. Живетские отложения на юго-западном Пай-Хое представлены белыми и черными, почти массивными известняками с многочисленными остатками криноидей, строматопор и водорослей. Из брахиопод здесь встречены *Atrypa zonata* Schnurg., *A. spinosa* Hall., *A. aff. alinensis* Vern., *A. aff. desquamata* Sow., *Gypidula* ex gr. *biplicata* Schnurg. и др. (определения А. К. Крыловой) Мощность живетских известняков около 250 м.

На центральном Пай-Хое, в верховьях рр. Вась-яха и Янгарея, в основании разреза среднего девона лежит также падейская свита песчаников, но вместо морской фауны она содержит неопределимые остатки псилофитовой флоры. Над песчаниками залегает характерная пачка серых и черных ленточных глинистых сланцев мощностью 30—40 м. Разрез среднего девона заканчивается черными и серыми кремнистыми породами с прослоями известняков с *Uncinulus angularis* Phill.

На восточном Пай-Хое, в бассейне нижнего течения р. Кары, песчаники падейской свиты частично замещаются известняками и сланцами. Разрез среднего девона в этом районе начинается толщей филлитизированных глинистых сланцев с прослоями песчаников и известняков мощностью около 400 м. Выше залегают черные кремнистые сланцы, зеленовато-серые туфогенные сланцы, туфопесчаники и туфы альбитофиров мощностью до 150 м. Обе пачки соответствуют падейской свите западного Пай-Хоя и так же, как и последняя, перекрываются пачкой ленточных глинистых сланцев мощностью около 30 м. Разрез среднего девона заканчивается толщей известняков живетского яруса со *Stringocephalus* (?) sp., *Atrypa* ex gr. *comata* Vagg. Среди известняков встречаются прослой глинисто-серицитовых сланцев. Мощность толщи достигает 100 м.

Юго-восточнее горы Большой Едуней отложения среднего девона представлены исключительно карбонатными породами. На западном склоне Полярного Урала по рр. Большому и Малому Лядгею, Няряяха, Каре на известняках силура — нижнего девона залегает толща мощностью около 200 м розоватых, серых, белых и полосчатых известняков с прослоями темно-серых доломитизированных известняков и доломитов. Породы содержат фауну *Amphipora* ex gr. *ramosa* Phill. Выше располагается толща мощностью 400—600 м, состоящая из серых, иногда доломитизированных известняков с прослоями розоватых мраморизованных известняков, а также темно-серых известняков и доломитов, заключающих *Stringocephalus burtini* Defr., *Atrypa flabellata* Sow., *A. cf. altneensis* Vern., *Uncinulus* cf. *pentagonus* Goldf., *U. aff. implexus* Sow., *Amphipora ramosa* Phill. и др. (определения Б. П. Марковского). Фауна присуща живетскому ярусу.

По левобережью р. Кары среднедевонские отложения представлены серыми и желтоватыми кремнистыми известняками с прослоями темных глинистых и кремнистых сланцев, песчанистых и доломитизированных известняков. Породы содержат *Favosites* cf. *sagnotus* Zek., *Pachyfavosites exilis* Sok., *Grypophyllum normale* Wdkd., *Leperditia njasepetrovskii* Zek., *L. markovskii* Zek., *L. aff. naliokini* Zek. и др. (определения Б. С. Соколова, Э. З. Бульванкер, Е. Я. Зекеля). Состав фауны указывает на эйфельский — нижеживетский возраст пород. Комплекс фауны близок фауне вязовских и бийских слоев западного склона Урала. Выше залегают светло-серые мраморизованные известняки с прослоями серых доломитизированных известняков. Общая мощность пород среднего девона в этом районе составляет 800—1000 м. Вероятно, среднедевонские отложения левобережья р. Кары являются переходными от типич-

ного карбонатного комплекса пород западного склона Полярного Урала к песчано-сланцевой фации среднего девона Пай-Хоя.

Южнее, на западном склоне Полярного Урала, наблюдаются также два комплекса пород среднего девона. На р. Ельце к эйфельскому ярусу относятся известняки с остатками *Carinata* cf. *arimaspa* (Eichw.), *Gypidula brevirostris* Phill., *G. acutolobata* (Sandb.), *Liorhynchus* cf. *medioplicata* NaI. и других форм. Мощность известняков около 300 м. В состав живетских отложений входят серые известняки, серые и черные доломиты с прослоями кварцитовидных песчаников и глинистых сланцев с остатками фауны: *Atrypa desquamata* Sow., *Conchidium baschkiricum* (Vern), *Favosites goldfussi* Orb., *Leperdittia barbotana* Schm. и др. Мощность живетских отложений равна 420 м.

В более южных районах западного склона Полярного Урала девонские отложения изучены слабо. К среднему девону, а, может быть, частично и к нижнему девону, принадлежат серые и темно-серые ленточные глинистые сланцы с многочисленными тонкими прослоями известняка. Эти отложения были выделены К. Г. Войновским под названием лекелецкой свиты. На р. Лек-Елец в прослоях известняков встречены *Atrypa* cf. *comata* Wagg., *A. ex. gr. aspera* Schl., *A. cf. bifidaeformis* Tschern., *Stenophyllum gorskyl* Bulw., *Faseiphyllum halliaforme* Soschk. и др. Мощность свиты достигает многих сотен метров.

Южнее р. Ельца фаунистически охарактеризованные среднедевонские породы неизвестны. К нерасчлененным девонским отложениям К. Г. Войновский относит свиту, состоящую из кварцитовидных песчаников с остатками флоры, глинистых и кремнистых сланцев с прослоями туфов кварцевого порфира и различных порфиритов. Эта свита была названа пагинской. Не исключена возможность, что девонские отложения в отдельных местах отсутствуют.

На восточном склоне Полярного Урала среднедевонские отложения широко развиты в пределах Щучинской синклинали. Отложения эйфельского яруса тесно связаны с нижнедевонскими породами и представлены такими же светло-серыми известняками с остатками *Conchidium baschkirticum* (Vern), *C. tenuicostatum* Litv., *Theodosia superba* (Eichw.), *Stropheodonta uralensis* Vern. и другой фауны. Мощность эйфельских известняков 200 м. В основании живетских отложений лежат туфоконгломераты с гальками вулканогенных пород и известняков. Они перекрываются туфами основных и кислых эффузивов, туфопесчаниками, кремнистыми сланцами с линзами известняков, в которых содержатся *Hypothyridina procuboides* (Keys) sp., *Carinata plana* Keys., *Uncinulus parallelepipedus* Wagn. и другая фауна. Разрез живетских отложений заканчивается пачкой альбитофиров. Мощность пород живетского яруса на восточном склоне Полярного Урала достигает 200 м.

Верхний отдел

Для верхнедевонских отложений также характерна резкая фациальная изменчивость. В западных разрезах преобладают карбонатные породы, в восточных и северо-восточных районах они замещаются кремнисто-глинистыми сланцами с прослоями песчаников. На восточном склоне Полярного Урала к верхнему девону относится толща песчаников, конгломератов и туфов с редкими прослоями известняков.

Лучше всего изучены верхнедевонские отложения юго-западного Пай-Хоя. Здесь отложения франского яруса разделяются на четыре горизонта (снизу вверх).

1. Известковистые песчаники, темно-серые известняки и глинистые сланцы с *Lamellispirifer subcomprimatus* (Tschern), *L. novosibiricus* (Toll), *Atrypa veltkaja* NaI., *Ladogta meyendorfi* (Vern.) и др. (опре-

деления А. К. Крыловой). Этот горизонт соответствует нижнефранскому подъярису и имеет мощность около 50 м.

2. Черные глинистые известняки с прослоями глинистых сланцев с характерной фауной доманика: *Atrypa tubaecosta* Раеск., *A. uralica* Nal., *Anathyris helmerseni* Buch., массой птеропод и остракод. Мощность 8—10 м.

3. Светло-серые известняки и доломиты с фауной *Atrypa uralica* Nal., *A. tenuisulcata* Wen., *Anathyris helmerseni* Buch. Мощность 100 м. Последние два горизонта относятся к среднефранскому подъярису.

4. Белые и черные известняки и мергели с *Theodossia anossofi* (Ven.), *Th. evlanensis* Nal., *Cyrtospirifer markowskii* Nal. и пр., соответствующие верхнефранскому подъярису и имеющие мощность около 150 м.

Общая мощность отложений франского яруса достигает 300 м.

К фаменскому ярусу относятся белые массивные известняки, желтовато-серые доломиты и белые тонкослоистые известняки, содержащие остатки *Productella herminae* (Fresch.), *Camarotoechia griasica* Nal., *Cyrtospirifer archiaet* (Musch.) и др. Мощность фаменских отложений 200 м (все определения принадлежат А. К. Крыловой).

На остальной территории Пай-Хоя верхнедевонские отложения имеют совершенно другой облик. Здесь отложения франского яруса представлены красными, зелеными, белыми и пестроокрашенными кремнистыми яшмовидными породами с прослоями окремненных известняков и кремнисто-глинистых сланцев с остатками радиолярий. Мощность их колеблется от 75 до 150 м. К фаменскому ярусу относятся серые и черные кремнисто-глинистые сланцы с прослоями серых окремненных известняков. На центральном Пай-Хое в фаменских отложениях присутствуют известняковые конгломераты, в которых галька представлена белыми и пестроокрашенными известняками франского яруса. В цементе конгломератов встречены *Litorhynchus baschkiricus* Tschegn, *L. ursus* Nal. и *Cryptonella uralica* Nal. (определения А. К. Крыловой). Мощность фаменских отложений достигает 60—120 м.

Восточнее, в бассейне верхнего течения р. Кары, наблюдается преобладание карбонатных пород. На левых притоках р. Кары — ручьях Утка-Ты-Вис и Сизим-Юра-Шор — отложения франского яруса представлены серыми и темно-серыми известняками, желтыми доломитами и кремнистыми известняками, содержащими остатки *Hypothyridina cuboides* (Sow.), *Atrypa* aff. *magnifica* Nal., *Manticoceras intumescens* Veug., *M.* cf. *galeatum* Wdkd. и др. (определения Б. П. Марковского и Л. С. Либровича). Мощность пород франского яруса составляет 300—350 м. В этом же районе к фаменскому ярусу условно относятся светло-серые доломиты и серые массивные известняки мощностью 100—150 м, залегающие между франскими и нижнекаменноугольными породами.

Отложения верхнего девона в кремнистых фациях снова появляются в предгорьях Полярного Урала. На р. Оче-Ты-Вис обнажается толща розовых, красных, зеленых, белых кремнистых пород, окремненных известняков и кремнисто-глинистых сланцев с прослоями конгломератов вверху разреза. Мощность отложений около 300 м. Хотя остатков фауны в толще не встречено, но породы настолько похожи на верхнедевонские отложения Пай-Хоя, что сомневаться в их верхнедевонском возрасте не приходится.

Фаунистически охарактеризованные верхнедевонские отложения установлены в районе хребта Енгана-Пэ. Франские отложения представлены серыми и темно-серыми доломитами, доломитизированными известняками и известняками с обильной фауной: *Gypidula ascynica* Nal., *G.* cf. *brevirostris* (Phill.), *Productella herminae* (Fresch.), *Hypothyridina cuboides* (Sow.), *Atrypa posturalica* Mark., *A. alticola* Fresch, *Spirifer* cf. *undiferus* Roem., *Sp. simplex* Phill. и др. Мощность пород

франского яруса не менее 400—500 м. Фаменские отложения фаунистически не охарактеризованы. К ним относятся серые «бахромчатые» известняки, на выветрелой поверхности которых образуется сложный рисунок, напоминающий бахрому, с редкими пластами доломитов и серых известняков с миндалинами белого кальцита. Мощность фаменских отложений около 250—300 м.

Южнее верхнедевонские отложения выделить не удастся. Возможно, что часть их, представленная кремнистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, входит в состав воргашорской свиты, которая отнесена к нижнему карбону. Мощность верхнедевонских отложений, по-видимому, не превышает 150—200 м.

На восточном склоне Полярного Урала отложения верхнедевонского возраста известны лишь в пределах Щучинской синклинали. Лучшие разрезы имеются на горах Нау-Пэ и Сибилей. Здесь франские породы встречаются часто, тогда как фаменские известняки известны лишь в немногих пунктах. В основании франских отложений залегают толща пестроокрашенных полимиктовых конгломератов и песчаников с прослоями известняков, эффузивов и туфов. В прослоях известняков содержатся *Hypothyridina* cf. *semilukiana* Nal.; *Atrypa* cf. *bifidaeformis* Tschern., *A. tubaecostata* Paesck., *Adolfia zickzock* (Roem.). Мощность этих пород 200—300 м. Выше следует пачка бурых, серых и коричневых известняков мощностью 50—75 м. Она перекрывается довольно мощной толщей ленточных глинистых и известково-глинистых сланцев с прослоями песчаников и известняков и фазной *Chonetipustula petini* Nal., *Productella* ex gr. *subaculeata* (Murch.), *Camarotoechia livonica* Buch., *Cyrtospirifer markovskii* Nal. и др. Мощность этой толщи около 500 м.

К фаменскому ярусу относятся диабазовые и пироксеновые порфиры, их туфы и туфобрекчии. Среди них встречаются редкие линзы известняков с фауной *Gypidula* aff. *globa* (Schmug), *Camarotoechia* aff. *omalius* Goss., *Lamellispirifer* aff. *posterus* (Hall) и др. (все определения сделаны С. Н. Волковым). Мощность их исчисляется несколькими десятками метров. Более высокие горизонты фаменского яруса образованы глинистыми сланцами, песчаниками, гравелитами и конгломератами с *Liorhynchus baschkiricus* Tschern. и прочими остатками фауны. Мощность не установлена.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

Отложения нижнего карбона, согласно залегающие на девонских, почти повсюду представлены карбонатными породами. Лишь на центральном и восточном Пай-Хое, а также и в некоторых районах обоих склонов Полярного Урала в составе их появляются кремнистые и глинистые сланцы и песчаники.

На юго-западном Пай-Хое, на берегу Баренцова моря и по р. Бельковской, к турнейскому ярусу относятся темно-серые известняки с прослоями кремней. Породы заключают фауну брахиопод *Spirifer cinctus* Keys., *Paulonia media* Leb., и фораминифер *Endothyra glomiformis* Lip., *E.* aff. *tuberculata* Lip., *E. krainica* Lip., *E. lattispiralis* var. *minuta* Lip. и др. (определения А. К. Крыловой и А. А. Войцеховской). Мощность турнейских пород 100—150 м. В состав визейского яруса входят светло-серые толстослоистые известняки с прослоями желтовато-серых доломитов. Нижняя часть содержит *Chonetes papillonaceae* Phill., *Gigantoproductus* cf. *mirus* (Fred.), *G.* aff. *maximus* (M. Coy) и др. В верхней части разреза встречаются остатки *Striatifera striata* (Fisch.), *Gigantoproductus latissimus* (Sow.), крупные *Palaeosmia* и др. Мощность визейских отложений достигает 800 м. К намюрскому ярусу, по-ви-

димому, принадлежит толща белых и серых массивных известняков, переполненных *Gigantoproductus edelburgensis* (Phill.), *Thomasella margaritaceae* (Phill.), *Gonophoria angulata* L., *G. monstrosa* Jan., *Camartoechia pleurodon* Phill. и других брахиопод (определения А. К. Крыловой и В. И. Устрицкого). Мощность отложений не менее 100 м.

На центральном Пай-Хое, в верховьях р. Янгарея и в среднем течении р. Васьяха к турнейскому ярусу относятся черные глинистые сланцы с прослоями известняков с *Chonetes* aff. *hardrensisformis* Rot., *Spirifer* aff. *tornacensis* Коп. Визейский ярус представлен темно-серыми и почти черными известняками с прослоями глинистых сланцев. В низу разреза имеется фауна: *Linoproductus ovatus* (Hall.), *L.* aff. *globosus* (Garw.), *Plicatifera mesoloba* Phill., а вверху его—*Krotovia rartuberculata* (Jan.), *Canctinella undata* (Defr.), *Gigantoproductus* aff. *latissimus* (Sow.). Мощность визейских известняков около 250 м. К намюрскому ярусу можно отнести маломощную пачку таких же темных известняков с остатками *Productus concinnus* Sow., *Spirifer bisulcatus* Sow. и др. (определения В. И. Устрицкого). Мощность этих отложений не установлена.

На восточном Пай-Хое, в нижнем течении р. Кары, к турнейскому ярусу относятся черные кремнисто-глинистые сланцы с прослоями известняков и мелкими кремнистыми конкрециями, в которых встречены остатки *Pericyllus* cf. *nikitini* Libg., *P.* cf. *cochi* Holz., *Muensteroceras ovatum* Sow. и другими характерными для верхних горизонтов турнейского яруса гониатитами (определения Л. С. Либровича). Мощность турне не более 70 м. Визейский возраст имеет свита темно-серых известняков с прослоями черных кремней. Свита содержит *Palaeosmilia murchisoni* Edw. et Haime, *Lophophyllum* sp., *Eostaffella mosquensis* Wiss., *Endothyra* ex gr. *omphalota* Rauss., *Archaediscus* ex gr. *baschkiricus* Krest. et Theod. и пр. Мощность известняков около 200 м. В состав намюрских отложений входят известняковые конгломераты, черные глинистые сланцы и известняки с *Gigantoproductus* ex gr. *edelburgensis* (Phill.), *Productus* cf. *concinnus* Sow., *Plicatifera plicatilis* (Sow.), *Eostaffella* ex gr. *protvae* Rauss. (определения Д. Л. Степанова и Л. П. Гроздиловой). Мощность отложений около 50—60 м.

На западном склоне Полярного Урала, в районе слияния рр. Лядгея и Кары, турнейские отложения представлены черными толстослоистыми известняками с *Muensteroceras* cf. *tianshanicum* Libg. и *Vestinautilus* cf. *panctarnatus* Ford (определения Л. С. Либровича). В составе визейских отложений преобладают темно-серые толстослоистые известняки с включениями кремней, реже встречаются более светлые брекчированные известняки с фауной *Chonetes* cf. *dalmaniana* Коп., *Chonetipustula carringtoniana* Dav., *Lithostrotion irregulare* Phill. и микрофауной—*Archaediscus* cf. *moelleri* Rauss., *A.* ex gr. *karreri* Brady, *Endothyra globulus* Eichw. и др. Мощность нижнего карбона в этом районе превышает 400 м.

Южнее, на рр. Усе и Ельце, турнейский ярус представлен темно-серыми известняками с прослоями и стяжениями кремня и остатками микрофауны *Brunsia plana* Moell., *Endothyra glomiformis* Lip., *E. spinosa* Tchern. и др. Мощность около 150 м. К визейскому и намюрскому ярусам относится мощная толща светло-серых известняков с *Schizophoria resupinata* Mart., *Striatifera striata* (Fisch.), *Gigantoproductus edelburgensis* (Phill.), *Gonophoria angulata* L. и пр. Мощность около 1000 м.

Южнее р. Ельца карбоновые отложения характеризуются главным образом терригенными фациями.

В западной части западного склона Полярного Урала к нижнему карбону, а, может быть, частично к среднему карбону, относится воргашорская свита черных кремнисто-глинистых сланцев, темно-серых

известняков с прослоями кремня, углисто-глинистых сланцев и известняковых конгломератов с редкими прослоями полимиктовых песчаников. Имеется фауна: *Cancrinella undata* (Defr.), *Productus* cf. *concinus* Sow., *Plicatijera plicatilis* (Sow.), *Dictyoclastus antiquatus* (Sow.), *Martinia minima* Yап и пр. Мощность 400—500 м.

Восточнее, в предгорьях Полярного Урала, нижнекаменноугольный возраст имеют серые и черные кремнисто-глинистые сланцы с радиоляриями, глинистые и углисто-глинистые сланцы с прослоями известняков, выделяемые К. Г. Войновским под названием няньворгинской толщи. Мощность их не более 100 м. Над ними залегает пальникская толща, в составе которой преобладают глинистые сланцы и полимиктовые песчаники с прослоями известняков и доломитов. В известняках встречены *Chonetes papilionacea* Phill., микрофауна *Endothyra prisca* Raus. et Reittl., *E. similis* Raus. et Reittl., *Archaeodiscus* cf. *karreri* Brady, *A. aff. donetzicus* Brazh. et Rot. и остатки древесины. Мощность пальникской толщи — сотни метров.

На восточном склоне Полярного Урала, в пределах Щучинской синклинальной зоны, нижнекаменноугольные отложения установлены совсем недавно, и данные о них еще не опубликованы. Приводимые ниже сведения заимствованы из отчета В. А. Дедеева.

Турнейский ярус начинается 100-м пачкой песчаников с прослоями глинистых и мергелистых сланцев без фауны. На ней залегают светло-серые массивные известняки с фауной *Chonetes hardrensis* Phill., *Ch. laguessianus* Kon, *Linoproductus laevicostus* (Whit.), и микрофауной *Endothyra latispiralis* var. *minima* Lip., *E. tenuseptata* Lip., *E. inflata* Lip., *E. aff. latmyrica* Lip.

Визейский ярус представлен известняками, то светло-серыми и толстослоистыми, то темно-серыми и плитчатыми. Известняки внизу разреза содержат: *Linoproductus corrugato-hemisphaericus* (Vaugh.), *Gigantoproductus mirus* (Fred.), *Spirifer grabou* Rot., *Brachythyris* ex gr. *suborbicularis* Hall. и другие нижневизейские формы, а вверху его *Schizophoria resupinata* Mart., *Echinoconchus* ex gr. *puctatus* (Mart.), *Striatijera* ex gr. *magna* Yап., *Antiquatonia insculpta* M.-W., *Camartoechia pleurodon* Phill (определения Н. Н. Лапиной). Мощность отложений визейского яруса достигает 500—600 м.

Разрез нижнего карбона заканчивается мощной толщей полимиктовых конгломератов с галькой микроклин-пертитовых гранитов, спилитов, порфиоров и других уральских пород. Выше по разрезу конгломераты сменяются песчаниками и сланцами с фауной *Margintijera* cf. *schartmienstis* (Yап.), *Spirifer* ex gr. *triangularis* Mart., *Palaeosmilia murchisoni* Edw. et Haime.

Мощность этой толщи достигает 400—500 м. Толща отнесена к наюрскому ярусу, но возраст ее установлен еще недостаточно точно.

Средний отдел

Отложения среднего карбона представлены обычно карбонатными породами и лишь на востоке, на западном склоне Полярного Урала, среди них появляются известняковые конгломераты. Известны только отложения башкирского яруса. Фаунистически охарактеризованных пород московского яруса в пределах описываемой территории не встречено, однако в базальных конгломератах, залегающих в основании пермской терригенной толщи, встречена галька известняка с *Pseudostaf-fella* ex gr. *paradoxa* Dutk., характерной для московского яруса. В ряде пунктов среднекаменноугольные породы размыты, и пермские мергели залегают непосредственно на нижнекаменноугольных известняках.

На юго-западном Пай-Хое отложения среднего карбона представлены черными известняками с *Profusulinella* sp. и *Archaediscus baschkiricus* Krest et Theod. Мощность известняков около 50 м.

Восточнее, в бассейнах рр. Большой Талаты и Васьяха, а также на большей площади северо-восточного склона Пай-Хоя среднекаменноугольные отложения обычно отсутствуют. Лишь на междуречье Янгарея и Васьяха встречен единственный выход известняков с *Pseudostaffella antiqua* Dutk., *Ozawainella* ex gr. *mosquensis* Raus., *Profusulinella* sp., *Archaediscus baschkiricus* Krest et Theod. и пр. (определения А. А. Войцеховской). Мощность их не установлена. Такие же известняки с *Profusulinella* sp., *Parastaffella brady* Moell., *P.* ex gr. *dagmarae* Dutk., *P.* ex gr. *pseudosphaeroidea* Dutk., *P. struvei* Moell., *Archaediscus baschkiricus* Krest et Theod. присутствуют на р. Силове.

Хорошо изучены отложения башкирского яруса на южном крыле Воркутской антиклинали, где они представлены темно-серыми известняками с остатками фораминифер: *Profusulinella staffelliformis* Bir., *P. prisca* Dept., *Ozawainella* cf. *umbonata* Brazh. et Rot., *Schubertella obscura* var. *compacta* Raus., *Pseudostaffella antiqua* Dutk., *Archaediscus baschkiricus* Krest et Theod. Мощность отложений достигает 80 м.

В последнее время среднекаменноугольные известняки с обильной фауной фораминифер были обнаружены К. Г. Войновским в верховьях р. Сось, в центральной части Полярного Урала. Крайний восточный выход этих известняков встречен в 4 км севернее массива Рай-Из.

Верхний отдел

Верхнекаменноугольные отложения в пределах рассматриваемой территории почти повсеместно отсутствуют. Установлены они лишь в двух пунктах — на юго-западном Пай-Хое, на берегу Баренцова моря, и на левом притоке р. Кары, по ручью Хальмер-Шор.

На берегу Баренцова моря на мысе Чайка к верхнему карбону относятся массивные известняки, почти нацело состоящие из ракуши. Отсюда известны *Productus kutorgae* Tschern., *Buxtonia juresanensis* (Tschern.), *Waagenoconcha humboldti* (Orb.), *Dictyoclostus uralicus* (Tschern.), *Spirifer cameratus* Mort., *Brachythyris panduriformis* Kut., *B. ufensis* Tschern., *Glaphyrites* sp. nov. Мощность известняков достигает 200 м.

На р. Хальмер-Шор имеется лишь небольшой выход серых тонкозернистых известняков, содержащих фауну *Eneletes* sp., *Proboscidella* cf. *lata* Tschern., *Krotovia* cf. *wallacet* (Derby), *Horridonia* cf. *timanica* (Stuck.), *Marginitifera schellwenti* (Tschern.), *Spirifer cameratus* Mort., *Cyphnium* cf. *kumpani* Web. и др. (определения А. П. Ротая).

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Пермские отложения слагают обширные площади на юго-западном и северо-восточном склонах Пай-Хоя, в Воркутском районе и в предгорьях западного склона Полярного Урала. Они представлены довольно однообразной толщей терригенных отложений: песчаников, алевролитов и глинистых сланцев с прослоями углей. Эти отложения разделяются на нижне- и верхнепермские. Выделение ярусов затрудняется бедностью и слабой изученностью фауны.

Нижний отдел

Нижнепермские отложения в пределах Пай-Хоя и северо-восточной части Печорского угленосного бассейна разделяются на ряд свит, прослеживающихся почти на всей рассматриваемой территории. Типичным

является разрез Воркутского района, где нижнепермские отложения разделяются на две серии: юньягинскую и воркутскую.

Юньягинская серия включает: мергелистый горизонт и гусиную, бельковскую и талатинскую свиты.

Воркутская серия подразделяется на две свиты: ниже- и выше-воркутскую.

Все они залегают согласно, без перерывов в отложениях.

В восточной части Пай-Хоя и в предгорьях Полярного Урала распространена кечпельская свита, фациально замещающая всю или часть юньягинской серии.

Мергелистый горизонт

В основании пермских отложений на большей части рассматриваемой территории залегают пачка зеленовато-серых пиритизированных мергелей мощностью 3—12 м. Мергели трансгрессивно, а в отдельных случаях с угловым несогласием, залегают на известняках различных отделов карбона и девона. Иногда они содержат гальку пород всех трех отделов карбона, верхне- и среднедевонских пород. В различных пунктах Пай-Хоя и Печорского бассейна в мергелистом горизонте была собрана фауна аммоидей, брахиопод, кораллов. Здесь встречены *Glaphyrites* cf. *pararhynchus* Ruzh., *G.* aff. *angustlobatus* Ruzh., *Preshumardites* ex gr. *gaptankense* Miller., *Productus pustulatus* Keys., *P. pseudomedusa* Tschern., *P. kutorgae* Tschern., *Spirifer panduriformis* Kut., *Sp. lira* Kut., *Choristites nikitini* Tschern. и др. (определения Л. Г. Либровича и О. Л. Эйнора). Весь комплекс фауны характерен для сакмарского яруса Среднего Урала.

Гусиня свита

В основании гусиной свиты залегают пачка однообразных черных, часто почти неслоистых аргиллитов с крупными линзообразными конкрециями известняка и мелкими круглыми кремнистыми конкрециями. В конкрециях изредка встречаются остатки гониатитов. Отсюда были определены *Neopronortites* ex gr. *milleri* Ruzh., *N.* sp., *Paragastrioceras* sp. Мощность аргиллитов 50—80 м. Верхняя часть свиты сложена серыми толстослоистыми песчаниками с прослоями черных алевролитов, изредка встречаются редкие прослои конгломератов, в которых галька представлена такими же черными алевролитами. В этой части свиты встречены лишь неопределимые остатки флоры. Мощность песчаников колеблется от 120 до 300—400 м, увеличиваясь к западу. Общая мощность свиты 200—500 м. Возраст ее, по-видимому, сакмарский (возможно, частично нижеартинский).

Бельковская свита

Свита сложена главным образом черными слоистыми алевролитами с редкими тонкими прослоями черных, с поверхности бурых аргиллитов и серых песчаников. В свите содержится богатая фауна аммоидей: *Paragastrioceras jossae* Vern., *P.* cf. *ellipsoidale* Fred., *P.* cf. *kolwac* Libg. (in litt.), *Artinskya artiensis* (Gruenw.) и пр. (определения Л. С. Либровича). Мощность свиты колеблется от 500 до 1000 м (минимальная на западном склоне Полярного Урала, максимальная на западном Пай-Хое). Возраст свиты — вышеартинский.

Талатинская свита

В состав свиты входят серые известковистые полимиктовые песчаники и черные алевролиты. Реже встречаются прослои аргиллитов, песчанистых известняков и конгломератов. Свита содержит богатую

фауну брахиопод, пеллеципод, мшанок, аммоноидей и пр. Отсюда установлены: *Neopronorites permicus* (Tschern.), *Uraloceras fedorowi* (Karp.), *U. cf. suessi* (Karp.), *Waagenoconcha* ex gr. *humboldti* (Orb.), *Linoproductus kulkti* (Fred.), *Horridonia borealis* (Hugh.), *Spirifer nttiensts* Dien., *Spiriferella saranae* Vern. *Neophricadothyris asiatica* Chaо, *Pseudosyrinx kolymaensis* (Tolm.), *Kolymia alata* Popow, *Dellopecten mutabilis* (Lich.), *D. sericens* (Vern.) (определения Л. С. Либровича, В. И. Устрицкого и Е. М. Люткевича). В верхней части изредка встречаются плохие остатки флоры. Мощность талатинской свиты 350—500 м, причем наибольшая мощность ее отмечается на северо-восточном склоне Пай-Хоя. Возраст свиты принято считать арктическим, хотя вполне возможно, что верхняя часть ее относится уже к кунгурскому ярусу.

Кечпельская свита

Своеобразная свита нижнепермских отложений, представляющая, по-видимому, отложения прибрежных болот, развита в предгорьях Полярного Урала и севернее, в районе оз. Осовой. Здесь распространена толща черных, почти неслоистых алевролитов и аргиллитов, содержащих растительный детрит. Среди них встречаются прослои мелкозернистых полимиктовых песчаников. Остатки флоры имеют чрезвычайно плохую сохранность и в большинстве случаев неопределимы. Е. Ф. Чирковой удалось определить лишь остатки *Paracalamites* sp., *Noeggerathloptis* sp., *Samaropsis* sp. nov., *Knorria* sp. Морской фауны не встречено. Свита с размывом залегает на подстилающих породах карбона, девона и силура.

В предгорьях Полярного Урала в основании разреза свиты в ряде пунктов встречены маломощные конгломераты и обломочные известняки, содержащие микрофауну турнейского, визейского, башкирского и московского ярусов. Мощность свиты измеряется сотнями метров. По возрасту свита, по-видимому, соответствует гусиной, бельковской и талатинской свитам, вместе взятым.

Воркутская серия

К воркутской серии приурочены основные угольные пласты Печорского угленосного бассейна. Она содержит около 100 пластов и пропластков каменного угля. В Воркутском районе в ее составе выделены две свиты. Нижняя свита сложена серыми полимиктовыми конгломератами и аргиллитами. Для нее характерно чередование слоев с флорой и пресноводной фауной и горизонтов с морской фауной.

Для этой свиты обычны *Lingula credneri* Gein., *L. arctica* Milог., *Chonetes granulifera* Owen, *Cancrinella kontnckiana* (Keys.), обильны остатки *Rhynchopora*, встречаются *Leda* aff. *bellistriata* Stew., *Astartella permocarbonica* Tschern., *Dellopecten mutabilis* Lich. и другие морские пеллециподы. Антракозиды, имеющие чрезвычайно важное значение для стратиграфии свиты, представлены главным образом новыми видами родов: *Paleomutella*, *Anthracomya*, *Anthraconauta* и *Carbonicola*. Флора чрезвычайно обильна. Типичными для нижней подсвиты формами являются *Sphaenophyllum stuckenbergi* Schm., *Pecopteris vorcutana* Zal., *Cardioneura vorcutensis* Zal. Кроме того, широко распространены представители родов *Paracalamites*, *Annularia*, *Noeggerathloptis*, *Samaropsis* и др. Мощность нижней свиты в Воркутском районе равна 870 м.

Верхняя свита воркутской серии изучена хуже нижней. В составе ее появляются светло-серые, слабо отсортированные песчаники, увеличивается количество конгломератов, наряду с обычными черными, встречаются прослои аргиллитов, окрашенные в зеленый и красноватый

тона. Фауна антракозид представлена преимущественно новыми видами, часто имеющими важное стратиграфическое значение. Комплекс флоры в общем сходен с нижней свитой, количество форм, неизвестных в нижней свите, очень невелико. В верхах свиты появляются *Callipteris adzvensis* Z al., *Compsopteris tschirkovae* Z al., получающие широкое распространение в верхнепермских отложениях. Мощность верхней свиты на р. Воркуте 710—740 м.

Возраст воркутской серии большинством исследователей рассматривается как кунгурский. Не исключено, что верхняя свита имеет уже верхнепермский возраст.

Общие черты воркутской серии сохраняются как в Воркутском, так и Хальмерюзском и Силовском районах. На юго-западном склоне Пай-Хоя мощность ее, по-видимому, уменьшается, хотя плохая обнаженность не дает возможности говорить об этом достаточно уверенно.

На северо-восточном склоне Пай-Хоя аналогом воркутской серии являются угленосные свиты P_1^4 и P_1^6 , описанные О. Л. Эйнором по рр. Еряха и Лиуряха, и верхняя свита карской серии, выделенная А. В. Хабаковым и развитая по рр. Неруловояха и Нгойяха.

Верхний отдел

Верхнепермские отложения согласно залегают на нижнепермских. Они распространены на юго-западном склоне Пай-Хоя и в Печорском бассейне. В Печорском бассейне в основании их залегают паэмбойская свита, сложенная главным образом черными алевролитами с прослоями песчаников. В верхней части ее имеется много пачек полимиктовых конгломератов. Свита содержит многочисленные пласты угля рабочей мощности. Флора паэмбойской свиты отличается от флоры воркутской свиты массовым развитием *Callipteris adzvensis* Z al., *C. zellri* Z al., *C. altaica* Z al., *Compsopteris tschirkovae* Z al. и ряда других верхнепермских форм. Необходимо отметить, что некоторые из них изредка присутствуют и в верхних пакетах воркутской свиты. Среди пресноводной фауны также известно несколько форм, известных лишь из паэмбойской свиты, вроде *Anthraconauta pseudophillipsi* Fed., *A. pajemboica* Rog. (in litt.) и пр. Мощность паэмбойской свиты достигает 3000 м. На юго-западном склоне Пай-Хоя аналогом ее, вероятно, является янгарейская свита, выделенная А. А. Черновым.

Над паэмбойской залегают тальмаюская свита. Граница между ними проводится по покрову базальта, мощность которого достигает 12 м. В 65 м выше, в нижней части тальмаюской свиты, залегают еще один покров базальта мощностью 15 м.

В Силовском районе, по данным В. Н. Шмелева, намечается трехчленное деление тальмаюской свиты. Нижняя часть сложена главным образом крупногалечными конгломератами, в которых галька представлена различными эффузивами, кварцитами, метаморфическими сланцами, кремнистыми сланцами и пр. Мощность конгломератов достигает 600 м. В средней части свиты преобладают крупнозернистые песчаники, иногда переходящие в гравелиты. Мощность около 300 м. Верхняя часть тальмаюской свиты сложена серыми алевролитами с характерной округлой «конкрециевидной» отдельностью и крупнозернистыми косо-слоистыми песчаниками. В алевролитах изредка встречаются отпечатки каламитов. Мощность верхней части свиты около 100 м.

На юго-западном склоне Пай-Хоя тальмаюской свите соответствует хейягинская свита, которая была выделена А. А. Черновым. Литологически она отличается от тальмаюской свиты значительно меньшим количеством конгломератов и появлением красновато-бурых и зеленовато-серых аргиллитов, обладающих, как и породы тальмаюской свиты, характерной ореховидной или конкрециевидной отдельностью. На

р. Янгаре в породах этой свиты найдены отпечатки *Paracalamites* sp., *Noeggerathopsis* sp. и *Patchoia* sp. На р. Нямдаю в верхней части свиты Н. В. Шмелевым встречены остатки рыб, по определению А. В. Хабарова, «скорее эотриасового возраста», что заставляет считаться с возможностью триасового возраста части свиты. Мощность этой свиты, по данным В. В. Копериной, равна 3500 м, но, по-видимому, эта цифра значительно преувеличена. Достоверно установленных отложений триасового возраста на территории Пай-Хоя и Полярного Урала пока не известно. Также не обнаружены юрские отложения в коренном залегании.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

Нижнемеловые отложения вскрыты в интервале 140—300 м буровой скважиной, заложенной на ст. Обская железной дороги Сейда-Лабытнанги. Они представлены песками и глинами с прослоями бурых углей мощностью до 1,5 м. Комплекс спор и пыльцы указывает на то, что эти отложения относятся к неокому — низам апта. Пыльца резко преобладает над спорами. Среди пыльцы основной фон составляет группа *Coniferales*, *Platysaccus jurassicus* К.-М., *Platysaccus liangitina* Mal. В меньших количествах присутствуют *Protopicea simplicissima* f. *typica* (Mal.), *Pinus* подрод *Diploxyton*, *Pinus* подрод *Haploxyton* и др. Среди спор преобладают представители сем. *Lycopodiaceae*, *Osmundaceae*. *Dipteridaceae* (определения Э. Н. Кара-Мурза).

На Пай-Хое, в районе Карской губы, встречены валуны алевролитов с валанжинской фауной: *Polyptychites stubendorffi* Schm., *Aucella crassicollis* Keys., *A. sublaevis* Keys. и др. (определения Н. С. Воронца). Кроме того, в ряде других пунктов Пай-Хоя находились валуны с фауной альбского возраста, однако, коренные выходы нижнемеловых отложений здесь пока неизвестны.

Верхний отдел

Верхнемеловые отложения установлены на рр. Усе и Сейде, кроме того, единственное обнажение их выявлено на р. Сааяха, на северо-восточном склоне Пай-Хоя.

На рр. Усе и Сейде к верхнему мелу относятся глауконитовые пески и мергели с обрывками растений и фауной *Pteria tenuicostata* Roem., *Actinocamax* ex gr. *verus* Mill., *Inoceramus* sp. и др. Мощность их измеряется десятками метров.

На р. Сааяха верхний мел представлен темно-серыми окремненными алевролитами с кремнями, содержащими остатки диатомей, радиолярий и богатую фауну пелечитод: *Inoceramus cardissoides* Goldf., *I.* cf. *patootensis* L. o. g., *Leda* cf. *nitida* Schm., *Pteria* cf. *tenuicostata* Roem., *Anomya* cf. *lamelosa* Roem. и прочие формы (определения Н. С. Воронца). Видимая мощность не более 5 м. Оба выхода имеют сантонский возраст.

ТРЕТИЧНАЯ СИСТЕМА

К третичным отложениям мы условно относим кайнотипные туфобрекчии, обнажающиеся по всем рекам, впадающим в Карскую губу. Туфобрекчии состоят из угловатых обломков почти всех палеозойских пород, развитых на северо-восточном склоне Пай-Хоя. Размер глыб достигает 2 м в диаметре. Цемент туфобрекчии кремнисто-глинистый с значительной примесью туфогенного материала. Ранее возраст туфобрекчий определялся как верхнемеловой, однако находка в них облом-

ков алевролитов с остатками сантонской фауны *Inoceramus cardissoides* Goldf. указывает на то, что туфобрекчии образовались после верхнего мела, т. е., вероятно, в третичный период.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные отложения занимают довольно обширные площади в окрестностях Карской губы, Коротайхской депрессии и части примыкающих к ней с юга и востока районов, а также части восточного склона Урала. Разрезы четвертичных отложений в пределах Полярного Урала и Пай-Хоя могут быть достаточно надежно сопоставлены, что позволяет характеризовать их по единой стратиграфической схеме. В настоящее время в четвертичных отложениях можно выделить следующие комплексы: 1) морские отложения до максимального оледенения; 2) морена максимального оледенения; 3) межледниковые отложения; 4) морена второго оледенения; 5) послеледниковые отложения.

Морские доледниковые отложения встречаются лишь на р. Янгаре, на юго-западном склоне Пай-Хоя. Здесь на высоте 20 м над уровнем моря, у самого уреза воды под мореной максимального оледенения обнаружено несколько мелких выходов синевато-зеленоватых вязких глин мощностью не более 1,5 м, переполненных раковинами пелеципод: *Mytilus edulis* L., *Cyrtodaria curriana* Dunk., *C. jensiseae* Sachs, *Astarte borealis typica* Chern., *A. borealis* var. *arctica* Gray и прочих форм (определения С. Л. Троицкого). Эти отложения отнесены к среднему отделу четвертичной системы.

Морена максимального оледенения представлена темно-серыми или буровато-серыми песчанистыми суглинками с большим количеством валунов. Суглинки обычно довольно плотные, плохо размокающие в воде. В восточной части района валуны представлены главным образом уральскими породами, в западной — новоземельскими, что указывает на наличие в этих районах двух самостоятельных центров оледенения. Размеры валунов достигают 3 м³. Среди совершенно неслоистых суглинков изредка встречаются прослой и линзы крупнозернистых песков и мелкой гальки. На северо-восточном склоне Пай-Хоя мощность морены достигает 20—25 м; в центральной части Пай-Хоя и на Полярном Урале морена почти совершенно уничтожена. На р. Воркуте мощность морены равна 30 м, а в Коротайхской депрессии, по данным Д. К. Александрова, она превышает 50 м. Данные ледниковые образования принадлежат к среднему отделу.

Межледниковые отложения представлены морскими и континентальными образованиями, относящимися к верхнему отделу четвертичной системы.

Морские межледниковые отложения широко развиты на Пай-Хое и в Коротайхской депрессии, где они слагаются песками и глинами с раковинами *Astarte borealis* Chern., *Cyprina islandica* L., *Mya truncata* L., *Saxicava arctica* L., *Buccinum undatum* L., *Balanus blanus* Lin., *B. hammeri* Asc. и прочей фауны. Эти отложения встречаются на центральном Пай-Хое на высоте до 300 м над современным уровнем моря. Мощность их достигает 30—40 м (обычно меньше). Континентальные образования представлены грубыми косослоистыми песками и суглинками с прослоями и линзами галечников. Мощность их в отдельных случаях превышает 10 м, (а обычно меньше). В юго-западной части района, в бассейне р. Сейды, развиты темно-серые и серые ленточнослоистые глины, представляющие, по-видимому, отложения крупных озер. Мощность глин достигает 15 м.

Морена второго оледенения распространена весьма широко. Она отличается от морены максимального оледенения меньшими размерами валунов и меньшей плотностью. В ряде случаев морена второго оледе-

нения залегают непосредственно на нижней морене или на коренных породах. Мощность ее обычно невелика и не превышает 5—10 м, возрастая лишь в тех местах, где имеются гряды конечных морен. Эти ледниковые отложения являются образованиями верхнего отдела.

Позднеледниковые отложения верхнего отдела представлены главным образом скоплениями крупнозернистых флювиогляциальных песков, покрывающими почти сплошным чехлом все водоразделы. Мощность их обычно не превышает 3—5 м, но в предгорьях Полярного Урала она возрастает до 10—15 м. Широким развитием пользуются также озерные осадки, слагающие значительные площади на междуречьях Кара-Силоваяха в Коротайхской депрессии и в некоторых районах Пай-Хоя.

Морские послеледниковые (каргинские) пески и глины известны на высотах до 40 м в районе Карской губы, где они содержат остатки *Astarte borealis* Chemn., *Macoma baltica* L., *M. calcarea* Hemm., *Cardium ciliatum* Fabr., *Cyprina islandica* L., *Buccinum undatum* L., *Balanus crenatus* L. и прочую фауну.

Современные отложения представлены морскими песками и илами, аллювием рек и озерно-болотными осадками.

ВУЛКАНИЗМ

В настоящей главе кратко рассмотрены интрузивные проявления нижнего и среднего палеозоя для северной части Полярного Урала и Пай-Хоя, а также описываются незначительные проявления вулканизма верхней перми (бассейн р. Силоваяха и, возможно, третичного времени (район Карской губы).

ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

В пределах северной части Полярного Урала широко развиты интрузии разнообразного состава. Главная масса интрузий приурочена к центральной зоне и к восточному склону хребта.

Имеющиеся к настоящему времени геологические данные позволяют с различной достоверностью выделить среди интрузивных проявлений Полярного Урала следующие комплексы: 1) древних (доордовикских и частью, возможно, досилурийских) интрузий; 2) каледонских (силуру-нижнедевонских) интрузий; 3) предположительно варисских или позднекаледонских интрузий диабазов и габбро-диабазов, имеющих развитие в среднем и верхнем девоне. По-видимому, к последнему циклу относятся и интрузии биотитовых гранитов левобережья р. Лонгот-Юган. Однако достоверное определение возраста их пока невозможно, так как они развиты среди древних досилурийских пород.

Комплекс древних (доордовикских и частью, возможно, досилурийских) интрузий

К наиболее древним интрузивным образованиям Полярного Урала, по-видимому, следует отнести ортоплагиогнейсы центральной зоны хребта, широко развитые в виде согласных тел и инъецирующих масс среди гнейсов и амфиболитов. Возраст гнейсово-амфиболитового комплекса принимается большинством исследователей как докембрийский. Галька ортоплагиогнейсов была найдена в базальных слоях няровейской свиты. Исходя из вышеизложенного, возраст ортоплагиогнейсов можно считать докембрийским.

Среди разнообразных амфиболитов, широко представленных в составе гнейсово-амфиболитового комплекса, встречаются различные по форме, но чаще согласные, линзообразные тела габбро-амфиболитов и плагиоклазовых амфиболитов, обычно несколько более крупнозернистых,

чем окружающие породы. Эти тела, по-видимому, представляют собой гипабиссальные интрузии габбро и диабазов среди глубоко метаморфизованных древних эффузивов основного состава.

Помимо отмеченных выше ортоплагиогнейсов, габбро-амфиболитов и плагиоклазовых амфиболитов, в составе рассматриваемого интрузивного комплекса можно выделить интрузии, сложенные метаморфизованными гипербазитами, измененными габбро и диоритами, огнейсованными тоналитами и плагиогранитами, а также микроклин-пертитовыми гранитами и гранито-гнейсами.

Метаморфизованные гипербазиты. Доордовикскими образованиями можно считать серпентиниты, сильно озмеевикованные перидотиты (гарцбургиты, лерцолиты), выступающие среди древних метаморфических толщ в ядрах брахиантиклинальных структур и небольших поднятий на западном склоне Полярного Урала (хребет Енгане-Пэ и др.). Гипербазиты слагают здесь небольшие согласные залежи, которые вместе с вмещающими их толщами, по-видимому, перекрыты кварцито-песчаниками ордовика. Тот же возраст, вероятно, имеют небольшие по размерам линзообразные тела змеевиков, протягивающиеся прерывистой цепью в центральной зоне хребта, согласно с общим простиранием окружающих метаморфических сланцев пород. Наиболее значительные массивы этих пород находятся в верховьях рр. Харбея, Лонгот-Югана, Немур-Югана и Малой Щучьей. Породы, вмещающие перечисленные выше интрузии, входят в состав доордовикских осадочно-метаморфических толщ, перекрывающих комплекс гнейсов и амфиболитов. Метаморфизованные интрузии гипербазитов чаще всего сложены антигоритовыми разностями змеевиков и очень редко — хризотилловыми. Исходная порода змеевиков устанавливается крайне редко. Со змеевиками ассоциируются участки пироксенитов, часто грубозернистых, иногда слагающие также и самостоятельные небольшие тела. Пироксениты почти всегда нацело амфиболизированы и превращены в горнблендиты.

Измененные габбро и диориты. В различной степени огнейсованные, амфиболизированные и окварцованные породы ряда габбро-диорита, а также происшедшие из них ортогнейсы диоритового состава (диоритовые гнейсы, гнейсо-диориты) и габбро-амфиболиты, весьма широко развиты в среднем течении р. Собь, непосредственно к юго-юго-востоку от массива Рай-Из. Здесь они слагают крупное интрузивное тело, которое в структурном отношении приурочено к юго-восточному крылу и приосевой части сложно построенной центральной антиклинальной зоны хребта. Это крыло сложено глубоко метаморфизованными осадочно-вулканогенными образованиями ордовика, а также и более древними породами. Кроме того, среди гнейсов, амфиболитов и других кристаллических сланцев в центральной зоне Харбейского антиклинория (верховья рр. Большой Ханмей и Харбей) выступают небольшие интрузии измененных габбро и диоритов. Из перечисленных выше интрузий габбро и диоритов наиболее полное освещение получил массив, примыкающий с юга и юго-востока к гипербазитам Рай-Иза. Об остальных интрузиях имеются лишь самые общие сведения, основанные на отрывочных данных различных исследователей.

По особенностям минералогического состава и химизма характеризующие породы близки к роговообманковым габбро и биотит-роговообманковым диоритам.

Широко развитые в габбро и диоритах процессы окварцевания, эпидотизации, хлоритизации и частично биотитизации связаны с воздействием перечисленных ниже относительно более молодых интрузий гранитоидов.

Породы, слагающие рассматриваемые древние интрузии основного и среднего состава, должны быть отнесены к гнейсо-диоритовой, гнейсо-габбровой и частью даже к гнейсовой фациям.

Жильная серия, пространственно связанная с огнейсованными габбро и диоритами, представлена плагиоклазитами, плагиоаплитами, роговообманковыми микрогаббро и микродиоритами.

Характерной особенностью древних интрузивных массивов, сложенных измененными породами ряда габбро-диорита, является их удлиненность в направлении, совпадающем с основными простираниями вмещающих пород.

В возрастном отношении рассматриваемые интрузии можно считать досилурийскими. Непосредственный контакт их с вулканогенными толщами, относимыми к силуру, как правило, наблюдать не удается. По левобережью р. Малый Ханмей измененные диориты и габбро не обнаруживают контактового воздействия на осадочно-вулканогенные образования силура (?). Не исключено, что интрузии измененных габбро и диоритов имеют и более древний возраст. В гальках ордовикских конгломератов около оз. Осовой встречены сходные по петрографическому составу породы.

Огнейсованные тоналиты и плагиограниты (досилурийского возраста), развитые в междуречье Сось-Конгор (Макар-Рузь), относительно моложе измененных диоритов и габбро. Они слагают среди последних различные по величине согласные тела, жилы или инъецированные массы.

По отношению к интрузивным проявлениям каледонского возраста, имеющим место в бассейне среднего течения р. Сось, измененные породы ряда габбро-диорита выступают как вмещающие.

Огнейсованные тоналиты и плагиограниты. Эти породы, а также происшедшие из них ортогнейсы (плагиогранито-гнейсы и гнейсо-плагиограниты) слагают различные по величине интрузивные тела, протягивающиеся неровной полосой на восточном склоне Полярного Урала, в бассейнах рр. Сось и Войкар. Вмещающими породами этих интрузий с северо-запада являются измененные габбро и диориты, а также довольно однообразные по составу, но текстурно-неоднородные, образования габброидного облика (амфиболиты и габбро-амфиболиты).

С юго-востока тоналиты и плагиограниты контактируют с глубоко метаморфизованными осадочно-вулканогенными породами нижнепалеозойского (?) возраста или вместе с последними прорваны каледонскими гранодиоритовыми интрузиями.

В структурном отношении интрузии, сложенные гранитоидами рассматриваемой группы, приурочены к приосевой части и юго-восточному крылу центрального антиклинория.

Главные минералы тоналитов и плагиогранитов — средний плагиоклаз, обыкновенная роговая обманка и биотит.

Рассматриваемые породы всегда обнаруживают гнейсовидное сложение, особенно в краевых частях интрузий.

Жильная серия тоналитов и плагиогранитов представлена в основном аплитами, гранит-аплитами и пегматитами. Пространственно с рассматриваемой группой пород связаны также жилы и дайки плагиоаплитов и реже спессартитов.

По возрасту огнейсованные тоналиты и плагиограниты можно условно считать досилурийскими, но непосредственный контакт их с осадочно-вулканогенными толщами, относимыми к силуру, в большинстве случаев не наблюдался. За пределами рассматриваемого района, в зоне контакта, которая прослеживается по северо-западным отрогам хребта Янас-Терэ, силурийские образования, судя по элементам их залегания, перекрывают огнейсованные тоналиты и плагиограниты и не обнаруживают следов контактового воздействия со стороны последних. Кроме того, по левобережью р. Малой Лагорты в основных эффузивах встречены угловатые обломки огнейсованных плагиогранитов. Каледонские интрузии кварцевых диоритов и гранодиоритов прорывают гнейсовидные

тоналиты и плагиограниты. Можно предполагать, что синхронными по времени рассмотренным выше интрузиям являются отдельные небольшие тела кварцевых диоритов и тоналитов, встреченные в верховьях р. Большой Харбей.

Микроклин-пертитовые граниты и гранито-гнейсы. В пределах рассматриваемой территории интрузии микроклин-пертитовых гранитов и гранито-гнейсов, как правило, приурочены к зонам крупных антиклиналей, осложненных повторной складчатостью.

В северной части центральной зоны хребта (Харбейский антиклинорий) намечаются две полосы поднятий, сложенных доордовикскими толщами гнейсов и кристаллических сланцев. Одна полоса прослеживается от массива Рай-Из в северо-восточном направлении по западному краю антиклинория (верховья рр. Большой Ханмей и Большой Харбей). Другая полоса ориентирована в меридиональном и северо-западном направлении и примерно следует среднему и верхнему течению р. Лапта-Юган. К обеим полосам приурочены многочисленные тела гранитов и гранито-гнейсов. В верховьях рр. Лонгот-Юган и Немур-Юган, где антиклинорий резко сужается, обе полосы сходятся. Далее интрузии микроклин-пертитовых гранитов и гранито-гнейсов почти непрерывно продолжают в северо-северо-восточном направлении, следуя оси антиклинория. В верховьях рр. Малая Хуута и Байдарата среди отложений няровейской и хуутинской свит, перекрывающих гнейсово-амфиболитовый комплекс, развиты небольшие, реже крупные (по р. Нодэ), согласные тела «порфиroidных» гранитов с порфиробластами микроклина.

К югу от горы Нодэ-Пэ, среди пород няровейской свиты и гнейсово-амфиболитового комплекса, встречены мелкие штокообразные тела фельзит-порфиоров. Последние, возможно, представляют собой гипабиссальную фацию гранитных интрузий.

Граниты и гранито-гнейсы распространены также в среднем течении р. Лонгот-Юган, где вырисовывается крупная антиклинальная структура широтного простирания.

Граниты и гранито-гнейсы образуют крутопадающие пластообразные и линзообразные, реже неправильные, интрузивные тела, в общем вытянутые согласно с вмещающими их толщами. Наличие секущих апофиз, а также редких ксенолитов вмещающих пород в некоторых из них, с несомненностью указывает на их интрузивное происхождение. Нередко граниты послонно внедряются во вмещающие породы и дают начало образованиям типа инъекционных гнейсов и мигматитов, слагающим иногда значительные площади (среднее течение рр. Лапта-Юган, Большая Хадата и др.). Характерной петрографической особенностью для доордовикских гранитов и гранито-гнейсов является обычно значительное преобладание микроклин-пертига над кислым (альбитизированным) плагиоклазом в полевошпатовой составной их части. Среди темноцветных наиболее характерен биотит, часто ассоциирующийся вместе с мусковитом. Реже встречаются щелочная роговая обманка и эгирин-авгит.

Порфиroidные граниты, получившие широкое развитие в северной части Полярного Урала (бассейн рр. Большая и Малая Хуута, Байдарата) обычно катаклазированы. По минералогическому составу они не отличаются от гранитов, охарактеризованных выше.

Фельзит-порфиры, встреченные к югу от горы Нодэ-Пэ, представляют собой породы порфиroidной или афиroidной структуры, нередко сильно рассланцованные и перекристаллизованные.

В жильной серии доордовикских гранитоидов преобладают жилы аплита и кварца. Очень редко встречаются гранит-порфиры и альбитофиры.

Значительная масса пород рассматриваемых интрузий по особенностям сложения должна быть отнесена к гнейсо-гранитовой и частью даже к гнейсовой фациям.

Как мелкие интрузии гранитов, так и эндоконтактные зоны крупных тел в результате ассимиляции вмещающих толщ обычно обогащаются темноцветными минералами и приобретают более основной, близкий к диоритовому состав (гранодиориты, кварцевые диориты и др.).

Возраст интрузий микроклин-пертитовых гранитов и гранито-гнейсов считается доордовикским на том основании, что они нигде не проявляют фаунистически охарактеризованных образований ордовика. Кроме того, в северной части Полярного Урала (по р. Осовой) галька различных разновидностей огнейсованных микроклин-пертитовых гранитов, гранит-порфиров и порфировидных гранодиоритов встречена в конгломератах нижних горизонтов ордовика (тремадока).

Наряду с доордовикскими гранитами, вероятно, присутствуют и более молодые граниты, которые вследствие петрографического сходства не всегда могут быть отделены от более древних.

Комплекс каледонских (силурийских — нижнедевонских) интрузий

В составе каледонского (силурийского — нижнедевонского) интрузивного комплекса на рассматриваемой территории можно выделить интрузии гипербазитов, пород группы габбро, кварцевых диоритов, гранодиоритов и плагиогранитов. Биотитовые граниты, так же как и часть диабазов, кварцевых диабазов и габбро-диабазов, вероятно, следует отнести к позднекаледонскому или даже варисскому (?) комплексу интрузий.

Г и п е р б а з и т ы. Крупные интрузии ультраосновных пород располагаются в пределах Полярного Урала в виде поясов, определяющих структуры продольных глубинных разломов.

В бассейнах рр. Сось и Танья прослеживается северное окончание Войкаро-Собского пояса, к которому приурочены крупные массивы Пай-Ер, Рай-Из и Няравеча, а также ряд других более мелких интрузий. Названный пояс, по-видимому, имеет ответвление, которое фиксируется цепочкой мелких гипербазитовых тел, протягивающихся от горы Няравеча на северо-восток к среднему течению р. Лонгот-Юган.

На площади междуречья Лонгот-Юган — Щучья прослеживается второй пояс (Щучинский), к которому приурочены большие массивы Харче-Рузь, Хадатинский, а также группа относительно небольших гипербазитовых тел хребта Нюди-Харам-Пэ. Второй пояс, также, по-видимому, имеет ответвление на север, которое под углом пересекает восточное окончание Харбейского антиклинория и прослеживается в виде ряда небольших интрузий (верховья р. Большая Хуута и др.). Южное окончание этого же пояса составляет группа гипербазитовых интрузий горы Яр-Кей (правый берег р. Лонгот-Юган) и левобережья р. Лапта-Юган.

Перерыв между Войкаро-Собским и Щучинским поясами гипербазитовых интрузий приходится на Лонгот-Юганское широтное антиклинальное поднятие.

Породы гипербазитовых интрузий Полярного Урала представлены в основном дунитами, саксонитами и гарцбургитами. Пироксениты в общей массе гипербазитов имеют подчиненное развитие. Верлиты и лерцолиты встречаются в гарцбургито-дунитовых массивах крайне редко. Среди дунитов нередко наблюдаются маломощные шширообразные скопления и полосы вкрапленного хромита. Изредка последний образует небольших размеров линзообразные и жилообразные залежи массивного сложения.

Характерной структурной особенностью гипербазитов Полярного Урала является почти повсеместно развитая в них полосчатость. Последняя обусловлена, с одной стороны, неравномерным распределением пироксена в породе и, с другой стороны, послынным чередованием дуни-

тов и перидотитов. Кроме того, в дунитах полосчатость иногда вызвана серпентинизацией по системе близко расположенных параллельных плоскостей.

Интрузии гипербазитов обычно залегают согласно со структурами вмещающих пород, но иногда секут их (массив Няравеча). Последний момент указывает на их связь с разломами.

Форма небольших интрузий гипербазитов чаще линзообразная и факолитовобразная. Крупные интрузии по форме, по-видимому, частью принадлежат к воронкообразным интрузиям (Хадатинский массив). Для ряда других массивов (Рай-Из, Пай-Ер) можно предполагать, что они представляют собой полого залегающие межформационные тела.

Жильная серия гипербазитов представлена в основном пироксенидами, а также их амфиболизированными разностями. В массиве Рай-Из к контакту ультрабазитов и габбро-амфиболитов приурочены жилы альбитита и роговообманкового диабазы.

Метаморфизм основной массы ультраосновных пород выразился главным образом в серпентинизации.

Интересной и важной петрографической особенностью рассматриваемых массивов Полярного Урала является весьма подчиненное развитие в них пород группы габбро, пространственно связанных с гипербазитами. При этом габбро в основном представлено амфиболизированными и соскритизированными разностями («габбро-амфиболитами»). Нередко последние имеют неоднородное (гнейсовидное, атакитовое и др.) сложение и обнаруживают постепенные переходы к плагиоклазовым амфиболитам, иногда сохранившим реликты вулканогенного происхождения.

Весь перечисленный комплекс пород в виде узкой полосы непосредственно примыкает с юга, юго-востока к гипербазитам Рай-Иза и Войкаро-Сыньинского массива и является вмещающим по отношению к последним.

Гипербазиты больших массивов и пространственно связанные с ними породы группы габбро не обнаруживают на Полярном Урале постепенных переходов между собой. Редкие жилы и дайки габбро и габбро-норитов, секущие дунито-гарцбургитовые массивы, имеют обычно резкие контакты.

Нижний предел возраста гипербазитовых интрузий Полярного Урала определяется по их аналогии с ультрабазитами массива Рай-Из, которые имеют интрузивный контакт с филлитами и кварцитовидными сланцами, относимыми к нижним горизонтам ордовика. Верхняя их возрастная граница неясна.

Породы группы габбро. Интрузии основного состава особенно широко развиты по левобережью р. Лонгот-Юган в районе горы Масло. Относительно небольшие по величине тела габбро, габбро-норитов и плагиоклазитов отмечены по юго-восточной окраине Войкаро-Сыньинского массива, в районе оз. Хойла-Ты, к югу от массива Рай-Из, восточнее Хадатинского массива и в районе хребтов Харам-Пэ и Хоем-Пэ.

Наиболее значительные интрузии пород группы габбро на между-речье Лонгот-Юган — Щучья приурочены к крыльям или краевым зонам крупных антиклинальных структур (Харбейской и Лонгот-Юганской), сложенным метаморфизованными осадочно-вулканогенными породами ордовика (?), а также более древними образованиями. Эти интрузии располагаются к востоку и юго-востоку от крупных гипербазитовых массивов. Как и последние, они также, по-видимому, связаны с разломами.

В бассейнах рр. Войкар и Сось проявление интрузий основного состава, по-видимому, приурочено к узким зонам тектонических разрывов, которые прослеживаются по юго-восточной окраине Войкаро-Сыньинского гипербазитового массива.

Породы, слагающие основные интрузии левобережья р. Лонгот-Юган, представлены оливиновыми габбро, оливиновыми габбро-норитами, габбро и габбро-норитами, а также их амфиболлизированными разновидностями и габбро-амфиболитами. Подчиненное развитие имеют лейкократовые габбро, плагиоклазиты и гипербазиты. Среди последних отмечены оливиниты, перидотиты (верлиты), пироксениты, плагиоклазосодержащие разновидности их, связанные переходами с меланократовыми оливиновыми габбро.

Жильная серия основных интрузий представлена оливиновыми и роговообманковыми микрогаббро и плагиоклазитами.

Гипербазиты, развитые в небольших масштабах среди габбро и габбро-норитов, по особенностям минералогического состава и химизма теснейшим образом связаны с породами группы габбро.

В районе хребтов Харам-Пэ и Хоем-Пэ (бассейн р. Щучья) среди глубоко метаморфизованных осадочно-вулканогенных образований нижнего палеозоя также получили развитие интрузии пород группы габбро. Среди последних небольшими пятнами встречаются гипербазиты, главным образом верлиты и пироксениты, чередующиеся между собой полосами.

Существенной особенностью для пород группы габбро района хребтов Харам-Пэ и Хоем-Пэ является значительное развитие плагиоклазитов. Последние обнаруживаются в виде многочисленных жилообразных внедрений и инъекций, следующих зонам рассланцевания, дробления и трещиноватости в габбро, гипербазитах и вмещающих последние амфиболитах.

Комплекс пород, весьма близкий выше охарактеризованному, развит к юго-востоку от массива Пай-Ер, в районе оз. Хойла-Ты. В названном районе отмечается проявление относительно более молодых каледонских интрузий гранитоидов. Последние, очевидно, и обусловили местами значительный метаморфизм габбро и вмещающей амфиболитовой толщи, что привело к широкому развитию разнообразных пород габброидного и диоритоидного состава. Возраст рассмотренных интрузий основного состава достоверно не устанавливается. Небольшое тело габбро в бассейне р. Щучья встречено среди долудловских вулканогенных образований силура. Мелкие тела габбро-норитов выступают среди эффузивов и туфов силура (?) в бассейне р. Тянью. Здесь же отмечен относительно более молодой возраст каледонских кварцевых диоритов и гранодиоритов по отношению к габбро-норитам. В гипербазитах Хадатинского массива и Рай-Иза встречены единичные дайки, жилы и, реже, неправильные тела габбро и габбро-норитов.

Кварцевые диориты, гранодиориты и плагиограниты. Интрузии кварцевых диоритов, гранодиоритов и плагиогранитов особенно широко развиты в среднем течении р. Сось и в бассейне р. Тянью, непосредственно к югу от полосы распространения пород габбро-диоритового ряда, а также огнейсованных тоналитов и плагиогранитов. Аналогичные по составу интрузии в бассейне р. Щучья встречены по восточным отрогам хребтов Харам-Пэ и Хоем-Пэ и широко представлены в районе хребтов Енгане-Пэ и Сибилей. Кроме того, они встречены на небольшом участке правобережья р. Щучьей (среднее течение р. Большая Харута) и по р. Юнхя.

Перечисленные интрузии приурочены главным образом к площадям развития среднепалеозойских (доэйфельских) образований или следуют зонам, разграничивающим эти образования от более древних. Форма интрузий обычно неправильная, штокообразная. Контакты с вмещающими толщами имеют резко выраженный интрузивный характер.

Среди пород, слагающих интрузии среднего течения р. Сось, а также бассейна р. Тянью, наибольшим распространением пользуются гранодиориты и кварцевые диориты. В бассейне р. Щучьей особенно широко

развиты плагиограниты и тоналиты, а также краевые фации последних — плагиогранит-порфиры и др.

В зонах эндоконтакта с палеозойскими осадочно-вулканогенными толщами, а также с досилурийскими породами ряда габбро-диорит и амфиболитами появляются весьма неоднородные по сложению и минералогическому составу породы: меланократовые кварцевые диориты, тоналиты, реже, кварцевые габбро-диориты, роговообманковые габбро и горнблендиты. Здесь же отмечены разности, близкие к кварцевым и бескварцевым сиенито-диоритам. Все перечисленные породы по особенностям минералогического состава, структуры и текстуры имеют черты гибридных образований.

Жильная серия, пространственно связанная с интрузиями кварцевых диоритов, гранодиоритов и плагиогранитов, представлена аплитами и плагиаплитами.

Кроме того, в бассейне р. Сось широко развиты порфиroidные кварцевые диориты и гранодиориты, пироксеновые и роговообманковые диорит-порфиры с кварцем, спессартиты и диабазы. Эти породы встречаются в виде небольших интрузий, даек и жил как среди крупных гранодиоритовых интрузий, так и во вмещающих породах.

Нижний предел возраста интрузий определяется наличием интрузивных контактов с верхним силуром, верхняя граница устанавливается по находкам галек пород этих интрузий в конгломератах эйфельского яруса (бассейн р. Войкар) и живетского яруса (бассейн р. Щучьей) среднего девона.

На западном склоне Полярного Урала среди эффузивных образований очень редкой свиты (ордовика) также обнаружены редкие небольшие тела плагиогранитов, плагиогранит-порфиров, гранофиоров и кварцевых диоритов. Все эти тела, как и слагающие их породы, пока недостаточно изучены. Может быть, их можно считать синхронными перечисленным выше интрузиям восточного склона. В той же очень редкой свите, а также среди сланцев нярминской свиты верхнего ордовика (гора Хахарем-Пэ, среднее течение рр. Большой Лядгей и Оче-Ты-Вис) встречены два интрузивных тела кварцевых порфиров размерами до 12×5 км. Можно предполагать, что кварцевые порфиры являются гипабиссальными аналогами перечисленных кислых интрузий западного склона.

На Пай-Хое известен единственный выход кварцевых диоритов в низовьях р. Кары (гора Мишень-Мыльк).

Биотитовые граниты. Биотитовые граниты достоверно выделены пока на левобережье и частично на правобережье среднего течения р. Лонгот-Юган, где они широко развиты. Здесь они слагают небольшие, обычно секущие, неправильные, дайкообразные и штокообразные, а также согласные пластообразные тела.

В районе горы Масло, по левобережью р. Лонгот-Юган, мелкие дайки и жилы биотитовых гранитов и связанных с ними аплитов и пегматитов приурочены к серии крутопадающих трещин и разломов северо-западного простирания. Эти разломы несогласно пересекают основные структуры широтного Лонгот-Юганского антиклинального поднятия.

Минералогический состав биотитовых гранитов отличен от состава описанных выше доордовикских микроклин-пертитовых гранитов и гранито-гнейсов. Следует отметить отсутствие или незначительное развитие пертитовых вростков в микроклин биотитовых гранитов, а также большую основность в них плагиоклаза, представленного, как правило, олигоклазом.

В эндоконтактной зоне интрузий биотитовых гранитов наблюдаются мелкозернистые, порфиroidные и иногда гнейсовидные фации, а вблизи габбро и амфиболитов отмечается обогащение слюдой и появление более основных по составу пород (плагиограниты, кварцевые дио-

риты). В зоне экзоконтакта во вмещающих породах развиваются роговиковые фации.

Серия жильных пород, сопровождающая интрузии биотитовых гранитов, представлена аплитами, пегматитами, гранит-порфирами и спескаритами.

Достоверных данных о возрасте рассматриваемых биотитовых гранитов нет. В районе горы Масло они, несомненно, прорывают и на отдельных участках глубоко метаморфизуют габбро и габбро-нориты. Связь биотитовых гранитов с разломами, несогласно пересекающими основные структурные направления Полярного Урала на площади между речья Лонгот-Юган — Щучья, позволяет предполагать их молодой (возможно, позднекаледонский или варисский ?) возраст.

Диабазы, кварцевые диабазы и габбро-диабазы. Интрузии диабазов и габбро-диабазов широко представлены в центральной зоне, на западном и восточном склонах Полярного Урала, а также на Пай-Хое. В пределах западного склона и частично центральной зоны Полярного Урала диабазы обычно слагают пластовые залежи и реже дайки и жилы. Вмещающие толщи представлены здесь как доордовикскими образованиями (няровейская, хуутинская и другие свиты), так отложениями ордовика («филлитовая», оченьрдская свиты и др.) и, реже, силура. Иногда массовое проявление диабазовых интрузий локализуется на значительных площадях, которые вытягиваются на расстояние до 50—60 км при ширине до 10 км.

Аналогичные по составу и форме интрузии диабазов широко развиты на Пай-Хое среди отложений ордовика и силура. В юго-восточном Пай-Хое отмечены дайки кварцевых габбро-диабазов и диабазов в породах среднего палеозоя (до живетского яруса среднего девона включительно).

На восточном склоне Полярного Урала диабазы и габбро-диабазы проявляются в виде секущих и согласных жил, даек и небольших неправильной формы интрузий. Все они в основном приурочены к площадям развития осадочно-вулканогенных образований среднего и частью нижнего палеозоя.

Среднезернистые и крупнозернистые разности диабазов и габбро-диабазов с габбровой и габбродиабазовой структурой слагают обычно центральные части крупных интрузий и даек. К периферии они сменяются мелкозернистыми разностями офитовой и пойкилоофитовой структуры.

Кварцевые диабазы получают особенно широкое распространение на восточном склоне Полярного Урала, а также среди ордовикских и более молодых отложений западного склона и на Пай-Хое.

В диабазовых восточного склона Полярного Урала нередко можно наблюдать отщепления в сторону более кислых, обогащенных щелочами разновидностей (кварцевые монционит-диабазы, лейкократовые диабазы).

Диабазы, залегающие среди метаморфических сланцев приосевой части и на западном склоне Полярного Урала, часто глубоко метаморфизованы и превращены в амфиболиты. В эндоконтактных зонах крупных интрузий нередко наблюдается развальцевание диабазов и развитие за счет их альбито-хлоритовых, актинолитово-соссюритовых и других сланцев.

Кварцевые диабазы и габбро-диабазы, выступающие среди среднепалеозойских и частью ордовикских образований западного и восточного склонов Полярного Урала и на Пай-Хое, обычно слабо изменены. Здесь характер контактов диабазовых интрузий нередко резко выраженный интрузивный. В эндоконтакте наблюдается слабое ороговикование и скарнирование.

Имеющиеся к настоящему времени геологические данные не дают возможности провести достоверное возрастное расчленение интрузий диабазов и габбро-диабазов Полярного Урала и Пай-Хоя. Часть этих интрузий, судя по их тесной пространственной ассоциации с вулканоген-

ными образованиями, может представлять корни эффузий нижнего и среднего палеозоя. Другие же интрузии являются самостоятельными мелкими телами и жилами, внедрившимися в разное время, вплоть до верхнего девона, а может быть, и позже.

Вполне вероятен доордовикский возраст части диабазов центральной зоны и западного склона Полярного Урала. Галька этих пород встречена в ордовикских конгломератах р. Осовой.

В бассейне р. Войкар для многочисленных интрузий диабазов, габбро-диабазов, а также их разновидностей, содержащих кварц и калиевый полевой шпат, устанавливается только нижний предел возраста. Они прорывают осадочно-вулканогенные образования эйфельского яруса и нижние горизонты живетского яруса среднего девона (восточный склон). Отдельные разновидности диабазов — кварцевые диабазы, монцитит-диабазы и др. встречены в гальках эйфельских и живетских конгломератов.

ПЕРМСКИЕ БАЗАЛЬТЫ

Незначительное проявление вулканизма на рассматриваемой территории было в верхней перми, когда произошли излияния базальтов в юго-восточной части Пай-Хоя в бассейне р. Силоваяха.

Базальты встречены здесь в основании тальмаюской свиты (татарский ярус нижней перми), где образуют два покрова мощностью до 15 км. Контактных изменений во вмещающих базальты толщах не наблюдалось. Вышележащие породы верхней перми содержат гальку базальтов, чем и подтверждается их пермский возраст.

Возможно с базальтами связаны также кварцевые диабазы, встреченные в низовьях р. Сопчаяха и, вероятно, также имеющие пермский возраст.

Базальты юго-восточной части Пай-Хоя по особенностям состава пород, характеру и времени проявления могут быть сопоставлены с аналогичными породами формации траппов Сибирской платформы.

ТРЕТИЧНЫЕ ЛАВЫ И ТУФОБРЕКЧИИ

Последняя вспышка вулканизма относится к третичному периоду. В это время в районе Карской губы на северо-восточном склоне Пай-Хоя произошли излияния лав андезитового состава и образование туфобрекчий.

Вокруг Карской губы известно несколько выходов массивных туфобрекчий. Они состоят из различных по размеру обломков разнообразных палеозойских пород, распространенных на Пай-Хое. Изредка среди них встречаются обломки пористой лавы андезито-базальтового состава и кремнистых пород сантона с остатками *Inoceramus* ex gr. *cardisoides* Goldf. Цемент туфобрекчий кремнисто-глинистый со значительной примесью пеплового материала. Мощность туфобрекчий превышает 25 м.

С туфобрекчий, по-видимому, генетически связаны лавы андезито-базальтового состава, обнажающиеся восточнее Карской губы на ручье Анорога. Мощность их достигает 15 м.

Поскольку туфобрекчий содержат обломки верхнемеловых (сантонских) пород и перекрываются четвертичными отложениями, возраст их условно определяется как третичный.

ТЕКТОНИКА

В структурном отношении рассматриваемый район является одним из самых сложных в Уральской складчатой зоне. В его пределы входят собственно Полярный Урал, Пай-Хой и располагающиеся юго-западнее последнего Коротайхская синклинали и антиклинальная гряда Чернова. Соотношение этих структур выяснено лишь работами последних лет.

Основной структурой района является уральский антиклинорий, имеющий на широте полярного круга северо-восточное простирание, последовательно изменяющееся в более северных районах с меридионального на северо-западное. Непосредственным продолжением его является Пайхойский антиклинорий, имеющий северо-западное простирание. Юго-западнее Пай-Хоя располагается еще одна антиклинальная структура, названная грядой Чернова в честь старейшего исследователя Печорского бассейна А. А. Чернова. Гряда Чернова отделена от Пай-Хоя Коротайхской синклиналию.

Полярный Урал представляет собой огромный антиклинорий, усложненный рядом более мелких складчатых структур и разрывных дислокаций. От полярного круга антиклинорий имеет северо-восточное простирание, которое затем по направлению к северу постепенно меняется на меридиональное. Так, выше параллели 68° с. ш. господствующим простиранием становится северо-западное и структуры Полярного Урала постепенно переходят в структуры Пай-Хоя.

Как и в более южных районах, для Полярного Урала характерно зональное строение с делением на три зоны: 1) центральную зону, соответствующую зоне Урал-Тау более южных районов, 2) зону восточного склона, 3) зону западного склона.

Центральная зона Полярного Урала сложена наиболее древними породами, относимыми к протерозою и нижнему палеозою. Юго-западнее массива Рай-Из ширина ее не превышает 15—25 км, тогда как северо-восточнее, в связи с воздыманием шарнира антиклинория, ширина ее увеличивается до 50—60 км, а в бассейне р. Байдараты даже до 75 км. С запада она ограничена областью развития среднепалеозойских отложений и с востока — полосой основных и ультраосновных интрузий. Главный антиклинорий всегда осложнен рядом структур второго порядка. Так, южнее р. Усы наблюдаются три полосы кембрийских отложений, слагающих ядра антиклинальных структур, а разделяющие их синклинали выполнены ордовикскими породами. Севернее массива Рай-Из в ядре одной из синклиналей встречены нижне- и среднекаменноугольные породы. Неясно, залегают ли они на нижнепалеозойских отложениях трансгрессивно или здесь имеется полный разрез среднего палеозоя. Все перечисленные структуры осложнены дополнительными складками. Их крылья нередко смяты в изоклинальные складки, обычно опрокинутые на запад и реже на восток. Они прорваны многочисленными мелкими интрузиями серпентинизированных перидотитов, диабазов, кварцевых диоритов и плагиогранитов. Среди сложно дислоцированных пород лишь изредка встречаются участки со сравнительно спокойным залеганием пластов. Так, вблизи побережья Байдарацкой губы кембрийские (?) породы слагают крупную синклиналию, крылья которой падают под углами 35—50°.

Восточный склон Полярного Урала в тектоническом отношении разделяется на три участка, резко отличных по характеру структур и слагающих их пород. Южный из них охватывает район южнее перидотитового массива Рай-Из. Севернее располагается Лонгот-Юганская антиклиналь, отделяющая от южного участка Щучинскую синклиналию зону.

Южный участок сложен осадочными и вулканогенными породами среднего палеозоя, прорванными крупными интрузиями ультраосновного, основного и кислого состава. С запада этот участок ограничен выходами нижнепалеозойских отложений, с которыми имеют секущий контакт основные и ультраосновные породы. Восточная граница его определяется развитием сплошного покрова четвертичных отложений. Данные буровых скважин показывают, что в районе гор. Салехарда под четвертичными отложениями горизонтально залегает довольно мощная толща мезозойских осадков, а породы палеозоя погружены на значительную

глубину. Все палеозойские структуры описываемого участка имеют выдержанное северо-восточное простирание; лишь восточнее Рай-Иза, по мере приближения к Лонгот-Юганскому антиклинальному поднятию, они отклоняются на восток и приобретают широтную ориентировку.

Лонгот-Юганское антиклинальное поднятие, расположенное в бассейнах рр. Харбей и Лонгот-Юган, сложено кембрийскими (?) кристаллическими сланцами, смятыми в сложные складки широтного и западно-северо-западного простирания. Они прорваны гранитными интрузиями и частью превращены в инъекционные гнейсы. На западе полоса этих пород соединяется с гнейсами и амфиболитами центральной зоны Полярного Урала, тогда как на востоке, на меридиане около 68° в. д., она скрывается под четвертичными отложениями. Аэромагнитной съемкой установлено, что Лонгот-Юганское антиклинальное поднятие продолжается далее на восток по крайней мере до меридиана 70° в. д. На севере оно ограничено крупными массивами основных и ультраосновных пород. Южная граница его неясна, так как перекрыта четвертичными отложениями.

Появление на восточном склоне Полярного Урала крупной структуры северо-восточного направления, т. е. почти перпендикулярной к обычным уральским простираниям, пока еще не находит удовлетворительного объяснения. Вероятно, Лонгот-Юганская антиклинальная структура является более поздней, не связанной с развитием Уральской геосинклинали в течение палеозоя. В пользу этого говорит тот факт, что разрезы среднепалеозойских отложений севернее и юго-восточнее Лонгот-Юганского антиклинального поднятия представлены в одинаковых фациях, обычных для восточного склона Урала. Вполне возможно, что границы зоны являются тектоническими, и Лонгот-Юганское антиклинальное поднятие представляет собой крупный горст.

Северо-восточнее Лонгот-Юганского антиклинального поднятия располагается довольно обширная область развития среднепалеозойских отложений, для которой С. Н. Волковым было предложено название Щучьинской синклинали (по р. Щучьей). Судя по разрозненным выходам палеозойских пород, в южной части ее, являющейся северо-восточным крылом Лонгот-Юганского антиклинального поднятия, господствуют северо-западные простирания. По мере движения на север простирания пластов пород меняются на меридиональные и северо-восточные, обычные для Полярного Урала.

В Щучьинской синклинали зоне породы дислоцированы менее интенсивно, чем в более южных районах. Обычно они центроклинально падают на северо-западе на юго-восток, а на юге на северо-восток, однако в ряде случаев наблюдаются более мелкие складки меридионального и северо-восточного простирания. В пределах Щучьинской синклинали отмечен крупный сброс северо-западного простирания. Северо-восточное крыло его значительно приподнято по отношению к юго-западному, и породы ордовика, имеющие северо-восточное простирание, контактируют по линии нарушения с девонскими отложениями того же простирания.

В заключение обзора структур восточного склона Полярного Урала необходимо кратко остановиться на геологическом строении части этого района, перекрытой кайнозойскими и мезозойскими отложениями. Как показала аэромагнитная съемка, проведенная Д. В. Левиным и С. М. Крюковым, зона интенсивных магнитных аномалий, характерных для основных и ультраосновных интрузий восточного склона Урала, на широте полярного круга простирается почти до меридиана 72° в. д. Если до параллели 65° с. ш. все аномалии имеют выдержанное северо-восточное простирание, то севернее они отклоняются на восток и, огибая Лонгот-Юганскую антиклинальную зону, продолжают за полярным кругом в северо-западном направлении, имея ширину около 100 км.

Полоса нижнепалеозойских отложений, слагающих осевую часть Лонгот-Юганской антиклинали, по тем же данным, протягивается в юго-восточном направлении до р. Оби и юго-восточнее ее периклинально оканчивается, по-видимому, погружаясь под среднепалеозойские породы.

В геологическом строении западного склона Полярного Урала принимают участие породы среднего и верхнего палеозоя. По характеру структур район распадается на две неравные части. Южная из них, охватывающая район от полярного круга примерно до р. Елец, характеризуется развитием крутых и нередко изоклиналиных складок северо-восточного простирания, в большинстве случаев опрокинутых на северо-запад. С востока эта зона ограничивается полосой нижнепалеозойских и допалеозойских отложений центральной части Урала, на западе палеозойские отложения скрываются под покровом меловых и четвертичных отложений. Интрузии встречаются редко и не играют существенной роли в структуре района. Складки часто разорваны надвигами, плоскости которых, как и осевые плоскости большинства складок, падают на северо-восток под углами $40-60^\circ$, но в отдельных случаях угол уменьшается до $5-10^\circ$. Амплитуда нарушений различна, смещения в наиболее крупных из них измеряются километрами.

Севернее р. Елец структуры существенно отличаются от описанных. Здесь преобладают крупные простые складки, часто симметричные, реже наклоненные на запад. Северо-восточное простирание пород, господствующее в южной части района, сменяется северо-северо-восточным, почти меридиональным, а на севере, в бассейне р. Кары, все структуры западного склона Урала, плавно изгибаясь, меняют меридиональное простирание на северо-западное и постепенно переходят в структуры Пай-Хоя.

Между рр. Большая Уса и Елец располагается крупная брахиантиклинальная структура хребта Енгане-Пэ, в сводовой части которой обнажаются кембрийские породы, прорванные интрузиями кислого и ультраосновного состава доордовикского возраста. Крылья этой структуры, сложенные ордовикскими, силурийскими и девонскими породами, падают под углами до 40° . Дополнительные мелкие складки здесь отсутствуют.

Северо-западнее и западнее хребта Енгане-Пэ тянется широкая полоса пермских отложений, собранных в крупные пологие складки. Севернее г. Воркуты среди них выходит на поверхность полоса нижне- и среднекаменноугольных известняков, обнажающихся в ядре антиклинали северо-западного простирания, т. е. почти перпендикулярной к обычным уральским структурам. Продолжением этой антиклинали на северо-запад является гряда Чернова. Сочетание складчатых структур северо-восточного, уральского и северо-западного, параллельного гряде Чернова простираний является весьма характерным для этой части Печорского бассейна.

Основной структурой Югорского полуострова является крупный антиклинорий северо-западного простирания, который принято называть Пайхойским. В осевой части его обнажаются наиболее древние по-видимому, кембрийские породы. К юго-востоку в связи с погружением шарнира антиклинория, они периклинально оканчиваются, уступая место ордовикским, силурийским и девонским. Крылья антиклинория сложены породами средне- и верхнепалеозойского возраста. Пайхойский антиклинорий осложняется рядом дополнительных линейных складок, параллельных ему.

Строение крыльев антиклинория неодинаково: северо-восточное крыло смято в крупные, обычно симметричные, реже наклоненные на юго-запад или северо-восток складки с углами падения крыльев около $40-45^\circ$. Амплитуда складок обычно измеряется сотнями метров. Надвиги на северо-восточном крыле Пайхойского антиклинория встречаются чрезвычайно редко.

Юго-западное крыло антиклинория отличается исключительной сложностью. Здесь преобладают складки, опрокинутые на юго-запад, часто почти изоклиналильные. На их крыльях наблюдаются надвиги различной амплитуды, некоторые из них превышают 1000 м. Плоскости надвигов всегда наклонены на северо-восток под углами от 30 до 60°, т. е. параллельно осевым плоскостям опрокинутых складок. Количество надвигов настолько велико, что иногда наблюдаются типичные чешуйчатые структуры. Так, например, по р. Васьяха в каньоне на протяжении 5 км можно наблюдать непосредственно в обнажениях восемь надвигов различной амплитуды. Интенсивность дислокаций довольно резко уменьшается к юго-западу, по мере удаления от оси антиклинория. Верхнепермские песчаники и аргиллиты, обнажающиеся по рр. Янгарею, Хейяха и Нямдаю образуют лишь пологие симметричные складки.

Еще более сложное строение имеет юго-восточная часть Пай-Хоя. Основной структурой этого района является едунейская брахиантиклиналь, располагающаяся на междуречье Кара-Силоваяха. В ядре ее обнажаются туфы и песчаники среднего ордовика. Крылья сложены породами верхнего ордовика силура и девона. На северо-востоке и юге крылья этой структуры оборваны надвигами большой амплитуды. Западное, северное и восточное крылья падают периклинально очень полого, под углом 10—15°. Здесь нет никаких дополнительных складок.

Южнее и юго-восточнее едунейской брахиантиклинали наблюдается ряд крупных линейных складок, сложенных породами среднего палеозоя. Они образуют дугообразный изгиб и плавно и постепенно изменяют меридиональное — уральское простирание на северо-западное — пайхойское.

Восточнее и севернее горы Большой Едуней располагается ряд сложных складок, в строении которых принимают участие главным образом среднепалеозойские породы. Преобладающим направлением структур является северо-западное, однако отдельные складки имеют меридиональное и даже северо-восточное простирание. К числу последних относится гумнядормамыльская антиклиналь, отходящая от едунейской брахиантиклинали на северо-восток, где она скрывается под пермскими отложениями. В осевой части ее обнажаются сланцы верхнего ордовика, а крылья сложены породами силура и девона.

Еще дальше на северо-восток среднепалеозойские отложения трансгрессивно перекрыты несогласно залегающими пермскими породами, которые слагают широкую полосу вдоль берега Байдарацкой губы. Здесь пласты собраны в мелкие, необычайно сложные, неправильные складки, разорванные серией мелких нарушений. В восточной части района, прилегающей к р. Осовой, как складки, так и линии тектонических нарушений имеют меридиональное простирание, которое постепенно меняется на северо-западное при движении на запад.

Юго-западнее Пайхойского антиклинория, параллельно ему, протягивается еще одна антиклинальная структура — гряда Чернова. Ось этой структуры протягивается из района севернее г. Воркуты до мыса Синькин Нос, продолжением ее являются выходы среднепалеозойских известняков на о-вах Большой и Малый Зеленец. В осевой части структуры, в бассейне левых притоков р. Коротаихи, обнажаются известняки ордовика. Крылья сложены породами силура, девона и карбона. Юго-восточнее, в бассейне р. Воркуты, в связи с погружением шарнира антиклинали, в ядре ее выходят на поверхность лишь нижнекаменноугольные известняки, обнажающиеся среди пермских пород. Юго-западное крыло гряды Чернова наклонено значительно более круто, чем северо-восточное. Если первое наклонено под углом 75—85°, то углы падения пород на северо-восточном крыле колеблются от 25 до 65°.

Гряда Чернова отделяется от Пайхойского антиклинория Коротаихской синклиналию, сложенной пермскими отложениями. Коренные вы-

ходы пород в ее пределах почти не встречаются, а поэтому о строении этой синклинали можно судить лишь на основании данных по соседним районам. Поскольку на юго-западном склоне Пай-Хоя породы полого падают на юго-запад, а на северо-восточном склоне гряды Чернова — на северо-восток, можно было предполагать, что в пределах самой синклинали залегание пород будет почти горизонтальным. Однако летом 1954 г. геологами треста «Печорауглегеология» в центральной части депрессии был встречен коренной выход пермских (?) песчаников, падающих на северо-восток под углом около 50° . В свете этих данных можно полагать, что Пай-Хой, Коротайхская синклиналь и гряда Чернова представляют части единой складчатой области, смятой в складки северо-западного простирания.

Вопрос о северном продолжении Урала и соотношении его с Пай-Хоем давно привлекал внимание геологов. Лишь проведенные в последние годы геологическая и аэромагнитная съемки дали достаточно надежный материал для решения этого вопроса.

Поскольку основной складчатостью, сформировавшей Полярный Урал и Пай-Хой, является послепермская, то наиболее ясную картину дает рассмотрение структур, в строении которых принимают участие пермские отложения, образующие верхний структурный этаж. Складки в пермских отложениях, имеющие на востоке меридиональное уральское простирание, по мере движения на запад и север постепенно и плавно изменяют его на западо-северо-западное, т. е. на пайхойское. Поворот структур, сложенных среднепалеозойскими отложениями, также не вызывает сомнений. Полоса нижнепалеозойских пород центральной зоны Урала меняет северо-восточное направление на меридиональное, а вблизи Байдарацкой губы даже на северо-западное. Часть этих структур скрыта под пермскими отложениями северо-восточного склона Пай-Хоя, а часть уходит под воды Байдарацкой губы.

Отмеченный А. В. Хабаковым карский надвиг, разделяющий структуры Полярного Урала и Пай-Хоя, как показали последующие исследования, не существует, и в долине р. Осовей пермские отложения не тектонически контактируют с ордовикскими породами, а залегают на них трансгрессивно.

Не менее отчетливую картину единства Урала и Пай-Хоя дает рассмотрение фациальных зон среднего и верхнего палеозоя; для нижнего палеозоя пока слишком мало данных.

В среднепалеозойских отложениях Полярного Урала устанавливаются три фациальные зоны. Средний палеозой западного склона Урала представлен Елецким комплексом, в составе которого преобладают карбонатные породы. Для зоны Урал-Тау характерен Лемвинский комплекс, состоящий главным образом из кремнистых сланцев. На восточном склоне Полярного Урала развит карбонатно-вулканогенный комплекс, причем в верхней части разреза его, начиная с живетских отложений, появляются терригенные образования — конгломераты и песчаники.

Елецкий комплекс отложений распространен на юго-западном Пай-Хое, а Лемвинский охватывает большую часть Югорского полуострова. Таким образом, выше параллели 68° с. ш. фациальные зоны среднепалеозойских отложений, характерные для западного склона и центральной зоны Урала, круто меняют свое северо-восточное простирание на северо-западное и протягиваются на Пай-Хой.

Продолжение восточной зоны Урала не может быть непосредственно прослежено, так как севернее Щучьинской синклинальной зоны среднепалеозойские отложения уходят под воды Байдарацкой губы. Однако аэромагнитная съемка, проведенная Научно-исследовательским институтом геологии Арктики летом 1954 г., показала, что зона интенсивных магнитных аномалий, характерных для ультраосновных и основных интрузий восточного склона Полярного Урала, от параллели 68° с. ш. также круто

меняет первоначальное северо-восточное простирание на северо-западное и продолжается под водами Байдарацкой губы в северо-западном направлении параллельно Пай-Хою.

Таким образом, в настоящее время можно уверенно говорить о повороте всех фациальных зон полярноуральского среднего палеозоя на северо-запад и продолжении их в этом же направлении частично на Югорском полуострове, а частично северо-восточнее его, под Байдарацкой губой и рыхлыми мезо-кайнозойскими отложениями южной части Ямальского полуострова. Аналогичный поворот фациальных зон наблюдается и в пермских отложениях. Граница между зоной развития кечпельской свиты и зоной развития гусиной, бельковской и талатинской свит по мере движения на север также меняет свое северо-восточное, уральское, направление на северо-западное пайхойское.

Таким образом, как в структурном, так и в фациальном отношении Пай-Хой является непосредственным продолжением западного склона и центральной части Урала. Севернее 68° с. ш. все структуры Полярного Урала круто меняют северо-восточное простирание на северо-западное и продолжают частично на Пай-Хое, частично северо-восточнее, под Байдарацкой губой. Продолжением Урала являются о-ва Вайгач и Новая Земля; идея о прямой связи Урала и Таймыра не подтверждается фактическим материалом.

Описанные выше структуры сформировались в результате проявления нескольких этапов складчатостей.

Древнейшая складчатость устанавливается лишь на Полярном Урале; здесь на протерозойском гнейсово-амфиболитовом комплексе трансгрессивно залегают сланцы верхнехарьбейской и няровейской свит, условно, кембрийского возраста. В южной части Полярного Урала породы гнейсово-амфиболитового комплекса имеют северо-западное простирание, в то время как перекрывающие их кембрийские сланцы смяты в складки меридионального и северо-северо-восточного простирания. Эти данные позволяют полагать, что до начала кембрийского (?) цикла осадконакопления на Полярном Урале проявились складкообразовательные движения.

Более определенно устанавливается салаирская складчатость. На Полярном Урале залегающие в основании тремадокских отложений мощные полимиктовые конгломераты ложатся на различные горизонты и свиты кембрийских (?) пород. В южной части Полярного Урала М. Е. Раабен и К. Г. Войновским установлено угловое несогласие между ордовикскими и доордовикскими отложениями; севернее же углового несогласия пока не отмечено.

Начиная с ордовика, весь рассматриваемый район в течение длительного времени до начала пермского периода испытывает почти непрерывное опускание и представляет собой область накопления мощных карбонатных, терригенных и вулканогенных толщ. Лишь в конце эйфельского века на восточном склоне Полярного Урала отмечаются кратковременные поднятия, сопровождающиеся размывом эйфельских и нижнедевонских отложений. Имели ли они характер эпейрогенических поднятий или в этом время происходила слабая складчатость — для решения этого вопроса имеющихся данных пока недостаточно.

В самом конце каменноугольного периода вся рассматриваемая область испытывает резкое поднятие и размыв в связи с первыми проявлениями варисцийской складчатости.

В отличие от более южных районов Урала, где складчатые движения начались в среднем карбоне, средне- и верхнекаменноугольная эпохи на Пай-Хое и Полярном Урале характеризуются спокойной тектонической обстановкой; складкообразовательные движения этого возраста здесь не проявлялись.

Наиболее интенсивно предпермская фаза складчатости проявилась, по-видимому, на восточном склоне Полярного Урала и северо-восточном склоне Пай-Хоя. К западу и юго-западу интенсивность ее убывает, и складкообразовательные движения постепенно сменяются эпейрогеническим поднятием.

В течение пермского периода весь Пай-Хой и, по крайней мере, западная зона Полярного Урала являются частями передового прогиба, в котором накапливаются продукты разрушения обширных горных сооружений, располагавшихся восточнее Урала и северо-восточнее Пай-Хоя. Формирование складчатых структур Полярного Урала и Пай-Хоя происходило, несомненно, в конце перми и начале триаса.

В течение почти всего мезозоя рассматриваемый район является областью разрушения; лишь в конце верхнего мела, в сантонский век, море проникало на северо-восточный склон Пай-Хоя и в бассейн р. Усы. Меловые породы залегают горизонтально. Имеющиеся в литературе указания на проявление альпийской складчатости в меловых отложениях позднейшими исследованиями не подтвердились.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Основным полезным ископаемым рассматриваемой территории является уголь, так как в пределах района расположена северная часть одного из крупнейших угленосных бассейнов СССР — Печорского. На Пай-Хое и Полярном Урале обнаружен ряд точек с железным, молибденовым, свинцовым, цинковым и медным оруденением. В ультраосновных породах Полярного Урала известны находки платины. Важное значение имеет флюорит.

В Печорском бассейне угленосными являются две свиты: нижнепермская — воркутская и верхнепермская — паэмбойская. Угленосные отложения протягиваются полосой по юго-западному склону Пай-Хоя от р. Янгарея до р. Силоваяха и отсюда простираются на юг до юго-западной границы района. Кроме того, угленосные пермские отложения известны на северо-восточном склоне Пай-Хоя, в бассейнах рр. Табью и Лиуряха. Разведка и эксплуатация углей ведется на ряде месторождений: Хальмерюском, Верхне- и Нижнесырьягинском, Воркутском, Ворга-Шорском, сосредоточенных в восточной части бассейна, прилегающей к железной дороге и г. Воркуте. В пределах освоенной территории в воркутской свите имеется всего более 100 угольных пластов и пропластков общей мощностью не менее 50 м. Количество пластов угля рабочей мощности (более 60 см) достигает тридцати, а их суммарная мощность около 30 м. Основные рабочие пласты залегают в верхней части нижней подсвиты воркутской свиты. Марочный состав углей разнообразен. В бассейне присутствуют угли от полуантрацитов до длиннопламенных и газовых включительно. Степень метаморфизма углей уменьшается в Воркутском районе с востока на запад. Угли обычно зольные, с содержанием золы 15—20%, в редких пластах до 10%. Применение углей Печорского бассейна для металлургии возможно при предварительном их обогащении.

Мало изучены угли юго-западного и северо-восточного склонов Пай-Хоя, для которых в ряде случаев не вполне ясен даже возраст (р. Янгарей). Угли здесь обычно более сильно метаморфизованы и представлены антрацитами в нижнепермских отложениях и полуантрацитами в верхнепермских. Зольность углей выше, чем в Воркутском районе, что значительно снижает ценность месторождений.

Несколько пластов бурых углей мелового возраста подсечено буровой скважиной, заданной на восточном склоне Урала, на ст. Обская железной дороги Салехард-Сейда. Мощность отдельных пластов достигает 1,5 м.

Небольшие скопления марганцевых руд, представленных псиломеланом и пиролюзитом, встречены в ряде мест восточного Пай-Хоя на р. Силоваяха и ее притоках. Как показали разведочные работы, руды образовались за счет выветривания верхнедевонских марганецсодержащих яшмовидных пород и промышленного значения не имеют.

Железное оруденение контактово-метасоматического генезиса обнаружено в ряде пунктов на восточном склоне Полярного Урала. Этот тип оруденения обычно приурочен к зоне контакта каледонских интрузий гранитоидов с осадочно-вулканогенными толщами палеозоя. Руда представлена массивным магнетитом и магнетитовыми скарнами с эпидотом, гранатом и пироксеном.

На Полярном Урале выявлен также ряд точек с молибденитом, халькопиритом, пирротином и прочими сульфидами.

Основное молибденовое оруденение связано с серией кварцевых жил, мощность которых невелика и непостоянна, лишь изредка достигает 0,5 м, но по простиранию жилы выдерживаются на сотни метров. Вместе с молибденитом в жилах в незначительных количествах присутствуют пирротин, халькопирит, пирит и самородная медь. В другом типе оруденения молибденит связан с гранат-магнетитовыми скарнами и аплитовыми жилами. Мелкая вкрапленность молибденита встречается в микроклин-пертитовых гранитах доордовикского возраста; вероятно, с последними связаны и все известные находки молибденита.

Сульфиды меди встречаются на Пай-Хое и Полярном Урале довольно часто в кварцевых и кварцево-карбонатных жилах. Однако значительные скопления халькопирита встречены лишь в одном пункте, где в филлитовидных сланцах ордовика залегает несколько кварцевых жил мощностью до 1,5 м, содержащих значительные скопления халькопирита. На Пай-Хое халькопирит встречается в виде мелких прожилков и включений в пирротине в интрузиях диабазов. В некоторых случаях совместно с ним отмечаются мельчайшие зерна пентландита.

Сфалерит и галенит присутствуют в кварцево-карбонатных жилах в ряде пунктов Полярного Урала и Пай-Хоя. В пределах последнего известно более сотни точек с полиметаллическим оруденением. На некоторых из них производилась легкая разведка и опробование, но, однако, промышленных объектов пока не обнаружено. Вместе со сфалеритом и галенитом в некоторых жилах присутствуют блеклая руда, халькопирит и сульванит.

Золото и платина в виде единичных знаков встречается в шлихах на Полярном Урале. Платина связана с ультраосновными массивами.

В северо-западной части Пай-Хоя расположено крупное Амдерминское месторождение флюорита. Флюорит образует линзы и неправильной формы скопления в известняках нижнего палеозоя. Мелкие скопления и единичные зерна флюорита встречаются довольно часто в карбонатных и кварцево-карбонатных жилах в среднепалеозойских породах Пай-Хоя.

Мелкие гнезда кристаллов кварца в кварцевых жилах, залегающих в кварцитовидных песчаниках среднего девона, известны на восточном Пай-Хое.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОСТРОВОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КАРСКОГО МОРЯ

ВВЕДЕНИЕ

В очерке описываются мелкие острова, разбросанные на обширном пространстве восточной части Карского моря и располагающиеся в пределах Центральной Карской возвышенности и на северной периферии широкой полосы притаймырского мелководья.

Первую группу составляют всего лишь три острова, к которым относятся (с севера на юг): о-ва Ушакова, Визе и Уединения. Более многочисленны острова, прослеживающиеся вдоль Таймырского побережья, к которым (с юго-запада на северо-восток) относятся: о. Свердруп, о-ва Арктического Института, о-ва Известий ЦИК, о-ва Сергея Кирова и о. Воронина. Общее число островов составляет 21.

Ранее всего, в 1878 г., был открыт о. Уединения, обнаруженный капитаном норвежской зверобойной шхуны «Нордланд» Э. Иогансенем. Остальные острова были открыты только в тридцатых годах нашего столетия в результате советских гидрографических исследований на кораблях «Седов» (1930 г.), «Сибиряков» (1932—1933 гг.), «Русанов» (1932 г.), «Садко» (1935 г.) и «Малыгин» (1935 г.).

Геологическое строение островов изучено еще очень плохо. На большинстве из них специальных геологических наблюдений не производилось, и приводимые в литературе сведения базируются главным образом на разрозненных наблюдениях гидрографов и географов, а также на данных драгирования мелководий вблизи островов. Геологами очень кратко-временно (М. М. Ермолаев, Г. Ф. Уль, В. И. Влодавец и Р. Л. Самойлович) посещались только Визе, Уединения, Тройной (из группы о-вов Известий ЦИК) и о. Свердrupa.

КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ РЕЛЬЕФА

Общая площадь описываемых островов равна 1500 км². Наибольшие размеры имеют о. Ушакова — 390 км², о. Визе — 288 км² и о. Исаченко (из группы о-вов Сергея Кирова) — 150 км². Площади остальных островов измеряются только десятками квадратных километров, при этом самые малые острова Уединения и Воронина занимают всего лишь по 20 км² каждый. Согласно данным предыдущих исследователей, а также материалам А. Б. Виника, все эти острова, вместе с тяготеющими к ним многочисленными банками, располагаются на наиболее возвышенных участках дна Карского моря, характеризующихся в общем глубинами, не превосходящими 100 м. Среди этих подводных плато выделяются мелко затопленные возвышенности, увенчанные островами: 1) Ушакова, Визе

и Уединения, 2) Известий ЦИК, Арктического Института и Свердрупа и 3) Сергея Кирова. Возвышения морского дна разграничиваются участками с глубинами до 400—600 м желобами Святой Анны, Воронина и др. Склоны подводных плато несут явственные следы недавнего эрозионного расчленения, а на подводной периферии о-вов Визе и Уединения наблюдаются затопленные террасы, располагающиеся на глубинах 10, 20, 40 и 50 м.

Наибольшую высоту имеет о. Ушакова, почти целиком скрытый под ледяным куполом, вершина которого возвышается на 290 м над уровнем моря. На других островах современное оледенение отсутствует. Все острова, за исключением группы Известий ЦИК, сложены рыхлыми мезозойскими и четвертичными отложениями и представляют собой интенсивно разрушаемые морем низменные останцы. Наиболее высокий из них—о. Исаченко — в своей центральной части, где располагается грядобразная возвышенность субмеридионального простирания, поднимается на 50 м, а самый низкий — о. Воронина — всего на 12 м над уровнем моря. Острова Известий ЦИК, сложенные кристаллическими сланцами докембрия, а также пермскими (?) песчаными отложениями и интрузиями траппов (?), представляют собой сглаженные последним четвертичным оледенением пологосклонные холмы (высотой до 30—40 м), такие же, как на соседних участках Таймырского побережья (берег Харитона Лаптева). Эти холмы почти везде обрываются невысокими скалами к абрадирующему их морю. Наиболее крупные всхолмленные останцы соединены между собой песчано-галечными пересыпями и образуют о-ва Тройной и Пологий. Эти же пересыпи отчленяют горькосолёные озера-лагуны, многие из которых сообщаются с морем только в наиболее теплое время года. На островах, особенно на тех, что сложены рыхлыми мезозойскими и четвертичными отложениями, имеется довольно густая овражно-балочная сеть, которая на о-вах Визе, Исаченко и некоторых других, где почти отсутствуют следы экзарационно-аккумулятивной ледниковой деятельности, придала рельефу сугубо эрозионный характер.

СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении островов принимают участие верхнепротерозойские кристаллические сланцы, верхнепалеозойские (?) терригенные отложения, интродуцированные траппами (?), угленосные осадки нижнего мела, а также верхнечетвертичные и современные ледниковые и морские отложения.

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОИ

На востоке о. Тройного (о-ва Известий ЦИК) Г. Ф. Уль (1933 г.) и Я. Я. Гаккель (1947 г.) наблюдали небольшие скальные выходы интенсивно дислоцированных хлоритовых, серицито-хлоритовых, кварцево-хлоритовых, кварцево-серицитовых и мергелистых сланцев, а также роговиков и роговиковых сланцев. Эти сланцеватые породы прорваны многочисленными кварцевыми и кварц-кальцитовыми жилами, в контакте с которыми они импрегнированы пиритом. Видимая мощность кристаллических сланцев на о. Тройном, по данным Г. Ф. Уля, равна всего 16 м. Породы имеют западно-северо-западное простирание, которое, судя по аэрофотоснимкам, прослеживается через всю восточную часть этого острова. Крутопадающие, по-видимому, такие же метаморфические породы, устанавливаются по аэрофотоснимкам на о-вах Хлебникова и Гаврилипа, где они имеют широтное простирание.

Ранее Г. Д. Аллер и Г. Ф. Уль (1936 г.), согласно существовавшим в тридцатых годах представлениям о возрасте аналогичных пород

в районе шхер Минина и Берега Харитона Лаптева, отнесли кристаллические сланцы о. Тройного к нижнему кембрию. Позднее М. Г. Равич высказал мнение, что метаморфические породы о-вов Известий ЦИК являются верхнепротерозойскими.

ВЕРХНИЙ ПАЛЕОЗОИ (?)

По наземным наблюдениям И. Г. Аристова (1952 г.), а также согласно устному сообщению С. С. Яновского и аэровизуальным данным А. Б. Вишика, большая часть о. Тройного и о. Пологий сложены светлосерыми песками и песчаниками. Среди последних выделяются невысокие гряды и останцы, сложенные более темными породами. Судя по словам С. С. Яновского, отождествляющего эти породы по их общему габитусу с крупноблоковыми выходами и развалами траппов на о. Диксоне, естественнее предположить таковую же природу и «каменистых гряд» о-вов Тройного и Пологого. Такое предположение хорошо согласуется с той картиной, которую мы наблюдаем при стереоскопическом просмотре контактной печати аэрофотосъемки, где четко вырисовываются выступающие в рельефе одна над другой бровки пластов каких-то прочных пород, как это наблюдается для пластовых интрузий, почти горизонтально залегающих среди терригенных верхнепалеозойских отложений Сибирской платформы. Таким образом, следует предполагать, что на метаморфических сланцах верхнего протерозоя о-вов Известий ЦИК с очень резким угловым несогласием залегают и верхнепалеозойские песчаные породы, видимая мощность которых, если учесть их почти горизонтальное залегание и максимальные гипсометрические отметки, равна около 40 м.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

Эти отложения лучше всего изучены на о. Уединения. По данным М. М. Ермолаева и Е. С. Короткевича, остров сложен грубозернистыми песками видимой мощностью около 25 м. Они содержат маломощные (до 0,5 м) прослои рассланцованных песчаников с известковым цементом и прослои углистых сланцев, заключающих отпечатки растений. Кроме того, в песках наблюдаются конгломераты с обломками окремненной древесины, гальками угля и линзами бурого угля мощностью до 0,3 м. В одном месте Е. С. Короткевич наблюдал плейчатые известняки мощностью около 0,5 м, пронизанные жилками кальцита. Судя еще по старым геологическим сборам врача экспедиции на «Эклипсе» И. И. Тржемского (О. Баклунд), пески о. Уединения также содержат конкреции из глинистого сферосидерита и обломки кремнистого туфа с растительными остатками. Из сборов окремненной древесины, привезенной И. Ф. Герасимовым (1936) г.), А. В. Ярмоленко определил *Protocedroxylon araucarioides* Goth., *Cupressinoxylon gerassimowii* Jarom. — новый вид, сходный с *C. megeei* Kowl. и *Xenoxylon* sp. Этот комплекс растительных остатков, по мнению А. В. Ярмоленко, указывает на нижнюю и среднюю юру. Однако приводящий эти данные М. М. Ермолаев, делая ряд сопоставлений с имевшимися у него сведениями по Шпицбергену и Земле Франца-Иосифа, утверждает, что древесина с о. Уединения имеет нижнемеловой возраст. Это предположение, как указывает В. Н. Сакс, прекрасно подтверждается найденным В. М. Бизиним в районе геофизического знака Свердруп шейным позвонком плезиозавра *Plesiosaurus latispinus* Owen, что, по свидетельству А. Н. Рябинина, также указывает на нижний мел. С другой стороны, И. А. Шилкина солидаризируется с заключением А. В. Ярмоленко по поводу юрского возраста исследованного им комплекса растительных остатков. И. А. Шилкина, в част-

ности, указывает, что род *Xenoxylon* типичен исключительно для юрских, обычно среднеюрских, отложений и ею, например, он определен из заведомо донижнемеловых отложений о. Альджер (сборы В. Д. Дибнера с Земли Франца-Иосифа). *Cupressinoxylon* cf. *tegeet* Kowl. как прежде, так и теперь относят также к юре, чему не противоречит и *Protocedroxylon araucarioides* Goth., форма, зародившаяся, возможно, еще в доюрское время. Юрский возраст указанных древесных остатков вполне можно согласовать с нижнемеловым возрастом остатков плезиозавра, если учесть, что окремненная древесина находится во вторичном залегании в слоях конгломератов.

Остров Визе, по данным Е. С. Короткевича, сложен песками видимой мощностью около 30 м, содержащими обломки окремненной древесины и тонкие (2—4 см) прослойки, состоящие из обломков обугленной древесины. В нижней половине разреза в песках наблюдается слой песчаников (1—2 м). Очевидно, образцы именно этих песчаников были привезены еще в 1934 г. Р. Л. Самойловичем и В. И. Влодавцем, что дало возможность М. М. Ермолаеву отметить идентичность этих пород с песчаниками о. Уединения, а также с обломками песчаников, поднятых драгой вблизи берегов о-вов Визе и Ушакова. При этом в районе о. Визе в песчанике обнаружен обломок пеллециподы мезозойского облика, а близ о. Ушакова вместе с обломками песчаников были подняты драгой куски угля. Кроме того, обломки угля были подняты со дна моря между о-вами Визе и Ушакова. По заключению Е. С. Корженевской, последние относятся к углям, переходным от бурых к каменным и по своему составу и микроструктуре совершенно идентичны нижне- и верхнемеловым углям Ленского прогиба, чему не противоречит облик встреченных в этом образце единичных пыльцевых зерен хвойных.

Острова Арктического Института сложены в основном современными четвертичными отложениями. Только в центральной части о. Большого имеется небольшой, сравнительно возвышенный (до 25 м над уровнем моря) участок. По данным Г. Ф. Уля, он сложен серыми песками, содержащими слои (0,7 м) выветрелых конгломератов. Последние, в свою очередь, имеют прослойки, состоящие из обугленной древесины и содержащие кусочки ископаемой смолы. В осыпях этих песчаных отложений найдены обломки окремненной древесины и неопределимые остатки фауны.

На о. Исаченко из группы о-вов Сергея Кирова, как указывают М. М. Ермолаев и А. Б. Виник, большая часть площади сложена песками, содержащими скопления обугленной древесины и линзы бурого угля видимой мощностью до 30—40 см, и отчасти алевритами. В центре острова проходит меридиональная гряда высотой до 50 м, сложенная, судя по ее изображению на плановых аэрофотоснимках, более прочными породами. Вероятно, это песчаники, составляющие осевую часть какой-то локальной антиклинальной структуры.

Аналогичное о. Исаченко строение имеют, по-видимому, о. Кирова и другие острова этой группы на участках, сложенных дочетвертичными породами. На о. Кирова П. Федулов обнаружил пять пластов угля общей мощностью около 8 м. Вмещающими породами здесь, очевидно, являются песчаники, о чем можно судить по их примазкам на образцах углей. На этом же острове найдены обломки обугленной и окремненной древесины, относящиеся, по свидетельству М. М. Ермолаева, к тем же видам, что и на о. Уединения.

Итак, в районе о-вов Ушакова и Визе, на о. Уединения, на о-вах Арктического Института и Сергея Кирова развиты пески, реже, алевриты, содержащие прослойки песчаников и конгломератов, а в одном случае даже известняков, и пласты бурых углей. Из содержащихся в этих отложениях остатков флоры и фауны наиболее существенным представ-

ляется находка (о. Уединения) позвонка *Plestosaurus latispinus* Owen, указывающего на нижний мел.

Пологое залегание этих отложений на большинстве островов позволяет судить об их максимальной видимой мощности только по гипсометрическим отметкам, достигающим на о. Исаченко 50 м. Эта цифра, очевидно, сильно возрастет после того, как будет изучен разрез на меридиональных структурах о-вов Исаченко и Кирова, где, по данным М. М. Ермолаева, углы падения достигают 80°.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Ледниковые отложения верхнего отдела

Осадки ледникового происхождения устилают местами водораздельные участки некоторых островов. На выходах протерозоя о-вов Известий ЦИК это — бурые вязкие суглинки со щебнем, которые, впрочем, В. Н. Сакс склонен трактовать как послеледниковые морские отложения. На остальных участках о-вов Известий ЦИК и на большинстве островов, сложенных меловыми отложениями, так же, как и на лишенном выходов дочетвертичных пород о. Свердрупа, ледниковые отложения представлены гравелисто-галечными или валунными песками. Исключение составляет только о. Кирова, где известны валунные суглинки. Встречающиеся среди этих отложений эратические валуны указывают на ледниковое происхождение, а приуроченность их в ряде случаев к современному экзарационно-аккумулятивному рельефу (о-ва Пологий, Свердрупа и др.) свидетельствует, что мы здесь так же, как и на соседних, лучше изученных территориях (Таймыр, Земля Франца-Иосифа и др.), имеем дело с верхнечетвертичными — зырянскими отложениями.

Наиболее разнообразные по своему петрографическому составу эратические валуны известны на о-вах Сергея Кирова и о. Воронина. Здесь, кроме обнаруженных и на почти всех других островах валунов биотитовых, мусковитовых и двуслюдяных гранитов, встречаются валуны пегматитов, кварцитов, хлоритово-сланцевистых сланцев и кристаллических тонкослоистых известняков. Последние, по мнению М. М. Ермолаева, принесены с о-вов Северной Земли, чему, как будто бы, не противоречат и находимые вместе с ними валуны иных пород. На о. Визе, кроме упомянутых выше гранитов, встречены валуны кварца и каких-то немеловых песчаников, а на о. Уединения известны валуны гранитогнейсов, авгитовых порфиринов и габбро-диабазов. Происхождение этих валунов пока неясно.

Весьма интересен состав валунов из песков о. Свердрупа, где, наряду с упомянутыми выше гранитами, встречаются диабазы и глинистые сланцы. Эти породы не могли быть принесены с Западного Таймыра, как это предполагалось ранее, так как встречающиеся там валуны свидетельствуют о движении ледника с северо-востока. Поэтому скорее можно предположить, что диабазы и глинистые сланцы принесены с о-вов Известий ЦИК, где мы предполагаем наличие терригенного пермо-карбона и траппов (см. выше).

Наибольшая мощность ледниковых отложений (около 50 м) наблюдается на почти целиком сложенном валунными песками о. Свердрупа. На остальных островах ледниковые отложения слагают, по-видимому, сравнительно маломощный, измеряемый единицами метров прерывистый покров.

Морские отложения верхнего и современного отделов

Наиболее древними являются осадки, залегающие непосредственно на дочетвертичных породах, на высотах от 15 до 25 м на о-вах Большом (о-ва Арктического Института), Уединения и Визе. Обычно это граве-

листо-галечные пески мощностью 2—5 м, залегающие на меловых песках. На о. Уединения морские четвертичные пески содержат гальку меловых углей и пеллециподы: *Astarte borealis* Chemn. var. *placenta* Mörgch и др. (Н. А. Киреев).

На о. Визе четвертичные ракушки представлены видами: *Saxicava arctica* L., *Mya truncata* L. var. *uddevallensis* Haпс., *Astarte borealis* Chemn. var. *placenta* Mörgch., *Cardium groenlandicum* Chemn. и *Neptunea* sp., а также видом *Pyrulofusus deformis* Reeve не известным, как указывает В. Н. Сакс, в четвертичных отложениях континентальной Арктики.

Датировка описанных морских отложений затруднительна ввиду отсутствия каких-либо данных о взаимоотношении их с осадками времени зырянского оледенения. Укажем только, что четвертичные морские отложения Таймыра, залегающие на аналогичных высотах, являются, несомненно, межледниковыми; напротив, на Земле Франца-Иосифа морские отложения, встречающиеся на высотах до 25—30 м над уровнем моря, являются заведомо послезырянским (В. Д. Дибнер).

Более низко расположенные морские отложения, которые можно безоговорочно относить к современному отделу, слагают 2,5—4-м террасу на о-вах Известий ЦИК и многочисленные пляжи, косы и пересыпи, развитые в той или иной мере на всех описываемых островах. Эти образования сложены песчано-галечным и валунным (в береговых валах) материалом, среди которого местами аккумулируется значительное количество морских водорослей. Последние со временем превращаются, как это известно по Земле Франца-Иосифа, в торфообразную массу. Следует указать, что на о. Уединения Е. С. Короткевич наблюдал мощные (до 2 м) ледяные клинья. Ископаемые льды известны также и на о. Тройном (И. Г. Аристов).

Среди современных морских отложений местами встречаются огромные скопления плавника, что особенно характерно для о-вов Известий ЦИК и Арктического Института.

На сглаженных участках края ледяного купола о. Ушакова М. М. Ермолаев наблюдал груды земли и плавника, выпаванного со дна моря и принесенного морскими льдами во время их нагромождения на ледниковый берег.

Из современных отложений неморского происхождения на островах имеют также некоторое развитие эоловые отложения (на первично песчаных грунтах), и кое-где в связи с деятельностью постоянных водотоков имеются незначительные аллювиальные накопления.

ВУЛКАНИЗМ

Исходя из описания проблематического верхнего палеозоя о-вов Известий ЦИК, можно предполагать, что на о-вах Тройном и Пологом имеются залегающие среди этих отложений интрузивные траппы. При просмотре контактной печати аэрофотосъемки под стереоскопом на склонах обнаруживаются бровки выступающих пластовых интрузий и местами подходящие к ним гребешки почти широтного простиранья. Они, вероятно, являются дайками, взаимосвязанными с этими силлами.

Состав этих выделяемых нами, пока условно, магматических тел неизвестен, но, возможно, к ним имеют отношение валуны диабазов, находимые на о. Свердруп.

На некоторой глубине под о-вами Известий ЦИК, по-видимому, имеются какие-то гранитоиды, гидротермальными дериватами которых являются многочисленные кварцево-кальцитовые жилы, пронизывающие кристаллические сланцы верхнего протерозоя на о. Тройном.

Обнажающиеся на о-вах Известий ЦИК верхнепротерозойские кристаллические сланцы очень сильно дислоцированы и характеризуются углами падения до $80-85^\circ$. На о. Тройном эти породы имеют простирание 320° , а немного южнее — на о-вах Хлебникова и Гаврилина — 270° , что более близко к простиранию протерозоя в близлежащей части побережья Харитона Лаптева. В общем район о-вов Известий ЦИК считают обычно окончанием выходов протерозойских структур Таймырско-Североземельской дуги. На большей части восточной половины Карского моря эти складчатые структуры составляют докембрийский щит так называемой Карской платформы.

К северу от линии, проходящей из района мыса Желания к району о. Комсомолец, складчатое основание Карского моря имеет, возможно, каледонский возраст.

Верхнепалеозойские (?) отложения о-вов Известий ЦИК и связанные с ними трапповые (?) пластовые интрузии, слагают верхний структурный этаж Карской платформы. Судя по материалам аэрофотосъемки, эти породы имеют практически горизонтальное залегание, и, таким образом, между ними и складчатым протерозоем должно наблюдаться очень резкое угловое несогласие.

Несколько более сложная картина рисуется в отношении структур меловых отложений, развитых над каледонским складчатым основанием в районе о-вов Ушакова и Визе и почти на всех островах, располагающихся на территории Карской платформы. На о. Визе слои лежат горизонтально или падают под углом до 10° по азимуту 285° , что приближает этот участок к сравнительно недалеко от него расположенному архипелагу Земли Франца-Иосифа. С. В. Калесник наблюдал на о. Уединения углы наклона до 30° , что, вероятно, связано с какими-то флексурными перегибами слоев, сопровождающими широко развитые на этом острове сбросы. О проявлении последних свидетельствуют наблюдения Е. С. Короткевича за 1948 г., который, отмечая в общем горизонтальное залегание дочетвертичных песков и песчаников этого острова, указывает, что в ряде мест одни и те же слои «... располагаются на соседних участках на различных уровнях».

Еще большие углы наклона меловых пород известны на о. Кирова, где пласты угля, по наблюдениям П. Федулова, падают под углом 80° по азимуту 315° . М. М. Ермолаев считает, что эти столь большие углы падения являются следствием позднепалеозойских складчато-сбросовых движений, активно проявившихся в этой части Карского моря и способствовавших одновременно усложнению структуры палеозойских сооружений Таймыра.

В. Н. Сакс предполагает, что нарушения на о. Кирова являются гляциодислокациями. Следует добавить, что очень большие углы наклона слоев наблюдаются, вероятно, и на о. Исаченко, в центре которого в субмеридиональном направлении ($340-350^\circ$) протягивается крутосклонная гряда. При просмотре аэрофотоснимков этого участка под стереоскопом отчетливо видно, что гряда представляет собой отчетливо выраженную в рельефе бронированную более прочными породами (песчаниками?) узкую антиклиналь. В расширенных и сравнительно пониженных участках гряды — антиклинали ее замковая часть вскрыта эрозией мелких ручьев, промывших песчаники и обнаживших подстилающие их рыхлые породы. На перегибах — более возвышенных и узких участках гряды песчаники сохранили свое осевое положение на гряде и напоминают здесь внешне ядра протыкания, так же как и весь о. Исаченко сходен в целом с морфологически выражающейся в рельефе крупной диапировой структурой.

Приведенные данные позволяют считать, что на фоне весьма пологого залегания меловых отложений, о чем можно судить хотя бы по развитию их на огромных площадях Карского моря, местами наблюдаются разрывные дислокации и флексуры (?), а также локальные очень крутые складки, в формировании которых, возможно, приняли участие процессы диапиризма.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В нижнемеловых отложениях о-вов Сергея Кирова известны промышленные пласты углей. Признаки угленосности обнаружены также на о-вах Уединения, Визе и в районе о. Ушакова.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

ВВЕДЕНИЕ

В настоящем очерке приводится описание геологического строения северной части Западно-Сибирской низменности, лежащей за Полярным кругом. В ее состав также вошли площади, охватывающие бассейны р. Ныды и низовьев рр. Надыма, Полуя и Оби. На западе рассматриваемая территория ограничивается восточным склоном Полярного Урала, а на востоке р. Енисеем и Енисейским заливом. С севера и северо-запада она омывается водами Карского моря.

Следует указать, что характеристика палеозойских и мезозойских отложений, вскрытых скважинами в Усть-Енисейском районе, в очерке не дается, так как она приведена в другом разделе, посвященном геологическому строению Таймырской низменности. Что же касается отдельных выходов палеозоя, наблюдавшихся в пределах низменности вблизи горного ее обрамления, как это имеет место на р. Енисее или в бассейне р. Щучей по левобережью р. Оби, они в очерке также не рассматриваются и описаны в разделах по Сибирской платформе и Полярному Уралу.

До самых последних лет большая часть северной территории Западной Сибири оставалась весьма слабо изученной в геологическом отношении. Исследования носили преимущественно маршрутный характер и проводились в основном по крупным рекам, а также по побережьям губ и заливов.

Первые сведения о геологическом строении рассматриваемой территории были получены уже в конце прошлого столетия в результате работ И. А. Лопатина, Ф. Б. Шмидта, Ю. Н. Кушелевского, А. Э. Норденшельда, Н. К. Высоцкого и других. До 1917 г. исследования проводили А. А. Дунин-Горкавич, И. П. Толмачев, Б. М. Житков, В. Н. Сукачев, О. О. Баклунд, Р. Р. Поле и Д. А. Драницин.

После Октябрьской революции, в течение первых двух десятилетий, новые отдельные сведения по геологическому строению и геоморфологии арктической части Западно-Сибирской низменности были получены в результате исследований А. Н. Соболева, В. И. Громова, А. Ф. Теплоухова, А. И. Толмачева, Б. Н. Городкова, И. Я. Ермилова, В. П. Евладова, А. И. Дружинина, В. С. Говорухина, В. Н. Андреева, В. П. Кальянова и других.

Началом нового этапа в изучении рассматриваемой территории следует считать 1933—1936 гг., когда в низовьях р. Енисея начались систе-

матические геологические и геофизические работы Горно-геологического управления Главсевморпути. Маршрутные геологические исследования были выполнены Н. А. Гедройцем, И. П. Лугинцом, У. М. Юдичевым, Г. Е. Рябухиным, Д. К. Александровым, Н. П. Мурзиным, И. Е. Ширяевым, Ф. Г. Марковым, М. К. Калининко. В других районах низменности В. Г. Васильевым, И. И. Желтовским, Н. Е. Диком, Н. Я. Кацом, В. Н. Саксом, И. П. Лугинцом велись также исследования маршрутного характера.

Площадные геологические съемки впервые были проведены в 1939 г. в низовьях рр. Оби и Енисея. В районе г. Салехарда съемка выполнялась В. М. Янковским, а в Усть-Енисейском районе — В. Н. Саксом и К. В. Антоновым.

Следующий этап геологического изучения севера Западно-Сибирской низменности относится уже к послевоенному периоду. С 1946—1947 гг. начались планомерные площадные геолого-съёмочные работы, сначала в низовьях р. Енисея, а затем на всей территории низменности. Развернулись начатые еще в 1942 г. геологические исследования и поиски строительных материалов Ленжелдорпроектом — Я. А. Олейников, Г. В. Лазаренков и другие. В результате их был получен большой и интересный материал. Изучение кернового материала крелиусных скважин проводилось В. Н. Соколовым и другими в Институте геологии Арктики, которым было сделано стратиграфическое расчленение нижнемеловых отложений для указанных районов.

В это же время начали проводиться геологические изыскания у г. Игарки на р. Енисее, а также у мыса Каменного и Нового Порта на Обской губе экспедициями Арктикпроекта Главсевморпути (Д. Д. Каргин, В. Л. Слинко, П. И. Трофимук и др.).

В течение последнего времени проводились геофизические исследования в Усть-Енисейском районе и наблюдения на площади Ямальского и Тазовского полуостровов. За 1953—1954 гг. экспедициями Института геологии Арктики под руководством Д. В. Левина и С. М. Крюкова осуществлена региональная аэромагнитная съемка.

В 1954—1955 гг. на левобережье р. Оби, в районе ст. Обская и близ г. Салехарда, Уральским геологическим управлением начали проводиться поисково-разведочные работы на уголь, а также геологические и буровые работы экспедицией Гидропроекта. Стратиграфическое расчленение мезозойских отложений, вскрытых скважинами, приведено по данным Н. П. Михайлова (Геологический институт АН СССР) и сотрудников Всесоюзного нефтяного института (В. А. Дедеев, С. Г. Галеркина и др.), изучавших керновый материал.

В качестве основного материала при составлении настоящего очерка были использованы главным образом результаты геологических съемок, проведенных в арктической части Западно-Сибирской низменности в течение последних пяти лет различными геологическими организациями. Основная же, северная часть площади закартирована экспедициями Института геологии Арктики, в составе которых работали С. А. Стрелков, А. П. Пуминов, В. Д. Дибнер, В. Н. Соколов, С. Л. Троицкий, Ю. Н. Кулаков, Н. Н. Куликов, В. С. Ломаченков, Н. А. Тимашков, Г. А. Значко-Яворский, В. И. Кайялайнец, Ю. Н. Михалюк, В. А. Доценко, С. И. Симонов. В юго-западных районах, южнее 68° с. ш., съемка проводилась работниками Всесоюзного аэрогеологического треста: И. Н. Алявдиной, Ф. А. Алявдиным, М. Н. Бойцовым, В. М. Гарашук, Я. М. Гройсманом, В. А. Калашниковой, В. К. Хлебниковым, В. С. Чекуновой. Юго-восточная часть картировалась геологами Западно-Сибирского геологического управления С. Б. Шацким, А. А. Земцовым, Д. М. Голобоковым, Ю. П. Зайценко. В отдельных районах съемка сопровождалась бурением единичных картировочных скважин.

Рассматриваемая территория занимает самую северную часть Западно-Сибирской низменности. Она охватывает Гыданский, Ямальский и Тазовский полуострова, а также прилегающие к ним с юга участки в районе Полярного круга. В состав Гыданского полуострова входят также и его северные окончания — п-ова Явай, Мамонта, Олений и Дорфеевский. В пределы данной территории входят и все низменные острова Карского моря, располагающиеся вблизи северного побережья материка: Литке, Белый, Шокальского, Вилькицкого, Неупокоева, Олений и Сибирякова.

По административному делению основная часть этой площади принадлежит Ямало-Ненецкому национальному округу Тюменской области. Только самые восточные ее участки относятся к Таймырскому (Долгано-Ненецкому), а на юге частично к Эвенкийскому национальным округам Красноярского края.

В орографическом отношении вся описываемая территория представляет собой низменную полого-волнистую равнину, местами довольно сильно расчлененную эрозионными долинами, на поверхности которой имеется много озер и болот. Максимальные высоты отмечаются в юго-восточной части, где они достигают 200 м над уровнем моря, и постепенно уменьшаются по направлению на север и на запад. Наиболее приподнятые участки характерны для Гыданского полуострова и особенно для левобережья р. Енисея, где они образуют вытянутую в меридиональном направлении полосу возвышенностей, протягивающуюся от оз. Маковского примерно до широты г. Дудинки. В средней ее части отметки составляют 150—180 м абсолютной высоты, уменьшаясь постепенно к югу и северу до 120—150 м. Здесь же, в верховьях р. Малой Хеты, отмечается и максимальная для всей рассматриваемой территории низменности высота в 200 м (сопка Кодла), причем относительное превышение последней над участками, примыкающими к ней с востока, достигает иногда 150 м.

Все эти возвышенности располагаются в пределах хорошо сохранившегося ледникового рельефа: полого-холмистого, крупноозерно-холмистого или грядового, окаймленного с восточной стороны узкой полосой мелкохолмисто-озерного или камового рельефа и приуроченного уже к более низкой поверхности. Несколько меньшие высоты на Гыданском полуострове (130—160 м) наблюдаются на междуречье Мессояхи, Большой Хеты и Соленой, на Яра-Танамском и Гыда-Танамском водоразделах. Здесь, на общем фоне полого-холмистых равнин, встречаются своеобразные ледниковые краевые грядовые комплексы в сочетании с камовым рельефом. Еще меньшие отметки, достигающие 100—110 м, известны на сравнительно плоских водоразделах рек, текущих в Обскую, Гыданскую и Тазовскую губы.

На остальной части Гыданского полуострова, а также на всем Ямальском и Тазовском полуостровах абсолютные отметки редко повышаются до 80—90 м, а в среднем составляют 40—60 м. Примерно такие же высотные соотношения наблюдаются в районе Полярного круга и южнее его. Исключением является лишь водораздел рр. Пура и Ньиды с высотами до 100 м, а также небольшой участок правобережья широтного колена р. Оби, восточнее г. Салехарда, где на водоразделе с р. Полуй (южнее Аксарки) отдельные холмы достигают высоты 150 м над уровнем моря.

Наименьшие высоты отмечаются в придолинных частях и на террасах рек, а также на островах Карского моря. Последние представляют собой плоские, сильно заболоченные участки суши, изобилующие бесчисленными озерами. Их максимальные отметки не превышают 20—30 м (о-ва Белый, Шокальского, Сибирякова и Неупокоева), а иногда

едва достигают 5—10 м (о-ва Олений, Вилькицкого). Среди них выделяется только о. Литке, имеющий высоту около 40 м.

Крупнейшие реки рассматриваемой территории — Обь и Енисей — входят в ее пределы лишь самым нижним своим течением. Долины этих главных водных артерий Западной Сибири не заканчиваются в устьях или дельтах современных рек, а продолжают далеко на север в виде эстуарий Обской губы и Енисейского залива. Они же прослеживаются далее и в пределы материковой отмели Карского моря, являясь, таким образом, затопленными долинами. Подобным же эстуарием, но более мелким, является Тазовская губа, в которую несут свои воды две другие крупные реки Западно-Сибирской низменности — Таз и Пур. Кроме того, эстуариевидные расширения представляют собой Байдарацкая, Гыданская и Юрацкая губы, причем последние две по сравнению с первой отличаются своей сравнительной мелководностью и опресненностью.

К числу других значительных рек, но менее крупных относятся: на Гыданском полуострове рр. Большая Хета, Мессояха, Танама, Юрибей; на Тазовском полуострове рр. Ныда, Тубъяха, Хадуттэ, Пойловояха; на п-ове Ямале рр. Щучья, Юрибей, Еркутаяха, Мордыяха, Сёяха. К этой же группе относятся рр. Полуь и Надым.

Исключительно широким развитием в арктической части Западно-Сибирской низменности пользуются озера, хотя распространение их по всей территории весьма неравномерное. Особенно изобилует озерами южная и средняя части Ямальского полуострова, а также острова Карского моря. Много озер в центральных и южных районах Гыданского полуострова, на участках, прилежащих с юга к Гыданской губе, по левобережью р. Енисей, а также в долинах рр. Оби, Таза, Пура, Мессояхи и других рек. Большинство озер имеет ледниковое происхождение. Значительная роль в их образовании, по-видимому, принадлежит явлению термокарста — вытаиванию ископаемых льдов с сопутствующими просадками мерзлых глинистых грунтов при растеплении их водными массами. Многие озера в долинах рек представляют собой старицы.

СТРАТИГРАФИЯ

В рассматриваемой части Западно-Сибирской низменности наиболее древние породы вскрыты скважинами в низовьях р. Оби — в районе г. Салехарда и станции Обской. Поскольку характеристика палеозойских и мезозойских отложений, вскрытых скважинами у Усть-Енисейского порта и в прилегающем районе левобережья р. Енисей, приводится в очерке по Таймырской низменности, то здесь описание мезозойских пород начинаем с верхнеюрских отложений, как наиболее древних, известных пока в вышеуказанных пунктах низовьев р. Оби.

Следует лишь упомянуть о выходах нерасчлененных, предположительно, мезозойских отложений, которые выделяются Г. Д. Беляковым и Ю. С. Бушканец в бассейне р. Байдараты на Южном Ямале. Здесь в основании разреза наблюдаются крупногалечные полимиктовые конгломераты. Выше они перекрываются бурыми песчаниками и черными углисто-глинистыми сланцами с прослоями алевритовых песчаников. Видимая мощность отложений достигает 200 м. Породы падают на СЗ 320° под углом 30°. По мнению Г. Д. Белякова и Ю. С. Бушканец, эти отложения сходны по литологическому составу с нижними горизонтами триас-юрских угленосных отложений Богословского бассейна.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Верхний отдел

На левобережье р. Оби, станции Обская, скважинами вскрыты угленосные отложения мощностью более 50 м. Они представлены разнотернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями

бурых углей. Б. Г. Коноваловым и Н. П. Михайловым эти отложения рассматриваются как аналоги тольинской свиты Северососьвинского бассейна, и возраст их определяется как бат-келловей. Данные отложения перекрываются морскими осадками мощностью около 65 м, характеризующимися серыми глинистыми алевролитами и аргиллитами. Они содержат остатки фауны белемнитов, пелеципод, реже гастропод и аммонитов. Отсюда Н. П. Михайловым были определены: *Cardioceras* (*Amoeboceras*) ex gr. *alternans* (Buch.), *C. cf. zieteni* (Roüill.), *Pachyteuthis panderti* Orb., указывающие на верхний оксфорд. Возраст отложений устанавливается как оксфорд — кимеридж.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

Самые нижние горизонты нижнемеловых отложений вскрыты скважинами в районе г. Салехарда. Здесь в скважине, заложенной в пойме р. Оби, под толщей четвертичных осадков обнаружены тонкослоистые алевролитовые глины мощностью 90 м, содержащие, по определению Н. П. Михайлова, следующие остатки фауны: *Paracraspedites* (?) sp. indet., *Praetollta* sp., *Aucella* sp., *Pachyteuthis* sp. Среди фораминифер М. И. Косицкой были определены формы: *Ammobaculites* ex gr. *agglutinans* (Orb.), *Haplophragmoides* ex gr. *nonioninoides* (Reuss.), *Verneuilina neocomitensis* Mjatl., *Marginulina gracilissima* Reuss, *Cristellaria cf. subalata* Reuss и др. Возраст описанных глин соответствует, по-видимому, самым низам валанжина. Вероятно, более высокие горизонты валанжина вскрываются скважиной в г. Салехарде, где наблюдаются серые или зеленовато-серые слабо слюдистые глины, содержащие мелкие остатки обугленной древесины и редкие тонкие прослойки глинистых известняков и известковистых алевролитов. Вскрытая толща этих пород имеет мощность 113 м. По всему разрезу глин встречается морская фауна моллюсков, среди которых Н. П. Михайловым определены: *Polyptychites diptyhus* Kauss var. *sibirica* Sok., а Н. И. Шульгиной — *Lima cf. consobrina* Orb., *Lima* sp. indet., *Lingula* sp. indet., *Oxytoma* sp. indet. и другие неопределимые остатки двустворчатых, лопатоногих и брюхоногих моллюсков. Из просмотренных Н. В. Шаровской образцов на микрофауну наиболее богатый комплекс песчаных фораминифер обнаружен в глинах самого основания разреза. Среди них были определены: *Haplophragmoides* ex gr. *nonioninoides* (Reuss), *Verneuilina* ex gr. *neocomitensis* Mjatl., *Ammobaculites* ex gr. *agglutinans* (Orb.), *Glomospira* ex gr. *gaultina* (Bert.), *Rhabdammina aptica* Daine et Damprel и др.

В салехардской скважине глины валанжина перекрываются отложениями, условно относимыми к готерив—баррему. Последние могут быть подразделены на три пачки. Нижняя пачка образована зеленовато-серыми слюдистыми алевритами мощностью 20 м. Средняя пачка мощностью 40 м представлена глинистыми алевритами, переслаивающимися с алевритовыми глинами, содержащими иногда тонкие прослойки бурых углей и углисто-сажистый материал. В составе верхней пачки мощностью 41 м наблюдаются серые слюдистые глинистые алевриты, переслаивающиеся с песчаными и алевритовыми глинами, в которых обнаружен прослой известковистого алевролита. Фауна в этих отложениях встречена только в отмеченном выше прослое известковистого алевролита, где найдены *Lingula* sp. indet. и другие неопределимые обломки раковин моллюсков. В нем же обнаружен мелкий обугленный растительный детрит по плоскостям напластования. В спорово-пыльцевом комплексе наблюдается значительное преобладание пыльцы голосеменных растений над спорами. Среди последних преобладают споры

сем. Schizaeaceae, Gleicheniaceae и Cyatheaceae, в меньших количествах присутствуют споры сем. Dipteridaceae, Selaginellaceae, споры папоротникообразных из гр. Filicales и единично встречаются споры мхов сем. Sphagnaceae. В пыльцевой части спектра доминируют пыльца хвойных сем. Pinaceae и Coniferales, иногда встречается пыльца сем. Podocarpaceae и Araucariaceae и единично — сем. Ginkgoaceae и Cycadaceae. По заключению В. Д. Короткевич, перечисленный комплекс спор и пыльцы скорее всего характеризует отложения верхнего неокома.

Заканчивается разрез нижнего мела в низовье р. Оби отложениями угленосной толщи, предположительно апт — альбского возраста. Они вскрыты скважиной у станции Обская на р. Ханмее непосредственно под четвертичными осадками на глубине 137 м и имеют мощность 163 м. В пределах этой толщи выделяются две пачки. Нижняя пачка мощностью 90 м образована ритмичным чередованием прослоев песков, алевроитов и пластов углей. Верхняя пачка мощностью 73 м представлена преимущественно алевроитами и глинистыми песками с тонкими прослойками углей. В основании нижней пачки наблюдаются светло-серые глинисто-алевритовые пески мощностью 34 м с включением гравия и мелкой гальки кварца и, реже, основных изверженных пород. В средней части этих песков имеются прослойки темно-серых углисто-слюдистых алевроитов с пластами бурого угля мощностью до 1,5 м. Выше залегает толща алевроитов и песков с пластами углей общей мощностью 56 м. Алевроиты углисто-слюдистые, темно-серого цвета. Пески алевроитовые, слюдистые, мелко- и среднезернистые темно-серого цвета. Те и другие содержат большое количество пластов бурых углей мощностью более 3 м, а также углисто-сажистого материала.

Верхняя пачка образована песчано-глинистыми алевроитами и глинистыми или алевроитовыми слюдистыми песками, иногда с прослоем известковистого песчаника мощностью 1,5 м. В них изредка содержатся тонкие пропластки бурых углей, мощностью 10—45 см.

Спорово-пыльцевой комплекс описанных отложений характеризуется преобладанием пыльцы над спорами. Среди спор преобладают споры сем. Dipteridaceae, Cyatheaceae, Lycopodiaceae и папоротникообразных из группы Filicales. В меньших количествах присутствуют споры сем. Osmundaceae, Selaginellaceae и Gleicheniaceae и единично споры мхов из сем. Sphagnaceae. Среди пыльцы доминируют пыльца сем. Pinaceae (особенно много Picea) и Coniferales, реже встречается пыльца сем. Podocarpaceae и единично — сем. Araucariaceae, Cycadaceae, Ginkgoaceae и Taxodiaceae. Обнаружено одно пыльцевое зерно покрытосеменных растений Angiospermae.

Указанный комплекс спор и пыльцы, по мнению В. Д. Короткевич, является более молодым, чем в отложениях, перекрывающих фаунистически охарактеризованный валанжин в районе г. Салехарда, которые отнесены нами условно к готериву—баррему. По всей вероятности, этот комплекс характеризует апт—низ альба. Кроме того, отнесение рассматриваемых угленосных отложений предположительно к апт—альбскому возрасту основывается еще и на аналогии с Усть-Енисейским районом, где именно в апт—альбе отмечается наиболее интенсивное угленакпление и появление угольных пластов рабочей мощности.

Верхний отдел

Наиболее низкие горизонты верхнего мела, по-видимому, сеномана, известны в естественных выходах на Дорофеевском полуострове, как в центральной части его — в истоках р. Нарзой, так и на побережье Енисейского залива. Представлены они преимущественно серыми мелкозернистыми песками с редкими прослоями алевроитов и песчаников, с железистыми конкрециями, обломками угля и кусочками янтаря.

В тяжелой фракции песков много граната (до 22%) и эпидота (около 19%), в то же время мало амфиболов и пироксенов.

По данным минералогического состава их, близкого к составу нижнемеловых угленосных отложений района Усть-Енисейского порта, а также по единичным формам спор и пыльцы, характеризующим, по заключению М. А. Седовой, верхи нижнего мела, эти отложения А. П. Пуминовым были отнесены предположительно к нижнемеловым.

Последующие же определения спорово-пыльцевого состава, выполненные Н. М. Бондаренко, показали, что в них, наряду с нижнемеловыми формами, присутствуют, а иногда и преобладают виды, обычные для верхнемеловых отложений. К таковым относятся споры, близкие *Gleichenia glauca* (Th b g.) Н к., споры типа сфагновых мхов и *Bryales*, мелкие формы *Mohria* и др., а также единичная пыльца *Pinus* молодого облика. На основании этих последних данных отложения Дорофеевского полуострова признаются верхнемеловыми.

Более молодые, но уже морские отложения верхнего мела (предположительно верхний турон—коньяк), по данным С. Л. Троицкого, выходят в верховье р. Монгоче Енисейской. Здесь из-под покрова рыхлых отложений обнажаются плиты мелкозернистого зеленовато-серого песчаника видимой мощностью 0,6 м, из которого Н. С. Воронец определила остатки фауны: *Cyprina* (?) sp., *Lopatinia* sp., *Alaria* sp.

Морские отложения верхнего сантона впервые описаны И. Е. Ширяевым. Они обнажаются на р. Танаме, примерно в 80 км от ее устья, в районе возвышенности Сигирте-Надо (Оленьи Рога). По данным В. Д. Дибнера и последним исследованиям В. Н. Сакса и З. З. Ронкиной, в основании разреза здесь залегают темно-серые глины, содержащие многочисленные остатки призматического слоя иноцерамов и отдельные формы *Inoceramus patootensis* L o r., а также мелкие гастроподы: *Natica* aff. *crovna* O r b., *Ditrupe* sp. indet. (определения В. И. Бодылевского). Выше глины перекрываются толщей алевролитов и алевроитовых песков, содержащих прослой и линзы песчаников, глин и шаровые железистые конкреции. В них также встречаются остатки обильной фауны: *Baculites ovatus* S a y., *Inoceramus patootensis* L o r., *I. patootensis* L o r. var. *jenissensis* B o d y l., *I. aff. steenstrupi* L o r., *I. ex gr. cardissoides* G o l d f., *I. aff. interruptus* S c h m., *Oxytoma tenuicostata* R o e m., *Lopatinta jenisseae* S c h m., *Nucula* cf. *striata* R o e m., *Alaria sotnikovi* S c h m. и целый ряд других форм. Заканчивается разрез очень плотными пепельно-серого цвета опоковидного характера глинами. Присутствие в среднем алевроитовом горизонте *Inoceramus patootensis* L o r. и *Oxytoma tenuicostata* R o e m. позволяет отнести вышеуказанные отложения к верхнему сантону. Общая мощность верхнесантонских отложений на р. Танаме, по данным В. Н. Сакса и З. З. Ронкиной, определяется более 125 м.

К сантону же отнесена В. Н. Соколовым толща из перемежающихся песков, алевролитов, песчанистых глин и песчаников мощностью более 25 м, которые выходят на р. Муссуйяхе (притоке р. Танама), примерно в 100 км к юго-западу от Сигирте-Надо. Эти отложения по своему литологическому, минералогическому и спорово-пыльцевому составу обнаруживают очень близкое сходство с вышеописанными породами на р. Танаме. В тяжелой фракции тех и других почти отсутствуют пироксены и преобладают минералы из группы эпидота-цоизита (до 39%) и черные рудные минералы (до 39%). По данным спорово-пыльцевых анализов, в отложениях с р. Муссуйяха определены споры типа *Cyatheaceae*, сем. *Polypodiaceae*, *Dipteridaceae*, *Gleicheniaceae*, *Osmundaceae*, пыльца голосеменных типов *Cycadaceae*, *Taxodiaceae*, *Cupressaceae* и *Taxaceae*, рода *Pinus*, *Larix*, *Cedrus*, *Taxodium*, пыльца покрытосеменных: *Alnus*, *Betula*, *Quercus* и др. Согласно заключению Э. Н. Ка-

ра-Мурза, данный комплекс как по флористическому составу, так и по соотношению спор и пыльцы основных растительных группировок сходен со спорово-пыльцевым составом из отложений сантонского возраста р. Танамы.

К верхнему сантону В. Н. Саксом и З. З. Ронкиной также отнесены нижние горизонты верхнемеловых отложений, впервые описанных В. Н. Соколовым по многочисленным выходам в бассейне р. Большой Лайды (притоке р. Малой Хеты). Здесь, в восточной части участка распространения верхнемеловых пород, наблюдаются серо-зеленые и серовато-бурые мелкозернистые песчаники с шамозитом общей мощностью более 40 м. Основанием для отнесения песчаников к верхнему сантону послужили состав спор и пыльцы, которые, по определению Н. М. Бондаренко, имеют сантонский облик, а также и то, что они перекрываются отложениями, охарактеризованными фауной кампан—маастрихта. В спорово-пыльцевом комплексе преобладает пыльца голосеменных растений над пыльцой покрытосеменных. Среди первых доминирует пыльца *Tzuga*, также много пыльцы сем. Cupressaceae и сем. Pinaceae. В составе пыльцы покрытосеменных встречаются представители *Salix*, *Betula*, *Carpinus* и др. Среди спор папоротников обнаружены кочедыжниковые типа *Gleichenia glauca* (Th b g.) Нк.

Верхнемеловые, вероятнее всего морские, отложения, не имеющие достоверно установленного стратиграфического положения, отмечены Н. Н. Куликовым на п-ове Оленьем. На западном берегу его под песчаными и валунно-галечными четвертичными отложениями выходят серовато-зеленые алевролиты и мелкозернистые шамозит-кварцевые песчаники видимой мощностью до 5 м. В одном образце обнаружены морские диатомовые водоросли, среди которых, по определению А. М. Белевич, преобладают *Stephanopixis schulzii* Stein и *S. schulzii* var. *cretacea* Jouse. Первая форма является руководящей, для верхнего мела Урала, а вторая типична для сенона Гданьска. Учитывая некоторое литологическое сходство пород п-ова Оленьего с вышеописанными сантонскими отложениями рр. Танама и Большой Лайды, а также наличие диатомовых водорослей, найденных только в верхнем сантоне на р. Танаме, можно предполагать, как это делают В. Н. Сакс и З. З. Ронкина, сантонский возраст и для рассматриваемых отложений.

Отложения кампан—маастрихта в естественных выходах встречаются только в бассейне р. Большой Лайды, где они были описаны вначале В. Н. Соколовым, а затем В. Н. Саксом и З. З. Ронкиной. Они располагаются западнее отмеченных выше сантонских пород р. Большой Лайды, которые погружаются в этом же направлении под уровень рек и уступают место кампан-маастрихтским отложениям. Здесь в основании разреза залегают серые, желтые и бурые алевриты с конкрециями и прослоями песчаника и алевролита общей мощностью до 20 м. Выше алевриты сменяются светлыми зеленовато-серыми и серовато-желтыми мелкозернистыми песками мощностью более 30 м. Они содержат каравай, линзы и пропластки мощностью до 2 м железистых песчаников, а также конкреции с фауной. Среди последней В. Н. Саксом собраны: *Baculites anceps* Lam., var. *leopoliensis* Nowak, *Tancredia americana* Meek и др., которые, по заключению В. И. Бодылевского, позволяют относить рассматриваемые отложения к кампан-маастрихту. Заканчивается разрез на р. Большой Лайде светло-серыми, преимущественно мелкозернистыми, иногда косослоистыми песками, обогащенными углесто-сажистым материалом, с линзообразными пропластками песчаника видимой мощностью 12 м.

Самым верхним членом стратиграфического разреза верхнемеловых отложений являются кварцевые пески и каолиновые глины, достаточно широко развитые в бассейне р. Пура и на р. Ныде, а также в более южных районах пизменности, за пределами описываемой террито-

рии. Плохо отсортированные белые кварцевые пески, преимущественно мелкозернистые, часто содержат линзы и прослойки белых пластичных каолинистых глин мощностью от нескольких сантиметров до 1—2 м. Встречаются также пески, в которых слабо цементирующий их каолиновый материал равномерно распределен среди зерен кварца. Тогда они приобретают свособразный вид и становятся похожими на сахаровидную или мучнистую породу. Органических остатков пески и глины не содержат. В. Н. Сакс в 1943 г. описал эти отложения на р. Табъяхе и в других пунктах бассейна р. Пура и по аналогии их минералогического состава с палоботанически охарактеризованными третичными отложениями из низовьев р. Оби (изученными В. Г. Васильевым), условно отнес данные отложения к этому же возрасту. Позднее В. В. Вдовин, Б. В. Мизеров и В. А. Николаев специально исследовали эти отложения в Западно-Сибирской низменности, в том числе и в указанных районах. На основании изучения литологического и минералогического составов богатых комплексов пыльцевых и семенных флор, обнаруженных в песчано-глинистых толщах, вмещающих кварцевые пески и каолинистые глины, указанные исследователи относят данные породы к континентальным образованиям верхнего мела и сопоставляют их с сымской и актибесской свитами Чулымо-Енисейской впадины. С сымской свитой С. Б. Шацким параллелизуются также и серовато-белые кварцевые каолинизированные пески датского яруса, вскрытые на глубине 125 м скважиной у пос. Янов Стан, на р. Турухане.

На р. Ныде и в верховьях рр. Арка-Таяхи, Табъяхи и Хадуттэ (левые притоки р. Пура) Ф. А. Алявдин и М. Н. Бойцов посетили известные ранее обнажения кварцевых песков и каолинистых глин, а также описали целый ряд новых их выходов. Исследования показали, что в одном образце глин имеются единичные морские диатомы палеогенового возраста, а в другом определена четвертичная пыльца. На основании этого к верхнемеловым отложениям Ф. А. Алявдиным и М. Н. Бойцовым отнесены только кварцевые каолинизированные пески, а каолинистые глины, которые по количеству преобладают в районе, рассматриваются как переотложенные осадки, первым исследователем — в верхнечетвертичное время, а вторым — в нижнечетвертичное. В данном случае мы присоединяемся к мнению В. Н. Сакса и В. В. Вдовина, которые рассматривают эти отложения дочетвертичными образованиями, и относим их к датскому ярусу. При этом следует отметить, что подошва песков, содержащих каолинистые глины, в естественных выходах не вскрывается, а поэтому мало оснований считать их четвертичными только на основании единичного случая находки в глинах третичных диатомей и четвертичной пыльцы, которые могли быть привнесенными.

По данным М. Н. Бойцова и В. С. Чекуновой, в 1954 г. установлены новые участки развития пород датского яруса. Скважиной в пос. Самбурге на р. Пур на глубине 202—228 м вскрыта толща переслаивающихся тонкозернистых серых песков и алевроитов с прослоями темных углистых глин и углефицированной древесины, которые вниз по разрезу переходят в тонкозернистые светло-серые слюдистые пески с прослоями каолинизированного песка. В. С. Чекуновой на правобережье р. Пура, южнее Полярного круга, также был отмечен другой выход серых мелкозернистых каолинизированных песков.

Предположительно верхнемеловые отложения установлены на Гыданском полуострове в трех достаточно удаленных друг от друга пунктах по правобережью Обской губы. Самый северный выход их находится на р. Яра-Леркеяхе в 2 км от берега губы, другой выход располагается южнее — в верховьях р. Сабуто, а самый южный из них обнаружен на р. Яуна-Деяхе, севернее мыса Трехбугорного. Во всех этих пунктах наблюдаются довольно однообразные светлые желтовато-серые мелко- и среднезернистые, иногда косослоистые пески с тонкими про-

слоями алевритов и пропластками известковистого песчаника мощностью от 0,2 до 1,2 м. Максимальная наблюдаемая мощность песков на р. Сабуте составляет 18 м. Спорово-пыльцевой комплекс в этих отложениях смешанный. Наряду с юрскими и нижнемеловыми формами присутствуют в преобладающем количестве верхнемеловые и раннетретичные представители. Последнее обстоятельство заставило Н. Н. Куликова и Г. А. Значко-Яворского определять возраст этих отложений в пределах верхнего мела—палеогена. Существенно отличный внешний облик рассматриваемых пород от четвертичных отложений, преобладание верхнемеловых форм в спорово-пыльцевом спектре, а также отсутствие достоверно установленных третичных отложений в северных районах арктической части низменности позволяет, хотя и с большой условностью, относить их к верхам верхнего мела.

ТРЕТИЧНАЯ СИСТЕМА

Палеоген

Древнейшие отложения третичного возраста описаны В. Н. Соколовым в целом ряде пунктов на р. Соленой (притоке р. Большой Хеты). Они представлены преимущественно мелкозернистыми пестроцветными песками мощностью более 30 м. В нижней части их наблюдаются тонкие пропластки серовато-бурых песчаников и алевритов, часто сильно ожелезненных и достаточно плотных. В средней части разреза встречаются прослойки темно-серых, почти черных алевритов и конкреции пиритизированного песчаника, а сверху — прослойки слюдястых алевритовых глин с углисто-сажистым материалом и линзы углефицированных или ожелезненных древесных остатков. В спорово-пыльцевом комплексе данных отложений отмечается преобладание пыльцы покрытосеменных растений. В большом количестве встречается пыльца сем. *Taxodiaceae* и родов *Trapa* и реже *Palma* (?), споры тропических папоротников *Hemitelia*, *Caythea* и др. Весь флористический состав, обнаруженный в породах, по заключению М. А. Седовой, заставляет предполагать палеоценовый их возраст. Тем не менее не исключается отнесение этих отложений и к верхам датского яруса.

Сходные по литологическому и минералогическому составу отложения встречены В. С. Ломаченковым на р. Восточной, на восточном побережье Тазовской губы. Здесь выходят зеленовато-бурые, переходящие кверху в розовато-серые, алевриты видимой мощностью более 12 м. В кровле алевритов наблюдается пласт рыхлого бурого угля (лигнита) мощностью до 1 м, с линзочками серы. Эти отложения главным образом по пыльце миртовых отнесены к палеогену.

По аналогии с вышеописанными отложениями р. Восточной М. Н. Бойцовым этим же возрастом датируются близкие к ним по внешним признакам светлые желтовато-серые пески или алевриты, которые обнажаются в верховьях р. Сымсыяхи (приток р. Хадуттэ). Допуская возможность отнесения данных отложений к палеогену, следует это считать пока еще в значительной мере условным.

К палеогену, возможно к нижним горизонтам его, относятся серые плотные опоки, слагающие, по описанию В. Н. Сакса, сопку Парна-Седна на междуречье Табьяхи и Хадуттэ, а кроме того сходные с ними по внешнему облику серые опоквидные алевриты, отмечаемые М. Н. Бойцовым на р. Средней Хадыте. На р. Ярудее, согласно данным Г. В. Лазаренкова, также имеются выходы палеогеновых опок. Указанный исследователь распространяет опоки на значительно большую площадь, захватывая почти весь бассейн р. Ярудея, от его истоков до впадения в р. Надым. Однако недавно проведенные работы В. С. Чекуновой не подтвердили этого, вот почему на геологической карте они не могут

быть широко показаны. Наконец, Ф. А. Алявдиным летом 1954 г. на одном из левых притоков р. Пура были обнаружены новые выходы опоквидных глин, предположительно палеогенового возраста.

Опоки и другие указанные выше опоквидные породы, как правило, лишены каких-либо органических остатков. Минералогический состав опок, по данным В. Н. Сакса, характеризуется резким преобладанием в легкой фракции полевых шпатов, а в тяжелой фракции рудных минералов (43%) и циркона (10%). Судить же о возрасте этих пород можно лишь по аналогии с приуральской более южной частью низменности, где известны выходы опок, относимых к палеоэоцену, либо к нижнему эоцену. Только в одном случае, как указывает, ссылаясь на Г. В. Лазаренкова, Я. М. Гройсман, в опоках р. Ярудея были обнаружены морские диатомовые: *Grunowia gemmata* (Grun.) V. N., *Stephanopyxis turris* (Grev. et Arnott.) Ralfs, *Hemiaulus* sp., а также кремнежгутиковые *Dictyocha navicula* var. *biapiculata* Lemm., обломки *Centrales*. На основании приведенных данных эти опоки отнесены условно к эоцену.

Несколько более определенное стратиграфическое положение занимает свита светлых желтовато-серых пористых диатомитовых глин мощностью до 10 м, которые описаны Ф. А. Алявдиным в верховьях р. Арка-Табьяхи и М. Н. Бойцовым — в низовьях рр. Средней Хадуты, Хадуты и Арка-Табьяхи. В глинах определен богатый комплекс диатомовых водорослей: *Melosira sulcata* var. *siberica* Grun., *Coscinodiscus Payeri* Grun., *C. radiatus* Ehr., *Grunowia gemmata* (Grun.) V. N. и др., которые входят в руководящий комплекс диатомей из верхнего эоцена, выделенный для диатомитов на р. Сосьве. Исходя из этого, по заключению М. А. Чижиковой, возраст глин также может быть верхнеэоценовым.

К верхним горизонтам палеогена могут быть отнесены отложения, обнаруженные М. Н. Бойцовым на р. Еньяхе. Мощность их превосходит 10 м. В основании разреза залегают желтые мелкозернистые слюдястые пески с глауконитом. В них встречаются глинистые прослойки, растительный детрит и остатки лигнитизированной древесины. Они перекрываются светлыми зеленовато-серыми глинами, аналогичными по комплексу диатомовой флоры нижнеолигоценым глинам восточного склона Урала.

Неоген

Верхнетретичные отложения имеют незначительное распространение и отмечаются лишь в нескольких пунктах на левых притоках р. Пура и на правом берегу р. Оби. Малочисленность палеонтологических данных, которые бы уверенно подтверждали время их образования, а также некоторое внешнее сходство с четвертичными отложениями, вызывают значительные затруднения в установлении их возраста, а поэтому, если они и выделяются нами, то весьма условно.

Предположительно к миоцену, по данным В. М. Гарашука, относится толща желтовато-серых иногда слюдястых мелкозернистых песков, переслаивающихся с голубовато-серыми суглинками мощностью до 16 м, обнажающаяся по правому берегу р. Оби в районе с. Горки. Обоснованием определения их возраста послужили данные палеоботанического анализа. В этих породах был установлен богатый комплекс спор и пыльцы хорошей сохранности. Среди них преобладающей оказалась пыльца сосны и широколиственных теплолюбивых пород.

Более молодые, скорее всего плиоценовые отложения выделяются В. Н. Саксом на р. Малой Харвуте. Они представлены светлыми желтовато-серыми среднезернистыми песками, содержащими обломки лигнитизированной древесины, а также прослой мелкой окатанной гальки каолинистых глин. Общая мощность их около 5 м. Пыльцевой анализ

показал присутствие пыльцы третичных теплолюбивых форм: *Quercus*, *Rhus*, *Corylus*, наряду с формами, близкими к современным.

По внешнему сходству с вышеописанными отложениями к неогену М. Н. Бойцовым отнесены пески с линзами лигнитизированной древесины, которые выходят на одном из правых притоков р. Хадуттэ.

Прежде чем перейти к описанию четвертичных отложений, необходимо кратко упомянуть о породах, возраст которых пока достоверно не установлен. Выходы их констатированы на Гыданском полуострове и на Южном Ямале. Так, в низовьях р. Енисея, на левом притоке р. Надучи (приток р. Соленой) С. А. Стрелковым и С. Л. Троицким описан выход светлых зеленовато-бурых алевроитов, глин и тонкозернистых песков видимой мощностью 7 м. По внешнему облику и плотности они мало отличаются от четвертичных отложений. В породах, наряду с верхнемеловой пылью и спорами, присутствует много четвертичных форм. Указанные исследователи эти отложения условно относят к третичному возрасту.

На п-ове Мамонта Н. Н. Куликовым отмечены три выхода отложений неопределенного возраста. В одном из них, расположенном на западном берегу полуострова, южнее мыса Мамонта, у уреза воды обнаружены тонкозернистые серовато-белые пески с косыми прослойками из крошки лигнитизированной древесины. Два других выхода описаны на р. Сале-Лекабта, где под четвертичными глинами и песками с фауной выходят мелкозернистые серо-палевые и синевато-серые пески.

В песках первого обнажения обнаружены единичные формы пыльцы и спор верхнемелового и нижнетретичного возраста.

В верховьях р. Танама В. Н. Соколовым отмечены в русле реки несколько плит и глыб (размерами до 2,5 м) желтовато-серого среднезернистого аркозового песчаника. Коренное залегание песчаников вызывает здесь большое сомнение. Нет также никаких данных, чтобы судить о их возрасте, хотя по мнению В. Н. Сакса и З. З. Ронкиной, они напоминают верхнесантонские песчаники, выходящие близ пос. Ладыгино на р. Енисее.

Что касается песков, считавшихся дочетвертичными образованиями, которые выходят у мыса Отвесного на южном побережье Гыданской губы, восточнее устья р. Юрибея, и в обрывах горы Соленой на р. Юрибее, то после исследований В. С. Ломаченкова и В. Н. Соколова есть все основания рассматривать эти пески как четвертичные отложения. Серые, местами ожелезненные средне- и мелкозернистые пески горы Соленой, содержащие мелкую гальку угля и слабо разложенные растительные остатки, согласно залегают на глинах, охарактеризованных четвертичной морской фауной моллюсков. Считавшаяся, по данным В. Д. Дибнера, в этих песках пыльца верхнемелового возраста (определение А. И. Животовской), надо полагать, является переотложенной. По описанию В. С. Ломаченкова на мысе Отвесном нижняя часть обрывов на высоту около 20 м сложена серыми и желтыми мелко- и среднезернистыми песками с косой и горизонтальной слоистостью, которая хорошо выявляется по углистым частицам и знакам ряби. Местами пески ожелезнены и содержат включения кусочков лигнита. Они перекрываются бурыми оскольчатými суглинками с редкими гальками.

Среди спор и пыльцы, изученных Э. Н. Кара-Мурза, определены как верхнемеловые и третичные формы, так и четвертичные. Эти пески, описанные впервые в 1928 г. И. Я. Ермиловым и названные глауконитовыми, были отнесены им в 1935 г. предположительно к третичным отложениям. Впоследствии В. Н. Сакс, основываясь на общем внешнем сходстве последних с нижнемеловыми песками низовьев р. Енисея, отнес их условно к нижнему мелу. Стратиграфическое положение песков мыса Отвесного в разрезе, их сходство по внешнему облику, литологическому и минералогическому составам с заведомо четвертичными песками развитыми

в прилежащих районах, заставляет почти с полной уверенностью считать их четвертичными образованиями. Отличает их от дочетвертичных пород также присутствие зерен пыльцы сосны и ивы, имеющих явно четвертичной облик. Что же касается верхнемеловых и третичных форм микрофлоры, которые преобладают в общем комплексе спор и пыльцы, то они не всегда имеют хорошую сохранность, а также обычно присутствуют в четвертичных осадках, являясь переотложенными.

Нужно отметить, что и вне пределов Гыданского полуострова, на левобережье р. Оби и на Южном Ямале, среди четвертичных отложений, развитых с поверхности, также выделялись более древние, третичные отложения. К ним С. Г. Бочем были отнесены серо-зеленые глины на рр. Ханмее и Соби с комплексом спор и пыльцы, характеризующим верхи палеогена. Им же предположительно допускалось отнесение к третичным отложениям подморенных светлых косослоистых песков и супесей, встречающихся в бассейне р. Соби и слагающих Обь-Ханмейский водораздел, которые сходны с верхнеолигоценовыми песками из более южных областей Западной Сибири. Кроме того, Г. В. Лазаренковым на основании спорово-пыльцевого и диатомового анализов серые опоковидные глины, встречающиеся на р. Сандибее и близ Харбейского Сора, а также синевато-серые жирные глины, известные на р. Кондо-Яхе и к востоку от нее, рассматривались как третичные отложения.

Все указанные выше отложения третичного возраста М. Н. Бойцовым, В. К. Хлебниковым и В. С. Чекуновой в результате последних исследований были отнесены к верхнечетвертичным отложениям, что, вероятно, больше соответствует действительности.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

Самые ранние образования четвертичного периода, включая и отложения, предшествующие времени максимального оледенения, нигде на поверхность не выходят и они установлены только в скважинах.

Доледниковые отложения, перекрываемые нижнечетвертичной мореной, выделяются Ф. А. Алявдиным в скважине на р. Ныде. Они залегают на глубине 172 м и имеют мощность 15 м. Эти отложения представлены серыми и зеленовато-серыми глинами с включением глауконитового песка. Состав спор и пыльцы в них смешанный; наряду с заведомо третичной пыльцой, встречается и четвертичная микрофлора. Среди диатомовых много видов морских третичных форм.

Залегающие выше глин серые неслоистые моренные суглинки древнего оледенения плохо отсортированы и содержат угловатую гальку темных кремнистых пород и кварца. Мощность моренных суглинков достигает 8 м.

К перемытой морене, возможно, древнего оледенения В. Н. Саксом отнесена нижняя валунно-галечниковая пачка мощностью до 12 м, обнаруженная в основании четвертичной толщи в скважинах, пройденных в пределах погребенной долины р. Енисея.

В ряде скважин, пробуренных в низовьях р. Оби, также выделяются нижнечетвертичные отложения. Всюду они перекрываются мореной максимального оледенения, а поэтому правильнее будет их рассматривать вместе с межледниковыми отложениями среднечетвертичного времени.

Средний отдел

По данным В. Н. Сакса, к отложениям среднечетвертичного межледниковья могут быть отнесены осадки, выполняющие долину р. Енисея, заключенные иногда между двумя валунно-галечными пачками. Послед-

ние соответствуют, вероятно, перемытым моренам древнего и максимального оледенений. Они образованы в одном случае толщей аллювиальных песков с прослоями галечников и глин с растительными остатками общей мощностью около 80 м, а в другом — 27-м толщей глин с галькой, содержащих морские диатомии.

В низовьях р. Оби имеются отложения, залегающие под мореной максимального оледенения мощностью до 50 м. Они вскрыты в скважинах в пос. Салемале и Ныде. Это в основном, зеленовато-серые и серые глины, иногда песчанистые, содержащие прослой светлo-серых тонкозернистых песков. В них наблюдается смешанный спорово-пыльцевой комплекс: среди четвертичных форм присутствуют, а иногда и доминируют переотложенные третичные формы. Так, в пыльцевом спектре преобладает пыльца ольхи, сосны и березы. В группе диатомовых подавляющее большинство составляют морские нижнетретичные формы и только в одном случае обнаружена пресноводная четвертичная форма *Melosira granulata* (E nt.) Ralf.

Ледниковые отложения времени максимального оледенения вскрываются почти всеми скважинами, пробуренными в низовьях рр. Енисей и Оби, а кроме того, появляются и на поверхности в целом ряде пунктов Гыданского и Тазовского полуостровов, на правом берегу р. Оби, в бассейнах рр. Полуя, Надыма, Ныды и левых притоков р. Пура. В большинстве скважин Усть-Енисейского района эти отложения залегают в основании четвертичной толщи в виде валунно-галечниково-песчаного горизонта мощностью до 20 м. По мнению В. Н. Сакса, они представляют собой продукты перемыва морены максимального оледенения.

В местах выходов на дневную поверхность дочетвертичных пород на рр. Большой Лайде, Соленой, Монгоче Енисейской, на п-вах Дорофеевском и Оленьем, в кровле последних также наблюдаются валунно-галечниковые скопления, перемежающиеся с косослоистыми разномзернистыми песками общей мощностью до 15 м. Нередко эти скопления цементируются окислами железа и тогда образуют конгломератовидные породы.

На р. Танаме Ю. Н. Кулаковым описана типичная морена мощностью до 4 м, непосредственно перекрывающая верхнемеловые породы. Она представлена слегка сцементированной ожелезненной песчано-суглинистой несортированной толщей, переполненной валунами и галькой.

В вышеуказанных пунктах грубообломочный материал характеризуется преобладанием пород траппового комплекса, но нередко он слагается осадочными породами — песчаниками и известняками, также граптоидами и метаморфическими породами.

Ледниковые и флювиогляциальные среднечетвертичные отложения также обнажаются в основании естественных разрезов в южных районах Тазовского полуострова, которые чаще всего располагаются вблизи выходов дочетвертичных пород. По правым притокам в верховьях р. Хадутты и в верховьях р. Табьяхи М. Н. Бойцовым были установлены флювиогляциальные отложения, состоящие из косослоистых крупнозернистых кварцевых песков с обильным содержанием гравия, гальки и, реже, валунов. Мощность их достигает 10 м. По данным В. С. Чекуновой, на р. Ярудее и ее правых притоках выходят темно-серые моренные песчанистые глины мощностью не более 10 м, насыщенные гравием, галькой и валунами песчаников, кремнистых пород, гранитов, габбро, кварцевых порфиров и их туфов, базальтов, глинисто-кремнистых сланцев, граптодиоритов, известняков и других пород полярноуральского комплекса. Морена максимального оледенения также вскрыта скважинами в низовьях р. Оби. Она имеет различную глубину залегания порядка 65—120 м от поверхности, а мощность от 15 до 45 м. Морена образована серыми суглинками или песчанистыми глинами с относительно небольшим количеством гравия, гальки и единичных валунов уральских пород.

Верхний отдел

Верхнечетвертичные отложения имеют широкое распространение и наибольшие мощности. Они разделяются на межледниковые осадки, отложения постмаксимального (зырянского) оледенения, осадки второго межледниковья и отложения горно-долинного (сартанского) оледенения.

Межледниковые отложения в силу своих фациальных особенностей, различия литологического состава, а в восточных и северных районах благодаря некоторому отличию в комплексах фауны могут быть расчленены на ряд горизонтов или свит. По литологическому признаку выделяется пять свит: нижняя, средняя и верхняя песчаные свиты и разделяющие их две более мощных суглинистых свиты. При этом средняя песчаная свита, так же как и нижняя, иногда отсутствует в разрезах, тогда как обе суглинистые свиты образуют собой единую толщу, отличающуюся в нижней и верхней частях либо текстурными особенностями, либо фаунистическими данными. По схеме В. Н. Сакса, нижняя песчаная свита имела наименование мессовского горизонта, а нижняя суглинистая — санчуговского горизонта, или, по терминологии геологов Всесоюзного аэрогеологического треста для низовья р. Оби, — салемальской свиты. Средняя и верхняя песчаные свиты с заключенной между ними верхней суглинистой свитой соответствуют, по-видимому, казанцевскому горизонту схемы В. Н. Сакса или сангомпанской свите.

Отложения мессовской свиты вскрыты на левобережье р. Енисей в ряде скважин. Здесь они залегают на перемытой морене максимального оледенения и являются, по-видимому, прибрежно-морскими и аллювиальными образованиями. Мессовская свита слагается серыми косо-слоистыми песками с подчиненными прослоями зеленовато-серых глин и суглинков с галькой и растительными остатками. Мощность ее резко колеблется, достигая иногда 70 м. В некоторых скважинах эти пески выпадают из разреза, уступая место вышележащим морским глинистым осадкам.

В бассейне р. Малой Хеты и в юго-западной части Гыданского полуострова некоторые исследователи к этому горизонту относили пески, выходящие в единичных случаях в нижней части обнажений и перекрываемые заведомо морскими межледниковыми глинистыми осадками. Теперь есть все основания полагать, что указанные пески занимают более высокое стратиграфическое положение в толще межледниковых отложений, чем те пески, которые имеются в упоминавшихся выше скважинах. То же самое, по-видимому, относится и к нижней песчаной свите, которая отмечается в видимой на поверхности части стратиграфического разреза межледниковой толщи в северных половинах Гыданского и Ямальского полуостровов. Можно считать, что те и другие соответствуют средней песчаной свите, т. е. нижней части казанцевского горизонта схемы В. Н. Сакса.

В низовьях р. Оби песчаные отложения в основании разреза межледниковой толщи отсутствуют. Здесь, по-видимому, в мессовское время накапливались песчано-глинистые осадки нижней части салемальской свиты.

Санчуговские типично морские отложения вскрываются скважинами на левобережье р. Енисей. Они же обнажаются в бассейнах рр. Малой Хеты и Большой Хеты, частично р. Танамы и других левых притоков р. Енисей, а также в северо-восточной приенисейской части Гыданского полуострова. Максимальная мощность их составляет около 90 м. Они представлены коричневато-серыми и зеленовато-серыми суглинками и глинами с прослоями и линзами супесей и песков, заключающими хорошо окатанные мелкие валуны и гальку, а также древесные остатки. Количество обломочного материала уменьшается вверх по разрезу. Для них характерна своеобразная оскольчатая, редко мелколыбовая от-

дельность. В обнажениях на поверхности глин и суглинков почти всегда наблюдаются выцветы солей.

В санчуговских отложениях присутствуют остатки разнообразной фауны моллюсков, которая носит сравнительно глубоководный и вместе с тем арктический характер: *Portlandia lenticula* Möll., *Arca glacialis* Gray, *Cardium ciliatum* Fabr., *Serripes grönlandicus* Chemn., *Portlandia arctica* Gray, *Nucula tenuis* Mont., *Macoma calcarea* Lin., *Neptunea borealis* Phil. и целый ряд других форм.

В северо-западном и западном направлениях от левобережья р. Енисей и бассейнов левых его притоков санчуговские отложения постепенно погружаются. В них видовой состав и количество остатков фауны значительно сокращаются. В низовьях р. Оби санчуговская свита может быть сопоставлена с отложениями большей части разреза салемальской свиты, которая, по данным бурения, залегает повсюду на морене максимального оледенения. Иногда породы салемальской свиты обнажаются и на поверхности по правому берегу р. Оби, к востоку от г. Салехарда, а также в бассейне рр. Ныды и Хадуттэ и в отдельных пунктах на других реках. Салемальская свита, по данным геологов Всесоюзного аэрогеологического треста, складается преимущественно темными, буроватыми или зеленовато-серыми слабо слоистыми тонкопесчанистыми глинами или суглинками, иногда чередующимися с супесями и тонкозернистыми песками. Породы имеют плитчатую или оскольчатую отдельность и содержат единичные включения гальки. Местами они обладают резким запахом сероводорода. Мощность свиты достигает 100 м.

Отложения салемальской свиты не содержат остатков фауны моллюсков. Но морское происхождение их почти не вызывает сомнения, так как в породах были обнаружены остатки микрофауны *Nonion* sp., *Cassidulina* sp., *Sphaerodeae* и др. Среди диатомовых представителей преобладают морские третичные формы. Спорово-пыльцевой комплекс смешанный, характеризующийся присутствием третичных и четвертичных форм. В пыльцевом спектре преобладает пыльца ольхи и сосны.

Санчуговские (салемальские) отложения перекрываются осадками казанцевской или сангомпанской свиты. На левых притоках р. Енисей, в южной половине Гыданского полуострова и на Тазовском полуострове последние залегают на размытых санчуговских суглинках, в то время как в более северных и западных участках оба эти горизонта соединены постепенными переходами. В первом случае мощность санчуговских суглинков имеет значительные колебания и оба горизонта часто разделены слоем крупнозернистого песка с гравием, галькой, мелкими валунами и обломками фауны, сцементированного окислами железа.

В бассейнах рр. Малой Хеты, Большой Хеты, Танамы и Яры казанцевские отложения представлены серыми или желтыми, преимущественно мелкозернистыми, хорошо сортированными песками или пепельно-серыми, иногда плитчатыми, супесями с прослоями суглинков, содержащими обильные остатки фауны моллюсков и усонюгих раков. В отличие от санчуговского комплекса фауны в казанцевских песках и супесях фауна более теплолюбива и мелководна. В них присутствуют формы: *Cardium edule* L., *Balanus balanoides* L., *Balanus hameri* (Ascanius), *Macoma baltica* L., *Astarte borealis* f. *typica* (Chemn.), *Cyprina islandica* L., *Pholas crispata* L. и др.

По мере движения к югу, морские осадки сменяются континентально-лагунными или озерно-аллювиальными супесчаными отложениями, содержащими растительный детрит, остатки древесины и намывной торф, либо косослоистыми песками с гравием, галькой и растительными остатками. Здесь мощность отложений казанцевской свиты достигает 40—50 м.

В основном отложения казанцевской свиты развиты в северо-западных и юго-западных районах Гыданского полуострова, на Тазовском и Ямальском полуостровах, где они часто обнажаются на поверхности.

В некоторых пунктах п-ова Мамонта, южной части п-ова Явай, бассейнов рр. Юрибея и Нейтаяхи, побережья Гыданской и Обской губ разрез их начинается песчаными осадками мощностью до 20 м, залегающим в нижней части береговых обнажений. Пески в основном мелкозернистые, желтого и серого цветов. Они содержат редкие включения гравия, галек и обломков обугленной древесины. Очень редко в них встречаются остатки фауны: *Neptunca borealis* Phil., *Saxicava arctica* L., *Macoma calcarea* (Chem p.) и обломки *Pecten islandicus* Müll., *Serripes gröenlandicus* Chem p., *Cyprina islandica* L., *Balanus* sp., *Astarte* sp. и других форм.

Пески мыса Отвесного на южном побережье Гыданской губы, которые относились И. Я. Ермиловым к третичной системе, а впоследствии В. Н. Саксом к меловой, после посещения этого района В. С. Ломаченковым есть все основания считать принадлежащими именно к данной песчаной свите. Об этом свидетельствует не только внешнее сходство и положение этих песков в разрезе, но и однообразие литологического и минералогического их состава с вышеописанными песками.

Стратиграфически выше песков в этих районах залегают суглинисто-супесчаная свита мощностью до 40 м. Образована она темно-серыми и серыми, преимущественно плитчатыми суглинками и супесями с очень редкими включениями единичной гальки и мелких валунов. В них присутствуют в небольших количествах остатки фауны: *Nucula tenuis* Mont., *Astarte borealis* Chem p., *Neptunca borealis* Phil., *Cardium ciliatum* Fab g., *Pecten islandicus* Müll., *Pholas crispata* L. и другие виды. Иногда встречаются своеобразные полосчатые или ленточные суглинки, в которых совершенно отсутствуют и обломочный материал и остатки фауны.

Описанные суглинки и супеси перекрываются отложениями верхней песчаной свиты мощностью около 40 м. Эти пески в отличие от песков нижележащей свиты содержат более обильную ископаемую фауну, видовой состав которой мало чем отличается от приведенного выше состава фауны из суглинистой свиты, за исключением того, что в них снова появляется *Cyprina islandica* L. и присутствует также *Macoma baltica* L.

На побережье Тазовской губы, в бассейнах рр. Мессояхи и Анти-Паютаяхи и на Тазовском полуострове преобладающую часть естественных обнажений также слагают казанцевские отложения. В их основании иногда наблюдается конгломератовидный гравийно-галечниковый горизонт, образовавшийся, по всей вероятности, в течение времени перерыва между трансгрессиями санчуговского и казанцевского морей. Здесь казанцевская свита начинается маломощными песчаными осадками, переходящими в супеси и суглинки, которые снова перекрываются песками. Как в песках, так и суглинках наблюдается сравнительно малочисленный комплекс фауны, среди которого нередко присутствуют и теплолюбивые виды: *Cardium edule* L., *Cyprina islandica* L., *Pholas crispata* L., *Balanus balanoides* L., *Macoma baltica* L. и др.

Ю. Н. Кулаков, В. И. Кайялайнен, Ю. Н. Михалюк и другие толщу морских межледниковых осадков, являющихся самыми древними образованиями, выходящими на поверхность в средней и северной частях Ямальского полуострова, расчлениют на три свиты: нижнюю — песчаную, среднюю — суглинисто-супесчаную и верхнюю — песчаную. Названные исследователи воздерживаются сопоставлять эти свиты с теми или иными горизонтами схемы В. Н. Сакса для низовьев р. Енисея и выделяют их в указанной стратиграфической последовательности только на основании фациально-литологических особенностей осадков в пределах видимой части разреза. Нам же представляется, что указанные свиты в большинстве случаев могут рассматриваться как верхняя половина разреза межледниковых осадков и соответственно сопоставляться с казанцевским горизонтом схемы В. Н. Сакса или сангомпанской свитой, выделяемой геологами Всесоюзного аэрогеологического треста для южной части п-ова Ямала.

Пески нижней свиты преимущественно мелко- и тонкозернистые, хорошо сортированные, светло-серого цвета. Они имеют весьма ограниченное распространение, вскрываясь лишь по долинам некоторых рек на западном и северо-западном побережьях п-ова Ямала. Видимая мощность их не превышает 15 м. Пески чаще всего немые, только в бассейне р. Харасовой и на северо-западном берегу полуострова, по данным В. А. Даценко, в них имеются остатки фауны гастропод: *Sipho hirsutus* Jeffr. и *S. curtus* (Jeffr.) Friele.

Наиболее широко распространены суглинисто-супесчаные отложения мощностью до 60 м. Суглинки и супеси зеленовато-серых оттенков имеют горизонтальную слоистость, часто напоминающую ленточную, и образуют плитчатую или кубовидную отдельность. Они содержат прослойки песков, единичные включения гальки, мелкие валуны и обломки древесины. Встречаются остатки фауны моллюсков и усоногих раков, а также кости кита, моржа и тюленя. Комплекс фауны смешанный. Наряду с арктическими видами *Portlandia arctica* Gray, *Neptunea borealis* Phil. присутствуют и теплолюбивые формы: *Cyprina islandica* L., *Balanus balanoides* L. При этом последние характерны для более южных районов, а первые для северных, например, зоны *Portlandia*, выделяемой на северо-западе Ямальского полуострова.

Разрез межледниковых отложений заканчивается в описываемых районах Ямальского полуострова толщей горизонтально- и косослоистых песков мощностью до 20 м с гравием, галькой, обломками древесины и редкими остатками фауны, среди которых преобладает *Macoma baltica* L.

На Южном Ямале, в низовьях р. Оби, в южной части Тазовского полуострова и в прилегающих к ним районах геологи Всесоюзного аэрогеологического треста также выделяют три пачки пород, объединяемые в сангомпанскую свиту, которую можно сопоставлять с казанцевским горизонтом схемы В. Н. Сакса. Нижняя пачка представлена преимущественно серыми и желтовато-серыми, иногда косослоистыми, мелкозернистыми песками с растительными остатками, глинистыми и торфянистыми прослойками и редко с гравием и галькой. Средняя пачка образована зеленовато-серыми глинами или суглинками и супесями, часто имеющими тонкую горизонтальную слоистость типа ленточной. Верхняя пачка снова представлена песками, аналогичными песками нижней пачки. Мощность отложений сангомпанской свиты имеет значительные колебания и изменяется для разных районов от 30—50 до 100 м. При этом максимальные мощности наблюдаются на левобережье р. Оби и Обской губы. Отложения сангомпанской свиты, так же как и салемальской, не содержат фауны и разделение их на горизонты основано только по фациально-литологическим признакам. Состав спор и пыльцы в них характеризуется третичными, меловыми и четвертичными формами, причем среди последних преобладает пыльца сосны, березы и сли. Из диатомовых представителей встречаются морские третичные формы и единичные пресноводные виды четвертичного возраста.

Межледниковые осадки на большей части рассматриваемой территории перекрываются отложениями, связанными с последним покровным оледенением. Согласно В. Н. Саксу, они имели наименование зырянского горизонта. Эти отложения отсутствуют лишь в северной половине Ямала, на п-овах Мамонга и Явае и в отдельных районах юго-западной части Гыданского и северной части Тазовского полуострова.

Типичные морены во внутренних частях низменности, как правило, представляют редкое явление среди зырянских отложений. Приурочены они в основном к участкам, тяготеющим к горному обрамлению, в пределах которого развивалось оледенение. Морены сложены несортированными бурыми и серыми валунными суглинками и супесями мощностью до 20—40 м. По мере удаления от центров оледенения в моренных

отложениях появляется большее количество песка и они переходят по простирацию в водно-ледниковые, главным образом флювиогляциальные, образования. В этих же направлениях одновременно наблюдается и уменьшение мощности осадков.

Зырянскими песками сложены своеобразные краевые грядовые комплексы или участки камового рельефа, а также обширные зандровые равнины. Пески имеют разную сортировку, различные количественные соотношения и состав обломочного материала. В одних случаях они разнозернистые с преобладанием крупных фракций, часто косослоистые, с обильным содержанием гравийно-галечно-валунного материала в виде включений, линз и прослоев. В других же случаях пески мелкозернистые, хорошо сортированные, без каких-либо включений или с единичной рассеянной галькой и отдельными валунами. Надо сказать, что не всегда возможно отделить зырянские пески от подстилающих песков казанцевской свиты (когда последние фаунистически не охарактеризованы).

Органический остатков зырянские пески, как правило, не содержат. Минералогический состав тяжелой фракции песков для разных районов весьма различен. В восточной части рассматриваемой территории в зырянских песках, как и во всех четвертичных осадках, преобладают пироксены (до 80%), что отличает их от более древних рыхлых отложений, почти не содержащих эти минералы. По мере движения на запад в зырянских песках, почти так же как и в казанцевских, наблюдается уменьшение пироксенов и соответствующее увеличение минералов из группы амфиболов, эпидота, граната и циркона. Так, на Южном Ямале, помимо черных рудных минералов, составляющих иногда более 50% состава тяжелой фракции песков, присутствуют эпидот (до 23%), циркон и роговые обманки (до 20%) и гранат (до 13%), в то время как на долю пироксенов приходится единицы процентов. Состав валунно-галечникового материала зырянских ледниковых и водно-ледниковых отложений на Гыданском полуострове и Енисейско-Тазовском междуречье характеризуется преобладанием изверженных пород трапповой формации наряду с осадочными породами главным образом мелового возраста. На Ямале, Тазовском полуострове и Пур-Обском междуречье в этих отложениях наблюдаются осадочные, метаморфические и изверженные породы уральского комплекса. Мощность зырянских отложений для отдельных районов достигает 40—60 м.

Послезырянские верхнечетвертичные отложения в пределах рассматриваемой территории расчленяются с большим трудом и по поводу их генезиса и возраста имеются различные суждения. По мнению В. Н. Сакса, вслед за зырянским оледенением здесь происходила трансгрессия (каргинская), затопившая северную половину Ямальского полуострова и окраинные участки Гыданского полуострова и создавшая в низовьях крупных рек условия для образования опресненных заливов и выработки широких долин. Следуя В. Н. Саксу, геологи Всесоюзного аэрогеологического треста выделяют каргинские отложения в южных районах Тазовского и Ямальского полуостровов, относя к ним преимущественно песчаные осадки с прослоями супесей, суглинков, торфов и иногда растительных остатков, которые слагают террасовидные участки на западном побережье Обской губы и вторую надпойменную террасу в долинах рек. В первых районах они рассматриваются как морские отложения, а во вторых как соответствующие им аллювиальные образования. При этом указывается, что переход каргинской террасы к прилежащим водно-ледниковым равнинам междуречий почти везде происходит незаметно и постепенно, а, если иногда и выражен, то в виде очень пологих уступов.

Аналогичные отложения, приуроченные к таким же террасовидным участкам, широко распространенным на западном побережье Обской губы, в средней и, реже, в северо-восточной частях п-ова Ямала, геологи

Института геологии Арктики в одних случаях относили к современным озерным осадкам, в других—к позднеледниковым гляциально-морским и раннесовременным морским нерасчлененным отложениям.

На Гыданском полуострове подобные отложения слагают низменные равнины на левобережье рр. Танама и Мессояхи, а также прослеживаются в придолинных участках ряда других рек, формируя в них террасовидные поверхности. Большинство исследователей рассматривают их как озерно-аллювиальные образования, накопление которых началось в позднезырянское время и закончилось в основном, вероятно, к началу современного.

Последняя точка зрения, по-видимому, наиболее отвечает действительным условиям и времени осадконакопления послезырянской толщи. Подтверждением этому служит целый ряд признаков. Одним из них является близкое сходство в характере осадков и устройстве поверхности как в районах развития этих отложений вблизи побережий современных губ и заливов, так и на значительном удалении от них—в придолинных участках рек. От собственно речных отложений их отличает отсутствие ясно выраженных фаций руслового и пойменного аллювия в разрезах верхней надпойменной террасы, а также постепенный ее переход к долинным зандрам и зандровым равнинам междуречий. Морское происхождение их не подтверждается фауной в северных прибрежных районах. Иногда встречающиеся остатки морской фауны принадлежат, по всем данным, отложениям первого межледниковья, выходящим в цоколе таких террас, что подтверждается и видовым составом фауны.

Послезырянские озерно-аллювиальные отложения представлены главным образом мелкозернистыми песками и супесями, реже суглинками и глинами, иногда переслаивающимися между собой. Они содержат в верхних частях разреза прослой намывных торфов и растительных остатков. Обычно разрез заканчивается торфяниками мощностью в среднем до 2 м. В районах, располагающихся южнее 71° с. ш., в основании торфяников встречаются довольно крупные стволы лиственницы, ели, сосны и березы. К верхним горизонтам этих отложений приурочено большинство находок мамонтовой фауны: позднего мамонта (*Elephas primigenius* Blum.), дикой лошади, северного оленя, овцебыка и бизона. Общая мощность послезырянских отложений достигает 20—30 м.

Таким образом, озерно-аллювиальные отложения, выделяемые в придолинных частях рр. Оби, Надыма, Пура, Мессояхи, Танама и др., а также на отдельных прибрежных участках губ и заливов, и на островах, слагающие террасовидные участки высотой от 12—15 до 25—30 м венчают разрез верхнечетвертичного отдела. Во времени они формировались в течение второго межледниковья или интерстадиала, а также сартаевского оледенения или стадии.

Сартаевские ледниковые отложения, связанные, скорее всего с горно-долинной стадией последнего оледенения, выделяются В. К. Хлебниковым в приуральской предгорной части низменности. Здесь они образуют конечноморенные гряды, сложенные валунными суглинками, песками и валунниками общей мощностью в среднем около 25 м.

Современный отдел

К современным образованиям относятся аллювиальные отложения пойменной и нижней надпойменной террас в долинах рек, а также дельтовые, озерные, элювиально-делювиальные, озерно-болотные и эоловые отложения. При этом выделяются раннесовременные отложения, соответствующие по времени образования последнему климатическому оптимуму. Они имеют сравнительно небольшое распространение. Ими слагается нижняя или первая надпойменная терраса рек высотой 6—10 м. Разрез

их начинается чаще всего песками, переходящими кверху в илстые супеси, переслаивающиеся с суглинками, и реже песками, содержащими прослой намывных торфов, растительного детрита и древесные остатки. В круле иногда наблюдаются торфяники.

Нужно отметить, что геологи Всесоюзного аэрогеологического треста и ВСЕГЕИ для низовьев рр. Оби и Пура формирование вышеописанных отложений первой надпойменной террасы относят ко времени сартанского горно-долинного оледенения, т. е. еще к верхнечетвертичному отделу.

К раннесовременным образованиям следует относить аллювиальные и дельтовые отложения, а также развитые среди них озерные осадки, которыми слагаются террасы и террасовидные участки высотой 4—5, 7—8 и, реже, 9—10 м. Эти террасы наблюдаются на западном побережье Обской и Гыданской губ на п-ове Явай, о-вах Белом, Шокальско-го, Оленьем и Сибирякове. В их строении принимают участие илстые пески, супеси и суглинки с намывным торфом и растительным детритом. Среди этих осадков иногда встречаются остатки современной фауны пресноводных моллюсков: *Radix ovata* D'ар., *Galba truncatula* var. *oblonga* Put., *Gyraulus laevis* Ald., *Sphaerium corneum* L., *Pisidium casertanum* Poli и др. Мощность раннесовременных отложений не менее 12—15 м.

Наиболее молодыми отложениями современного отдела являются русловые и пойменные осадки в долинах рек и в их устьевых частях. В устьях рек, впадающих в губы и заливы, формируются приморские террасы — дельты, причем осадконакопление здесь происходит главным образом за счет выноса рыхлого материала речными, преимущественно паводковыми водами. Близ морских побережий, главным образом на островах, выделяются современные морские, преимущественно песчано-илстые отложения.

В настоящее время происходит образование озерных и озерно-болотных отложений, слагающих низкие озерные террасы. К современным же отложениям принадлежат элювиально-делювиальные образования, развитые в основном на склонах речных долин. Изредка встречаются эоловые отложения. Мощность всех этих отложений и площадное распространение невелики.

Все современные отложения имеют разнообразный литологический состав. Они изменяются от крупных песков до чистых глин и являются результатом неоднократного перемива и переотложения более древних рыхлых четвертичных отложений.

ТЕКТОНИКА

Слабая геологическая и геофизическая изученность арктической части Западно-Сибирской низменности и недостаточный уровень наших знаний о глубинном ее строении весьма затрудняют достаточно полное освещение тектоники этой обширной территории.

Приенисейскую часть низменности В. Н. Сакс вслед за Н. С. Шатским называет Усть-Енисейской впадиной и рассматривает ее как самостоятельный элемент. При этом под Усть-Енисейской впадиной понимается вся западная территория Таймырской низменности, заключенная между горными сооружениями складчатой области и столовыми горами северо-западной окраины Сибирской платформы, а также примыкающие к ней районы левобережья р. Енисея и Гыданского полуострова. На запад впадина открывается в пределы Западно-Сибирского прогиба, занимающего Западно-Сибирскую низменность, и является его ответвлением, как ранее уже указывал на это Ф. Г. Марков.

Рассматривая вопрос о строении фундамента Усть-Енисейской впадины, В. Н. Сакс высказывает предположение о том, что отсутствие достоверного триаса во всех пробуренных здесь скважинах ставит под сом-

нение существование герцинского прогиба в ее пределах и позволяет с большим основанием считать, что эта впадина является мезозойской структурой, выполнена юрскими, меловыми и четвертичными осадками и имеет в своем основании герцинский складчатый фундамент. Наличие последнего в южной части впадины, примыкающей к Средне-Сибирскому плоскогорью, вполне возможно, если предположить, что герцинские складки Таймыра соединяются со складками Приенисейской зоны.

Анализируя в региональном плане новые сводные материалы результатов аэромагнитной съемки и данные наземных гравимагнитных и сейсморазведочных работ, а также привлекая новейшие геологические и геофизические материалы по горному обрамлению, можно предложить следующую схему тектонического районирования фундамента мезокайнозойского чехла как приенисейской части севера низменности, так и более западных ее районов.

Южнее и западнее гор Бырранга в пределах Таймырской низменности можно выделить зону погруженной герцинской складчатости шириной порядка 150 км. Западно-юго-западные простирания магнитных и гравитационных аномалий в пределах этой зоны на левобережье Енисейского залива изменяются на широтные, а в северной части Гыданского полуострова, на п-овах Явае, Мамонта и Оленьем — на северо-западные. Подобный характер геофизических полей позволяет предполагать отклонение таймырских складок к северо-западу. Об этом свидетельствуют и геологические наблюдения в приенисейском районе Западного Таймыра, где также устанавливается, что складчатость меняет свое направление на западно-северо-западное. Последнее обстоятельство, в основном и позволило в свое время Е. М. Люткевичу высказать предположение о повороте таймырской складчатости в этом направлении и о связи Таймыра и Урала через Новую Землю. Существует ли подобная связь и продолжают ли складки Таймыра на Новую Землю или затухают в этом направлении — остается пока неясным ввиду отсутствия геофизических данных по Карскому морю. Остается также открытым вопрос о возможной виргации таймырских складок и частичном повороте их на юг, как предполагал Н. Н. Урванцев, что, по мнению В. Н. Сакса, находит некоторое подтверждение в характере гравитационных и магнитных аномалий и в развитии куполовидных структур в отдельных районах северной части Усть-Енисейской впадины. В целом же подобное предположение не находит, как будто бы, отражения в характере магнитного и гравитационного полей.

Южнее вышеотмеченной зоны предполагаемого распространения погруженных герцинских структур намечается сравнительно узкая полоса (не более 50—60 км), характеризующаяся пониженными значениями силы тяжести и магнитного поля и в связи с этим, возможно, соответствующая положению передового прогиба Таймырской складчатой области.

Еще далее к югу от зоны погруженной герцинской складчатости выделяется впадина в фундаменте с глубиной залегания поверхности последнего более 4000 м. Эта впадина располагается в пределах южной части Гыданского полуострова и включает почти целиком бассейны рр. Танама, Мессояхи и Большой Хеты. В северо-восточной ее части находится дельта р. Енисей и прилегающие районы его правобережья, захватывающие верховья р. Агапы. В пределах впадины наблюдается обширный магнитный минимум, в то время как по периферии она почти сплошь окаймляется положительными магнитными аномалиями, большая часть которых, по мнению Д. В. Левина и С. М. Крюкова, связана с зонами разломов. Кровля палеозоя близ восточных границ впадины, по сейсмическим данным, погружается на 3,5—4,0 км и более. Таким образом, будет, по-видимому, более правильным под Усть-Енисейской впадиной понимать именно эту территорию, а не всю западную часть Таймырской низменности с прилегающей площадью левобережья р. Енисей.

Самые восточные районы северной части Западно-Сибирской низменности, прилежащие к долине р. Енисея, на участке между Полярным кругом и г. Дудинкой представляют собой, по всей вероятности, опущенные по разломам краевые участки Сибирской платформы. Подтверждением этого предположения служат как данные сейсмических работ, проведенных на междуречье Большой Лайды (приток р. Малой Хеты) и Енисея, так и общий характер магнитного поля над указанными районами. По своим особенностям магнитное поле на левобережье р. Енисея в пределах полосы шириной 50—80 км мало чем отличается от характера поля в правобережной его части, где под четвертичным покровом развиты пологозалегающие осадочные толщи палеозоя. Углы падения в палеозойских отложениях на левобережье р. Енисея, по сейсмическим данным, где превышают 20°. Кровля палеозоя погружается в западном направлении и на расстоянии 30—40 км от последних выходов палеозойских пород на поверхности величина этого погружения составляет порядка 1000 м (Дудинка, Лузино). Вместе с тем на левобережье р. Енисея возможны участки с более высоким положением кровли палеозоя, как это имеет место на Точинском поднятии в пределах Малохетской антиклинали, что, по-видимому, связано с проявлением глыбовой тектоники.

Приведенные сейсмические и аэромагнитные данные, а также преобладание небольших углов падения в палеозойских породах в прилежащих к р. Енисею районах, образующих пологие платформенные структуры, и вероятная связь наблюдаемых иногда крутых падений в этих породах с крупными нарушениями разрывного характера и внедрением интрузивных тел траппов, как это отмечается в других окраинных частях Тунгусской синеклизы, — все это, возможно, свидетельствует о том, что полная складчатость в низовьях р. Енисея в течение палеозоя не проявлялась. В этом случае остаются необъяснимыми большие плотности аргиллитов пермо-триаса или нижнего триаса в скважинах Малохетской антиклинали, приближающиеся к плотности пород в складчатых областях, а также значительные углы их падения. Здесь может быть следует иметь в виду, что указанная мезозойская структура располагается уже в пределах упоминавшейся ранее зоны разломов в фундаменте или зоны дробления, чем, вероятно, частично и обусловливается увеличение плотности указанных аргиллитов и появление нарушений.

К западу от вышеописанного Приенисейского района арктической части Западно-Сибирской низменности строение фундамента, по-видимому, существенно меняется, что находит отражение в изменении характера магнитного поля. Здесь в пределах полосы шириной более 200 км, захватывающей бассейны низовьев рр. Пура и Таза, весь Тазовский полуостров, западное побережье Гыданского полуострова и почти всю северную половину Ямальского полуострова, наблюдается зона положительных аномалий и слабых пониженных полей, ориентированных на всем протяжении в северо-западном направлении. Подобный характер магнитного поля позволяет предполагать в этих районах существование древней погребенной складчатой зоны, являющейся возможным продолжением структур Енисейского кряжа. Можно думать, что с начала палеозоя этот участок земной коры представлял собой жесткое сооружение и в течение всего этого времени, а может быть частично и мезозоя, являлся областью сноса для районов, располагавшихся как на восток, так и на запад от него. Он же, вероятнее всего, и определил поворот таймырских и уральских складок на северо-запад.

О существовании источников сноса в описываемых районах свидетельствуют состав осадков и расположение фациальных зон в ордовике, в начале нижнего девона и в нижнем карбоне, наблюдаемые на Полярном Урале и Пай-Хее. Об этом же говорят имеющиеся данные по запад-

ному Таймыру, указывающие, что терригенный материал в пермское время сюда поступал с северо-запада и запада.

В западных районах низменности, в низовьях р. Оби и на Южном Ямале отчетливо выделяются две зоны, весьма отличные друг от друга по характеру магнитного и гравитационного полей. Территория, непосредственно примыкающая к предгорьям Полярного Урала и Пай-Хоя, охватывающая также Байдарацкую губу, представляет собой, по всем данным, погруженную часть Уральской складчатой области. В пределах этой зоны шириной более 100 км наблюдаются интенсивные положительные аномалии магнитного поля, вызываемые интрузиями основных и ультраосновных пород, характерных для восточного склона Урала. Простираясь аномалий северо-восточные, переходящие к северу в северо-западные. Особенно широко эти аномалии отмечаются в районе широтного колена р. Оби, ниже г. Салехарда, и в ее дельте, а также севернее этих участков. Значительная величина горизонтального и вертикального градиентов магнитного поля и повышенные значения силы тяжести позволяют предполагать здесь сравнительно небольшую глубину залегания кровли палеозоя, вмещающего интрузии указанных выше пород, которая, по-видимому, не превышает 1000 м.

Вторая зона разделяет отмеченную область погруженных уральских герцинид от предполагаемой более древней погребенной складчатой области, о которой было сказано выше. Для этой зоны шириной в среднем около 100 км характерно полное совпадение отрицательных значений магнитного и гравитационного полей, прослеживающееся на значительном протяжении от Полярного круга до западного побережья Среднего Ямала. Указанный характер геофизических полей свидетельствует, скорее всего, о наличии здесь какого-то прогиба, выполненного менее плотными и почти немагнитными осадочными породами, имеющими значительную мощность.

Тектоника мезозойских и кайнозойских отложений арктической части Западно-Сибирской низменности изучена еще слабо. К главнейшим структурам первого порядка относятся, с одной стороны, впадины, выполненные мезо-кайнозойскими осадками мощностью более 3—4 км, а с другой стороны, поднятия, своды или выступы, в пределах которых мощности осадочного чехла уменьшаются. Наиболее крупной впадиной является Усть-Енисейская, занимающая большую часть Гыданского полуострова, левобережье р. Енисея и район его дельты. В западной части можно выделить Ямальскую впадину, располагающуюся в южной половине Ямала. Обе впадины разделяются Ямало-Тазовским поднятием или сводом, который занимает центральную часть Ямала, почти весь Тазовский полуостров и западное побережье Гыданского полуострова. Усть-Енисейская впадина на северо-востоке ограничена выступом погруженных таймырских герцинид или Таймырским выступом, а на юго-востоке опущенными краевыми участками северо-западной части Сибирской платформы или Норильским выступом. Ямальская впадина на западе ограничена выступом погруженных уральских структур или Щучинским выступом.

К структурам второго и более мелких порядков в низовьях р. Енисея относится, в первую очередь, Малохетская антиклиналь, детально изученная в последнее время В. Н. Саксом и З. З. Ропкиной. Антиклиналь располагается большей своей частью на правобережье р. Енисея, а поэтому более подробные сведения о ней приводятся в геологическом очерке по Таймырской низменности. В общем, Малохетская антиклиналь протягивается от устья р. Малой Хеты в северо-восточном направлении до верховьев р. Агапы, на расстояние около 120 км. В ее сводовой части юрские и меловые слои приподняты до 1500 м над соседними участками. Углы падения на крыльях колеблются от 5 до 20°, а местами до 30°. Структура осложнена дополнительными поднятиями и перебита

послемеловыми сбросами амплитудой в среднем в 50—150 м, а в одном случае до 500 м.

Из других мезозойских структур в приенисейских районах низменности, по данным сейсмоки, намечаются небольшие очень пологие антиклинальные складки в верховьях р. Большой Лайды. По материалам А. П. Пуминова и С. Л. Троицкого, выходы сеноманских пород на Дорофеевском полуострове с углами падения слоев до 23° и северо-восточным простиранием можно связывать с наличием здесь также антиклинальной складки. Верхнесантонские отложения, слагающие довольно крупную возвышенность Сигирте-Надо (или Оленьи Рога) на правом берегу р. Танама, образуют, по имеющимся данным, пологое поднятие, возможно типа брахиантиклинали или куполовидной структуры. Наконец, в верховьях р. Малой Хеты отмечается крупная изолированная возвышенность (сопка Кодла), которая может отражать собой куполовидную структуру в мезозойской толще. В то же время приуроченность возвышенности к положительной магнитной и гравитационной аномалиям дает основание предполагать наличие здесь структуры облекания, связанной с глыбовым поднятием фундамента в виде горста.

В более западных районах низменности намечается довольно крупное, вероятно, поднятие верхнемеловых и третичных пород, приуроченное к юго-западной части Тазовского полуострова (Табьяхинская структура). Оно фиксируется выходами на дневную поверхность отложений датского яруса в верховьях рр. Хадутэ и Таб-Яхи и на р. Ныде, по периферии которых наблюдаются третичные, преимущественно палеогеновые отложения. Имеется некоторое основание предполагать существование антиклинальной складки в верхнеюрских и нижнемеловых отложениях на участке г. Салехард — станция Обская, в низовьях р. Оби, где проведены буровые работы Уральским геологическим управлением, Гидропроектом и Желдорпроектом. По данным этих работ, сводовая часть складки намечается в нескольких километрах юго-восточнее станции Обская, на левобережье р. Оби, в пределах которой под четвертичными отложениями наблюдаются морские осадки верхней юры (оксфорд — кимеридж). Указанные отложения испытывают очень пологое погружение под более молодые отложения нижнего мела в сторону г. Салехарда, тогда как к северо-западу они падают под углом не менее 10—12°. Простирание складки остается пока неизвестным.

Такое предположение допустимо, если окончательно будет доказан нижнемеловой возраст угленосных отложений, вскрытых скважиной на станции Обской. Вместе с тем нужно предполагать существование какого-то поднятия и в самом г. Салехарде. Об этом свидетельствуют данные бурения скважины, законченной недавно трестом «Тюменьнефтегеология», в которой, по сообщению С. Г. Галеркиной, верхнеюрские угленосные отложения, залегающие на породах фундамента, имеют мощность несколько метров, тогда как на левобережье р. Оби мощность их составляет не менее 100 м. Наличие поднятия подтверждается здесь также выпадением из разреза нижних горизонтов четвертичных отложений, а кроме того, находит отражение и в характере рельефа на правом берегу р. Оби.

Следует, наконец, отметить так называемые грядовые комплексы, отчетливо выраженные в современном рельефе в областях развития ледниковых и водно-ледниковых отложений. Они распространены в центральных районах п-ова Гыданского, в южных частях Ямальского и Тазовского полуостровов и на водоразделе рр. Большой Хеты и Мессояхи. Грядовые комплексы представляют собой систему параллельных гряд или валов, которые разделены понижениями, заполненными иногда озерами. Простирание гряд преимущественно северо-западное или близкое к меридиональному. Такие грядовые формы рельефа большинством исследователей связываются с ледниковой аккумуляцией. Однако впол-

не возможно, что в отдельных местах подобные гряды отражают структурные особенности более древних, меловых или третичных пород, близко залегающих от поверхности. В этом случае при наклонном залегании неоднородных по составу или плотности пластов этих пород в результате ледниковой деятельности мог возникнуть такой грядовый рельеф, напоминающий куэстовый.

На всей остальной территории низменности дочетвертичные отложения закрыты мощной толщей четвертичных образований, и при отсутствии данных бурения судить о их структурных особенностях, естественно, не приходится.

Проявления новейшей тектоники в рассматриваемых районах сказались прежде всего на колебательном характере движений данного участка земной коры. Эти движения вызывали в течение четвертичного периода неоднократные трансгрессии и регрессии моря, обусловили чередование морских и континентальных условий развития страны. При всей своей относительной мобильности арктическая часть низменности в целом представляет область преобладающего опускания, в пределах которой накопилась значительной мощности толща четвертичных осадков. Вместе с тем характер и интенсивность колебательных движений, как и других проявлений неотектоники, в разных районах низменности и в разные отрезки четвертичного времени, по имеющимся наблюдениям, различны. В связи с этим в ее пределах можно выделить условно следующие три области, отличные друг от друга по указанным выше признакам.

Районы, прилежащие к р. Енисею примерно до 82° в. д. и включающие целиком бассейны рр. Малой Хеты, Большой Хеты, Соленой, верховья р. Мессояхи и правые притоки р. Таза, можно рассматривать как область относительно интенсивных дифференцированных колебательных движений в четвертичное время, с преобладанием современных поднятий и развитием блоковых унаследованных движений по древним разломам фундамента.

Вторая область, захватывающая Дорофеевский полуостров, центральные и юго-западные районы Гыданского полуострова, весь Тазовский полуостров и низовья рр. Пура и Таза, характеризуется дифференцированными движениями в четвертичное время. В пределах этой области на фоне преобладающего опускания наблюдаются новейшие валобразные поднятия, выраженные в рельефе и фиксируемые выходами дочетвертичных пород, и приуроченные к ним участки блоковых унаследованных движений по древним разломам.

Все остальные районы низменности, включающие весь п-ов Ямал, северную оконечность Гыданского полуострова с п-овами Явай, Мамонта, Олений и прилежащие о-ва Карского моря можно характеризовать как область дифференцированных движений в четвертичном периоде с преобладанием опусканий в течение верхнечетвертичного и современного времени.

Что касается природы нарушений в четвертичных отложениях, то до сих пор в этом вопросе много неясного. При общем горизонтальном залегании отложений нередко наблюдаются случаи, когда углы падения пластов измеряются единицами, а иногда и десятками градусов, причем это прослеживается часто на значительном протяжении. Преобладающее большинство исследователей связывает подобные явления или с гляциодислокациями, или с оползневыми или мерзлотными процессами.

В то же время обращает на себя внимание крайне неравномерное распределение подобных нарушений по всей территории. Наибольшее их число приурочено в основном к двум районам: к бассейнам рр. Большой Хеты и Малой Хеты, а также к Дорофеевскому полуострову и участкам, располагающимся несколько южнее его. В других же райо-

нах, в частности на п-ове Ямале, они наблюдаются в единичных случаях.

Казалось бы, что при сравнительно однообразном литологическом составе отложений и сходных в общем физико-географических условиях следовало ожидать равномерного проявления, например, оползневых или мерзлотных процессов, а также гляциодислокаций в областях, подвергавшихся оледенению. Однако этого на рассматриваемой территории не наблюдается, в связи с чем напрашивается вывод, что, если часть нарушений, несомненно, обязана упомянутым выше процессам, то некоторые из них являются, возможно, отражением собственно тектонических проявлений как пликативного, так и разрывного характера.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Среди полезных ископаемых арктической части Западно-Сибирской низменности в первую очередь необходимо отметить нефть и горючие газы, затем бурые и каменные угли, каолины, диатомиты и опоки, кварцевые пески, торф и различного рода строительные материалы.

Прямые признаки нефтеносности отмечаются почти по всему разрезу мезозоя в сводовой части Малохетской антиклинали в Усть-Енисейском районе. Наиболее многочисленные битумопроявления, пятна нефти и капельно-жидкая нефть встречаются в отложениях баррема, готерива, валажжина и среднего лейаса. Нефтепроявления наблюдаются здесь в отдельных случаях и в туфогенно-аргиллитовой толще пермо-триасового (нижнетриасового) возраста, где они приурочены к трещинам сбросов. Известны также битумопроявления и на междуречье Большой Хеты и Малой Хеты, обнаруженные в отложениях сантона. Оценивая перспективы нефтеносности Усть-Енисейского района, В. Н. Сакс считает, что преобладание мелководных морских фаций в разрезе юры и мела и обогащение осадков органическим веществом являются благоприятными обстоятельствами для нефтеобразования в этих отложениях. Кроме того, удовлетворительные коллекторские свойства песчанистых отложений, присутствие в разрезе глинистых свит, которые могут являться хорошими покрывками, а также наличие благоприятных структур, способствуют, по его мнению, появлению и сохранению нефтяных залежей в мезозое приенисейских районов. Вместе с тем, не исключена возможность обнаружения нефтяных месторождений и в доступных для разведки палеозойских отложениях в низовьях р. Енисей, как полагают Н. А. Гедройц и другие.

Что касается более западных районов низменности, то прямых признаков нефтеносности там пока не отмечено, хотя целый ряд косвенных указаний и общие геологические соображения также позволяют предполагать возможную их перспективность на нефть. Благоприятные в этом отношении фации и структурно-геологические условия в мезозойских осадках можно, по-видимому, ожидать на большей части Гыданского и на Тазовском полуостровах. Для Южного Ямала и приобских районов к числу косвенных признаков можно отнести обильные битумопроявления в девонских известняках бассейна р. Щучьей, наличие битумов и минерализованных вод, близких к нефтяным, в нижнемеловой толще, вскрытой скважиной в г. Салехарде, а также повышенную битуминозность четвертичных отложений на отдельных участках.

Выходы горючих газов на поверхность впервые были отмечены Н. А. Гедройцем в низовьях р. Малой Хеты (1934 г.). В большинстве скважин, пройденных здесь в последующие годы, также установлены газопроявления, причем в отдельных случаях весьма интенсивные. Имеются указания на газирование скважин на междуречье Большой Хеты и Малой Хеты. Обнаружены выходы газов на рр. Большой Хете и Соленой, также на Дорофеевском полуострове. Горючие газы Усть-

Енисейского района содержат тяжелые углеводороды, что позволяет видеть в этом нефтяную их природу. Возраст газов, по мнению Н. Н. Ростовцева, мезозойский.

В отдельных пунктах Гыданского полуострова и п-ова Ямала также отмечаются незначительные выделения газов на реках и озерах. В большинстве случаев они, вероятно, являются обычным болотным газом, образующимся в четвертичных осадках.

В юго-западных районах рассматриваемой территории газопроявления известны в скважинах на мысе Каменном и в г. Салехарде. В первом случае они приурочены к четвертичным отложениям, во втором — к нижнемеловым породам.

Угленосные горизонты широко развиты в юрских и особенно в меловых отложениях арктической части низменности. К юрским отложениям Малохетской антиклинали приурочены маломощные пропластки каменного угля. Они обнаружены в отложениях верхнего лейаса и средней юры. Наиболее мощные и многочисленные пласты каменных и бурых углей содержатся в меловой угленосной толще. Возможно, что они залегают на небольшой глубине непосредственно под четвертичными отложениями на отдельных участках. В этих случаях разработка их окажется вполне доступной и рентабельной.

В низовьях р. Оби практический интерес представляют бурые угли верхнеюрского, а также апт-альбского возраста, которые обнаружены под четвертичными отложениями при бурении близ станции Обская.

Кварцевые пески с каолиновым цементом и с прослоями и линзами каолиновых глин, относимые к датскому ярусу (сымская свита), имеют сравнительно небольшое распространение в пределах рассматриваемой территории. Естественные их выходы приурочены к южной части Газовского полуострова, к бассейнам рр. Пура и Ныды. Каолиновые глины этих районов представляют довольно высококачественное сырье для керамической промышленности.

Диатомитовые и опоковидные глины и опоки нижнетретичного возраста встречаются в бассейне р. Надыма и на левых притоках р. Пура. Маломощные прослои диатомита обнаружены в четвертичных озерно-болотных отложениях на р. Малой Хете.

Залежи торфяников пользуются наибольшим распространением в южной половине арктической части низменности. Плохо разложившийся торф нередко содержит примесь терригенного материала. Пригодные для различных строительных целей пески развиты на всей территории почти повсеместно. Они могут найти широкое применение в строительстве.

Глины и суглинки, также пользующиеся повсеместным распространением в рассматриваемой территории, во многих случаях могут быть использованы в качестве материала для изготовления строительного кирпича. Некоторые разновидности их могут оказаться пригодными в качестве отбеливающих материалов, а также для приготовления глинистого раствора, применяемого при бурении.

*Б. В. ТКАЧЕНКО, М. И. РАБКИН, К. К. ДЕМОКИДОВ, В. А. ВАКАР,
А. Л. ГРОЗДИЛОВ, Е. Л. БУТАКОВА, С. А. СТРЕЛКОВ*

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ СРЕДНЕ-СИБИРСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ

ВВЕДЕНИЕ

Границы северной части Средне-Сибирского плоскогорья, принадлежащего Сибирской платформе, проходят на западе по долине р. Енисея, а на востоке несколько восточнее водораздела между рр. Оленек и Леной. Северная граница этой области приурочена к окраине плато, отделяющего его от Северо-Сибирской низменности. Южная граница является чисто условной и примерно совпадает с линией Северного полярного круга.

Геологическая изученность описываемой территории неравномерна. Площадь, примыкающая к Норильску, изучена весьма детально, тогда как основные сведения о геологическом строении остальной территории ограничиваются данными, полученными при миллионной геологической съемке. Лишь на ограниченных участках проводилось геологическое картирование в более крупных масштабах.

В истории геологических исследований северной части Сибирской платформы могут быть выделены несколько основных этапов.

В течение первого этапа, продолжавшегося до Великой Октябрьской социалистической революции, геологические представления об этой обширной территории строились на весьма ограниченных материалах, добытых несколькими экспедициями Русского географического общества и данных маршрутных исследований частных предпринимателей. Среди геологических исследований названного периода должны быть отмечены работы: Р. Маака, А. Ф. Миддендорфа, И. А. Лопатина, Ф. В. Шмидта, А. Л. Чекановского, И. П. Толмачева и О. Баклунда, а также проспекторские работы М. К. Сидорова, К. А. Сотникова и Н. В. Асташева.

Второй этап начался после Великой Октябрьской социалистической революции и продолжался до Великой Отечественной войны. В течение этого периода проводились преимущественно маршрутные исследования, значительно отличавшиеся от прежних в сторону большей их детализации. Помимо основных речных артерий, Енисея, Лены, Оленека, Нижней Тунгуски, был обследован и ряд крупных притоков. В связи с выявлением в этих районах месторождений полезных ископаемых различными геологическими организациями начали проводиться и более детальные работы. Среди исследователей этого периода следует указать С. В. Обручева, Н. Н. Урванцева, Б. Н. Рожкова, Г. Г. Моора и Н. П. Аникеева. Позднее, с 1936 г. региональные геологические исследования на этой территории начали проводиться организациями Главсевморпути, в которых участвовали Г. Д. Аллер, Н. П. Аникеев, П. Г. Верхоланцев, А. А. Волосатов, А. Е. Воронцов, Д. С. Гантман, А. И. Гусев, С. И. Дру-

гов, П. Н. Кабанов, А. В. Кординов, В. Н. Кузнецов, Ф. Г. Марков, В. А. Мельников, А. Ф. Михайлов, И. В. Моисеев, Г. Г. Моор, Б. Н. Рожков, Б. В. Ткаченко, А. П. Тебеньков, С. С. Флейшман, Е. Н. Фрейберг, Н. А. Шведов, Л. М. Шорохов и О. Л. Эйно́р.

В период Великой Отечественной войны региональные геологические исследования на Сибирской платформе несколько сократились. В 1941—1942 гг. Ф. Г. Марков исследовал северную часть платформы совершив маршрут по р. Котую. В это же время Г. Г. Моор и Л. И. Скропышев проводили исследования на водоразделе рр. Нижней Тунгуски и Котуя, а А. К. Бобров и Г. Г. Григорьев исследовали верхнее течение р. Оленек.

В значительных масштабах стали проводиться работы по изучению геологии полезных ископаемых Норильского района. В этих исследованиях участвовали Н. Н. Урванцев, Г. Г. Моор, В. К. Котульский, Н. С. Зонтов, А. Е. Воронцов, А. Е. Нелюбин, Г. М. Шешукова, Ю. М. Шейнман, И. А. Коровяков, Г. Д. Маслов, П. И. Савенко, В. С. Домарев, Ю. А. Спейт.

После окончания Великой Отечественной войны геологические организации Главсевморпути развернули большие работы по систематическому геологическому картированию всего севера Сибирской платформы. Так, в течение 1946—1950 гг. экспедициями Института геологии Арктики была полностью заснята в различных масштабах вся территория Анабарского кристаллического щита. В исследованиях принимали участие Г. Л. Вазбуцкий, М. И. Рабкин, А. А. Межвилк, М. Ф. Беляков, Ф. И. Иванов, Е. И. Подкопаев, Л. П. Смирнов, М. Н. Злобин, М. Т. Кирюшина, Л. В. Климов, Робачевский, И. В. Сумин, А. Н. Наумов, Б. В. Ткаченко, Г. А. Ермолаев. В 1950 г. широкие исследования развернулись на востоке, охватив область распространения пород нижнего палеозоя. От Института геологии Арктики здесь работали К. С. Забурдин, А. Н. Наумов, К. К. Демочкидов, В. Я. Кабаньков, В. А. Первунинский, И. П. Атласов, О. И. Иванов.

В районе низовьев р. Оленек и на Оленекско-Ленском водоразделе в этих работах принимали участие сотрудники треста «Арктикразведка» Главсевморпути Д. С. Сороков, В. М. Муравленко, Д. С. Гантман, Д. Н. Архангельский, В. С. Журавлев, Ю. М. Иванов, Б. П. Корнев, Г. А. Брейслер, Р. А. Ростов, Л. И. Санкина, О. Н. Кутузов.

К северу от Анабарского щита съемку вела Нордвикская экспедиция Горно-геологического управления Главсевморпути (И. Е. Ширяев, М. С. Шлейфер, С. С. Степашин).

В 1950 г. такого же характера работы были выполнены сотрудниками Института геологии Арктики в северной части Сибирской платформы (К. Г. Акимова, Ю. П. Баранова, Т. Л. Гольдбурт, С. Ф. Бискэ, Н. А. Борщева, С. В. Воскресенский, Ю. Г. Гор, А. Л. Гроздилов, Г. А. Ермолаев, В. В. Ермолов, К. С. Забурдин, А. В. Зиза, Ф. И. Иванов, М. Т. Кирюшина, В. А. Марковский, А. А. Межвилк, Н. А. Меньшиков, Л. Д. Мирошников, А. Н. Наумов, Е. И. Подкопаев, Г. И. Поршнев, Я. И. Полькин, В. А. Преображенский, А. П. Пуминов, Е. Я. Радиц, В. А. Савицкий, С. А. Стрелков, Е. Н. Фрейберг).

На восточной и западной окраинах платформы геологические исследования одновременно проводились работниками Иркутского геологического управления и треста Аэрогеологии: И. Ф. Белостоцким, А. А. Боручинкиной, В. Г. Жуковым, Б. С. Неволиным, В. Б. Тарасовым, Э. Л. Фельновой и И. М. Фердманом.

Среди других региональных геологических исследований этого периода должны быть отмечены работы в Норильском районе (Н. Н. Урванцева, Г. Г. Моора, Г. М. Шешунова, И. Л. Коровякова, Г. Д. Маслова, М. Н. Годлевского, М. В. Митнеева, П. И. Савенко, В. А. Хахлова, Д. Ф. Браженко) и в низовьях р. Котуя (Ю. М. Шейнмана, Г. Г. Моора,

П. С. Фомина, Ф. А. Старшинова), а также геолого-разведочные работы треста «Арктнкразведка» на Гулинском месторождении флогопита (Я. И. Польшин, Е. М. Эпштейн, Т. В. Юшкина).

В составлении настоящего очерка принимали участие сотрудники Института геологии Арктики. М. И. Рабкиным написан раздел, освещающий геологию архейских и протерозойских образований севера Сибирской платформы, а также дана характеристика ее допалеозойского вулканизма. К. К. Демочкиным дано описание синийских и кембрийских отложений, А. Л. Гроздиловым описаны ордовикские и силурийские отложения западной части рассматриваемой территории. Характеристика четвертичных отложений дана С. А. Стрелковым; Е. Л. Бутаковой принадлежит описание вулканизма северо-восточной части Тунгусской синеклизы; В. А. Вакаром написан раздел «Тектоника». Остальные разделы написаны Б. В. Ткаченко, которым осуществлялось и общее руководство. В работе принимал участие Г. Г. Моор, которым составлен геологический очерк Норильского района. Материалы из этого очерка были использованы в соответствующих разделах.

КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ РЕЛЬЕФА

Северная часть Сибирской платформы расположена в пределах Средне-Сибирского плоскогорья и граничит на западе по долине р. Енисея с Западно-Сибирской низменностью, а на севере с Северо-Сибирской низменностью; на востоке граница плоскогорья проходит по левому склону долины р. Лены, сменяясь здесь примыкающей к предгорьям Верхоянского хребта пологой, вытянутой в меридиональном направлении Ленской впадиной. Современный рельеф северной части Средне-Сибирского плоскогорья сформировался под влиянием целого ряда факторов. Существенное значение в этом отношении имел характер слагающих отдельные его участки пород, наличие крупных тектонических нарушений, неоднократные эпейрогенические поднятия и опускания, захватывавшие те или иные участки. Из физико-географических факторов особо должны быть отмечены, интенсивная деятельность рек, воздействие ледниковой эрозии и, наконец, интенсивное физическое (морозное) выветривание. Пологое залегание пород на большей части территории обусловило преобладание здесь плоских форм рельефа.

Наибольшие высоты отмечаются в междуречье рр. Енисея и Котуя и известны под названием гор Путорана. Эта область, сплошь сложенная покровами траппов и их туфами, представляет собой глубоко расчлененное плато со средними абсолютными отметками около 1200 м, а отдельные возвышенности достигают 2100 м абсолютной высоты. Далее на восток, в области развития пород нижнего палеозоя, начинает преобладать рельеф типа останцевых гор, где останцы плато разделены неширокими седловинами или сглаженными увалами. Относительные высоты столовых останцевых гор над речными долинами колеблются здесь в пределах от 300 до 500 м, а сглаженных увалов от 150 до 200 м.

Над полем развития пород нижнего палеозоя выделяется область развития докембрийских пород — Анабарский щит. Рельеф этого участка Средне-Сибирского плоскогорья морфологически мало отличается от окружающего его поля нижнего палеозоя. Здесь также имеется глубоко расчлененный речными долинами пенеппен с полого-выпуклыми склонами возвышенностей. В его наиболее высоких участках верхние части склонов вследствие развития нагорных террас местами ступенчатые. Относительные высоты колеблются в пределах 100—200 м, достигая в центральной части 300—350 м. Абсолютные высоты на периферии Анабарского щита изменяются от 500 до 600 м, а в центральной его ча-

сти от 650 до 855 м. К югу и востоку отмечается снижение абсолютных отметок до 350—450 м.

Обширные пространства междуречий восточной части плоскогорья характеризуются увалистым рельефом, абсолютные высоты которого колеблются от 500 до 700 м, а относительные высоты равны 150—250 м. Такой характер рельефа сохраняется на всем обширном пространстве от р. Котуя до р. Лены. Лишь на участках, в геологическом строении которых, помимо осадочных пород, принимают участие интрузивные образования трапповой формации, рельеф становится более резким, и пологие склоны возвышенностей сменяются ступенчатыми, почти отвесными уступами. Эти уступы возникают в тех местах, где пачки осадочных пород перемежаются с пластовыми интрузиями траппов. На этих участках несколько увеличиваются и высоты возвышенностей, так как трапповые интрузии способствуют образованию бронированного рельефа, выделяющегося на общем фоне более сглаженного рельефа в областях, сложенных осадочными породами. Подобный характер рельефа наблюдается на междуречьях Мойеро—Виллой и Оленек—Виллой. Обособленное положение занимает район между рр. Котуем, Сид и Мойеро, где располагается наиболее пониженный участок местности — Муруктинская котловина — с озерно-равнинным рельефом, характеризующимся относительными высотами 30—70 м, а абсолютными 150—250 м.

Другой пониженный участок — Аганыйская впадина — расположен к югу от Анабарского щита — в районе верховьев рр. Аганьли и Кукухунда. Он представляет собой вытянутую в широтном направлении заболоченную низменность с волнисто-равнинным рельефом. Абсолютные высоты здесь колеблются от 230 до 280 м, а относительные — в пределах 60—70 м.

К северу от Анабарского массива располагается еще один пониженный участок Средне-Сибирского плоскогорья — заболоченная, изобилующая мелкими озерами Попитайская котловина.

Все северная часть Средне-Сибирского плоскогорья прорезается весьма сложной и разнообразной по характеру речной сетью. На западе плоскогорье расчленяется правыми притоками р. Енисея, среди которых наиболее крупными являются рр. Хантайка, Курейка и Дудинка, берущие свое начало с возвышенностей плато Путорана. В южной части этого участка протекают рр. Тутончана, Виви, Тембенчи и Кочечумо, впадающие в один из наиболее крупных правых притоков р. Енисея — реку Нижнюю Тунгуску. Северо-западная окраина Средне-Сибирского плоскогорья — Норильский район — дренируется небольшими реками (Норилка, Рыбная, Орон), принадлежащими к системе р. Пясины, впадающей в Карское море. Реки восточной части плоскогорья принадлежат к бассейну р. Лены. Наиболее крупными из них являются рр. Муна, Молодо и Аякит. На юге здесь протекают крупные левые притоки р. Виллой: Тюнг, Марха и Маркока. Центральная часть Средне-Сибирского плоскогорья дренируется рр. Хатангой, Анабаром и Оленек, впадающими в море Лаптевых.

В пределах северной части Средне-Сибирского плоскогорья находится большое количество крупных и малых озер, которые по своему характеру могут быть разделены на две группы: озера возвышенной области лавового поля и озера низменных участков Средне-Сибирского плоскогорья. Озера возвышенной области лавового поля по своему происхождению, как правило, являются долинно-ледниковыми и заполняют выпаханые ледниками переуглубленные участки речных долин. Такие озера располагаются в центральной части лавового поля, в истоках рек, впадающих в рр. Енисей, Нижнюю Тунгуску и Хатангу. Другая группа аналогичных по характеру озер приурочена к северо-западной окраине лавового поля, к истокам рек, впадающих в р. Пясины. Озера эти в большинстве своем представляют узкие, но значительные по протяжен-

ности водные бассейны, длина которых колеблется от 30 до 100 км и более. Крутые трогообразные склоны озерных котловин сливаются со склонами долин рек, вытекающих из этих озер. Наличие многочисленных следов ледниковой деятельности безусловно свидетельствует о ледниковом происхождении этих озер. Среди озер, расположенных на водоразделе Енисей — Нижняя Тунгуска — Хатанга, должны быть указаны Агата, Тембенчи, Виви, Северное, Дюпкун, Анама, Хантайское и др. В Норильском районе известны озера Лама, Кета, Мелкое, Глубокое и др. Озера низменных участков по своему происхождению являются аккумулятивно-ледниковыми и представляют собой неправильной формы водоемы, расположенные в углублениях между холмистыми грядами. Количество этих озер в пределах таких котловин, как Муруктинская, Мойероканская и Воевольская, очень значительно. Наиболее крупными среди них являются озера Есей, Еромо, Чиринда. Исключение представляет незамкнутая Аганыйлийская котловина, где, по-видимому, не было условий для длительного застоя вод.

СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении северной части Сибирской платформы принимают участие разнообразныe породы архея, протерозоя и синия, а также отложения всех систем палеозойской группы и нижнего триаса. Установлено присутствие отложений третичной системы. Повсеместно распространены рыхлые четвертичные осадки.

АРХЕЙСКАЯ ГРУППА

Область распространения архейских пород ограничивается в основном пределами Анабарского кристаллического щита. В непосредственной же близости от него установлено лишь несколько весьма ограниченных по размерам выходов архейских пород.

Исходя из петрографического состава и наличия горизонтов пород явно осадочного генезиса, М. И. Рабкин разделил комплекс архейских метаморфических пород на четыре серии (снизу вверх): далдынскую, верхнеанабарскую, верхнеломуйскую и хапчанскую. В отдельные серии были выделены либо почти однородные породы, прослеживаемые на значительном расстоянии по мощности и по простиранию, либо комплексы разнообразных пород с более или менее постоянно выдержанным сочетанием преобладающих и подчиненных пород, также пользующихся значительным распространением. Данная схема заменила более ранние схемы расчленения метаморфической толщи, предложенные М. И. Рабкиным, М. Н. Злобиным Л. П. Смирновым, А. А. Межвилком и другими геологами в ходе исследования Анабарского щита.

Толщи метаморфических пород Анабарского кристаллического щита сильно дислоцированы и собраны в изоклиналиные складки, ориентированные в северо-западном направлении при вертикальном или очень крутом падении их крыльев. Характерным для перечисленных выше серий пород является согласное между собою залегание и очень большая их мощность, которая, однако, трудно поддается учету вследствие изоклиналиности складок и близости петрографического состава некоторых серий.

Метаморфический комплекс и прорывающие его интрузивные породы перекрываются по периферии Анабарского щита почти горизонтально залегающими отложениями синийского комплекса. Сходство же пород Анабарского щита с породами Алданского и других архейских шитов позволяет признать для них также архейский возраст.

Метаморфическая толща прорывается докембрийскими изверженными породами, представленными гранитами, основными (анортозита-

ми) и ультраосновными породами, а также дайками диабазов и габбро-диабазов пермо-триаса, неправильно относившихся ранее к допалеозойским образованиям.

Ниже приводится характеристика серий, выделяемых М. И. Рабкиным в составе архея Анабарского щита.

Далдынская серия

Далдынская серия слагает две широкие (15—25 км) полосы, проходящие через центральную часть Анабарского щита, и занимает, кроме того, самую юго-западную его окраину.

Далдынская серия представлена в основном чередующимися пачками мезо- и меланократовых двупироксеновых (гиперстен и моноклиновый пироксен) плагиогнейсов, иногда почти бескварцевых, и лейко-мезократовых, преимущественно гиперстеновых, плагиогнейсов и гнейсов. Местами в подчиненном количестве встречаются амфиболо-пироксеновые или почти чисто амфиболовые плагиогнейсы. Вместе с ними наблюдаются в виде узких слоев и линз пироксеновые амфиболиты, а иногда разновидности, состоящие из примерно равного количества плагиоклаза и пироксенов. Из других пород в составе данной серии местами встречаются в виде горизонтов, узких линз и прослоев белые гранатовые гранулиты, гранато-пироксено-магнетитовые сланцы и реже кварциты, мраморы и типичные парагнейсы.

Мощность отдельных горизонтов и пачек, сложенных преобладающими породами, исчисляется десятками или сотнями метров, а мощность линз подчиненных пород, за редким исключением, значительно меньшая.

Перечисленные выше породы характеризуются кристаллобластическими структурами без реликтов первичных структур, вследствие чего выпадает существенный признак для установления их генезиса.

Входящие в состав далдынской серии пироксеновые плагиогнейсы представлены несколькими разновидностями, отличающимися друг от друга в основном различными количественными соотношениями главных породообразующих минералов. Таковыми являются плагиоклаз, кварц, гиперстен, моноклиновый пироксен, а иногда роговая обманка, биотит и нередко магнетит.

Верхнеанабарская серия

Верхнеанабарская серия пользуется большим распространением, занимая около двух пятых всей площади Анабарского щита. Она образует ряд полос, из которых наиболее широкая достигает местами 40 км. От вышележащих серий — верхнеломуйкской и халчанской — верхнеанабарская серия отделяется более или менее отчетливо, а граница ее с далдынской серией расплывчата и местами условна.

Верхнеанабарская серия, по сравнению с другими сериями, характеризуется более однородным и почти постоянным составом. Преобладающими и типичными для нее являются лейко- и мезократовые, мелко- и среднезернистые гиперстеновые плагиогнейсы и гнейсы, содержащие нередко в тех или иных количествах, отдельно или совместно, моноклиновый пироксен и амфибол. Попадают местами и биотитсодержащие разновидности. Внешне эти породы хорошо распознаются благодаря типичному для них песчано-желтому цвету полевых шпатов.

Резко подчиненное положение занимают меланократовые гиперстеновые или двупироксеновые плагиогнейсы, иногда бескварцевые, пироксеновые амфиболиты, парагнейсы, мраморы с кальцифирами и некоторые другие породы, слагающие небольшой мощности линзы.

В общем верхнеанабарская серия весьма напоминает чарнокитовую серию, выделенную Д. С. Коржинским на Алданском щите.

Верхнеломуйкская серия представлена двумя мощными полосами в западной половине Анабарского щита и одной короткой выклинивающейся полосой, приуроченной к верховью р. Кеняды.

Западная полоса лучше изучена, в частности, на участке левобережья р. Анабара. Ширина всей полосы составляет здесь 30 км. Самая западная часть ее на протяжении около 4 км вкрест простирается сложена в основном гиперстеновыми, биотито-гиперстеновыми и биотито-амфиболо-гиперстеновыми гнейсами и плагиогнейсами. По своему составу она является как бы переходной к типичной части собственно верхнеломуйкской серии.

Далее к востоку на протяжении 17 км вкрест простираются залегают, чередуясь между собой, шесть мощных полос. Одни из них сложены в основном биотитовыми, а другие биотито-амфиболовыми гнейсами. Первые сильно мигматизированы и характеризуются часто меняющимся составом и структурой при постоянном, однако, присутствии биотита в колеблющихся количествах. В других полосах явления мигматизации выражены слабее, преобладающими оказываются биотито-амфиболовые гнейсы. Нередко встречаются маломощные прослои гнейсов с значительным содержанием граната и силлиманита. В резко подчиненном положении находятся гиперстеновые или амфиболо-гиперстеновые гнейсы. В этой полосе встречен горизонт кварцитов.

Еще далее на восток на протяжении 9 км роль амфиболовых гнейсов, в том числе мезо- и меланократовых разновидностей, значительно возрастает. В бассейне р. Немос они образуют в основном две мощные полосы, чередующиеся с широкими полосами биотито-амфиболовых гнейсов. В тех и других в подчиненном количестве находятся прослои гранатовых или гиперстенсодержащих плагиогнейсов, а также типичных парагнейсов. Встречаются прослои амфиболитов, тесно связанных с меланократовыми роговообманковыми плагиогнейсами.

К верхнеломуйкской серии относится, как упоминалось, и клиновидный участок, приуроченный к р. Кеняде. Здесь развиты амфиболиты, амфиболовые и биотито-амфиболовые гнейсы и несколько горизонтов кварцитов, из которых один достигает 500 м мощности, прослеживаясь по простираению с перерывами более чем на 10 км. В некоторых участках амфиболовые гнейсы и амфиболиты перемежаются с прослоями кварцитов.

На основании приведенного выше разреза и некоторых других особенностей верхнеломуйкской серии, выявленных в различных участках, общая характеристика ее представляется в следующем виде.

Верхнеломуйкская серия сложена в основном чередующимися между собою полосами биотитовых, биотито-амфиболовых или почти чисто амфиболовых гнейсов, а местами амфиболитов, иногда в том числе кварцсодержащих гранатовых амфиболитов. Подчиненное положение занимают гиперстеновые и гиперстенсодержащие гнейсы с колеблющимся количеством цветных минералов, а также биотито-гранатовые гнейсы. Кроме того, среди пород верхнеломуйкской серии встречаются прослои и линзы мощностью от нескольких единиц до десятков метров, типичных парагнейсов и отдельные, иногда довольно мощные горизонты кварцитов. Попадают местами мраморы и кальцифиры.

В петрографическом отношении особенность верхнеломуйкской серии заключается в том, что в группе составляющих ее гнейсов биотит и обыкновенная роговая обманка, совместно или порознь, являются единственными или во всяком случае главными цветными компонентами. Некоторое значение приобретает иногда моноклинный пироксен или гиперстен, ассоциирующиеся чаще всего с роговой обманкой, и изредка с биотитом. Между отдельными породами данной группы, особенно биотит-

амфиболсодержащими, наблюдается тесная связь. Состав пород усложняется еще в большей степени, чем в предыдущих группах, благодаря явлениям мигматизации. По содержанию цветных минералов преобладающими являются мезократовые плагиогнейсы, реже лейкократовые и меланократовые. В число последних чаще всего входят амфиболовые плагиогнейсы.

Хапчанская серия

Хапчанская серия слагает две полосы в восточной и северо-восточной частях Анабарского щита. Западная из этих полос является очень широкой. Лучше всего она изучена к северу от р. Анабара.

Хапчанская серия залегает непосредственно на верхнеанабарской. Отсутствие в восточной части щита верхнеломуйкской серии можно объяснить тем, что последняя в направлении к востоку на протяжении свыше 100 км вкост простирания значительно уменьшается в мощности и достигает района развития хапчанской серии в виде маломощного горизонта, представленного биотито-амфиболовыми гнейсами, которые не были выделены из состава хапчанской серии.

Хапчанская серия существенно отличается от всех остальных серий и характеризуется наиболее сложным строением. В ее составе принимают участие: а) мощная свита биотито-гранатовых, гранато-гиперстеновых плагиогнейсов и гнейсов с подчиненными им безгранатовыми гнейсами (графито-биотитовыми, гранато-гиперстеновыми и другими) и горизонтами мраморов, кальцифиров, скаполито-салитовых пород и некоторых других разновидностей; б) двупироксеновые салитовые и гиперстеновые плагиогнейсы и гнейсы, иногда с биотитом и амфиболом, включающие местами также пачки мраморов и кальцифиров, и в) амфиболиты и двупироксеновые амфиболиты.

Мощность всей гранатовой свиты в средней части р. Рассохи составляет не менее 3—4 км, хотя ширина ее значительно большая (до 7 км). Мощность отдельных составляющих ее горизонтов колеблется от нескольких десятков до сотен метров. Свита прослежена лучше всего на протяжении около 80 км от северной оконечности Анабарского щита до верховьев р. Биллях. По другим данным, менее достоверным, эта свита распространяется и к югу от р. Анабара, возможно до самой юго-восточной оконечности щита.

Самые мощные пачки мраморов и кальцифиров достигают 500 м. Однако в большинстве случаев распространены линзы и пласты этих пород мощностью в несколько единиц или десятков метров и длиной в 1—2 км. С кальцифирами тесно связаны прослои скаполито-салитовых пород.

Менее ясно положение салитовых плагиогнейсов. Они ассоциируются с пачками известковых пород и, кроме того, образуют сравнительно узкие полосы среди двупироксеновых или даже гиперстеновых плагиогнейсов. Имеются и другие разновидности гнейсов, в которых преобладающими цветными минералами являются все же моноклинные пироксены.

Хапчанская серия по содержанию в своем составе гранатовых гнейсов, мраморов, кальцифиров и салитовых гнейсов напоминает джелтулинскую серию Алданского щита, описанную Д. С. Коржинским.

Такова в общих чертах характеристика различных серий.

Мощность всей метаморфической толщи вследствие изоклинального строения складок, отсутствия маркирующих горизонтов и мелкомасштабности геологической съемки почти не поддается учету. Весьма вероятно она достигает 20 км.

Приведенное расчленение метаморфического комплекса Анабарского щита представляет лишь первую общую схему, которая будет изменяться и дополняться по мере развития дальнейших исследований.

Присутствие протерозойских образований в северной части Сибирской платформы было установлено лишь в 1952 г. И. П. Атласовым, по данным которого приводится их описание.

Выходы протерозойских пород приурочены к северо-восточной краевой части платформы и расположены вдоль р. Солооли, впадающей справа в р. Тас-Аякиг (приток р. Лены). Они занимают площадь около 30 км². В состав протерозойских образований входят в различной степени метаморфизованные осадочные отложения, а также внедрившиеся в них изверженные породы — габбро-диабазы и гранитоиды.

Будучи интенсивно дислоцированными и смятыми в крутые мелкие складки северо-западного простирания, породы протерозоя перекрываются полого или почти горизонтально залегающими отложениями синийского комплекса и перми. Поверхность выходов докембрия неровная и волнообразная. Нижняя стратиграфическая граница протерозойских пород не наблюдалась и соотношения с архейскими образованиями не установлены.

В составе протерозойских пород здесь выделяется три толщи (снизу вверх): 1) рассланцованных алевролитов с прослоями глинисто-сланцевых и серицито-кремнистых сланцев видимой мощностью 700—1000 м; 2) известковистых алевролитов с тонкими прослоями серицито-кремнистых и глинистых сланцев, содержащих порфиробласты доломита видимой мощностью 150—250 м; 3) рассланцованных мелкозернистых окварцованных песчаников с тонкими прослоями серицито-кремнистых и слюдисто-глинистых сланцев и филлитов видимой мощностью около 750 м. Общая видимая мощность протерозойских пород равна 1600—2000 м.

Перечисленные выше осадочные породы вблизи выходов интрузивных тел превращены в роговики, которые образуют местами сплошные поля. Различаются следующие разновидности роговиков: плагиоклазо-биотито-кварцевые, иногда с гранатом, серицито-биотито-кварцевые и, наконец, кварцево-биотитовые, иногда с силлиманитом или фибролитом. Плагиоклазо-биотито-кварцевые роговики состоят в основном из плагиоклаза, кварца, биотита и примеси калиевого полевого шпата, мусковита, хлорита, рудного минерала, изредка, граната; аксессуарные минералы — циркон, рутил, апатит и турмалин. Вторая разновидность роговиков отличается от первой значительно меньшим содержанием плагиоклаза и наличием в больших количествах серицита. В третьей разновидности роговиков плагиоклаз и серицит почти вовсе отсутствуют, но имеются породы, содержащие в значительных количествах силлиманит и фибролит, а иногда и хлорит. Роговики являются тонкозернистыми или даже плотными породами. Среди них имеются и переходные разновидности, характеризующиеся слабой степенью метаморфизма.

По составу описанные выше протерозойские образования, встреченные на Лено-Оленекском водоразделе, можно сопоставить с породами филлитовой толщи верхнего протерозоя Таймырского полуострова.

Ограниченные по размерам выходы пород протерозоя установлены также по западной окраине Сибирской платформы. Здесь на правом берегу р. Енисея в 7,5 км выше о. Плахинского Ф. Г. Марков описывает следующий разрез (снизу вверх).

1. Темные и темно-серые серицитовые и серицито-доломитовые сланцы, местами приобретающие красноватую окраску. В верхней части залегает 20-м пачка красноцветных аналогичных по составу сланцев. Мощность 210 м.

2. Светло-серые крепкие, мелко- и среднезернистые окремненные известняки. Мощность 12—13 м.

3. Красноцветные зеленоватые и полосчатые серицитовые и серицито-хлоритовые сланцы. К верхней части этого горизонта приурочена 45-м пачка темно-серых филлитизированных глинистых сланцев. Мощность 255 м.

4. Темно-серые, серые и реже беловатые, тонко- и мелкозернистые известковисто-глинистые песчаники, среди которых заключены пачки среднезернистых аркозовых,

кварцевых и глинистых песчанков, а также темно-серых песчано-глинистых и глинистых сланцев. Мощность 300—320 м.

5. Темно-серые плотные феллитизированные глинистые сланцы иногда с пятнистой серовато-красной окраской. Мощность 60 м.

6. Темно-серые с красноватым оттенком, массивные, изредка в прослоях средне- и тонколитчатые, плотные мелкозернистые известняки. Среди них прослои и линзовидные участки более светлых также с красноватым оттенком известняков. Мощность 80—90 м.

Общая мощность отложений протерозоя в районе о. Плахинского не менее 900 м.

Другой небольшой по размерам и аналогичный по составу выход протерозойских отложений описан Ф. Г. Марковым также по правому берегу р. Енисея в устьевой части р. Черной. Как в районе о. Плахинского, так и на р. Черной протерозойские отложения смяты в довольно крутые (от 40° и более) складки северо-восточного простирания.

По литологическому составу и степени метаморфизма протерозой этих ограниченных по размерам выходов на р. Енисее довольно хорошо параллелизуется с верхними частями разреза протерозойских отложений р. Нижней Тунгуски.

СИНИЙСКИЙ КОМПЛЕКС

Отложения синийского комплекса на севере Сибирской платформы распространены вокруг Анабарского щита, в нижнем течении р. Оленек и на его водоразделе с р. Леной. Они были выделены в 1955 г. из состава кембрийской толщи.

К синийскому комплексу относится толща пород, подстилающих фаунистически охарактеризованные отложения алданского яруса нижнего кембрия и с резким угловым несогласием лежащих на заведомо докембрийских породах — архейских по периферии Анабарского щита и протерозойских — в низовьях р. Оленек. Стратиграфическое взаимоотношение синийских отложений с вышележащими нижнекембрийскими породами полностью еще не расшифровано. Известно, что на западной окраине Анабарского щита и на участке нижнего течения р. Оленек между толщами этих образований повсеместно отмечается наличие перерыва в осадконакоплении, в то время как по восточной окраине Анабарского щита наличие перерыва можно только предполагать, исходя из факта присутствия в верхних частях разреза отложений синийского комплекса конгломератов. Палеонтологическая характеристика синийских образований ограничивается установлением присутствия в карбонатных породах водорослевых горизонтов и довольно широким распространением по разрезу спор.

По литологическому составу толща синийских отложений повсеместно резко разделяется на две свиты: на территории Анабарского поднятия мукунскую и билляхскую, а в Оленекском районе нижняя свита носит название солоолийской, а верхняя — туркутской.

Мукунская свита. Отложения этой свиты окаймляют Анабарский кристаллический щит с запада, севера и востока.

Наиболее полно свита представлена на западном склоне Анабарского поднятия — на р. Илье, где, по данным М. Т. Кирюшиной, В. Е. Савицкого и Р. Ф. Соболевской, выделяются три подсвиты (снизу вверх):

1) ильинская, сложенная светлоокрашенными кварцевыми песчаниками, кварцито-песчаниками и гравелитами, мощностью 320 м. В средней части разреза свиты в прослоях песчанистого сланца были обнаружены и определены Р. Ф. Соболевской и Б. В. Тимофеевым споры: *Trachyoligotriletes obsoletes* (N a u m.) T i m., *T. planus* T i m., *T. incrasatus* (N a u m.) T i m., *T. nevelensis* T i m., *T. asperatus* (N a u m.) T i m., *T. lamtnarites* T i m.;

2) бурдурская, образованная красноцветными кварцевыми песчаниками с гематитом и кварцито-песчаниками мощностью 200—230 м;

3) лабазтахская, состоящая из светлоокрашенных кварцевых и аркозовых песчаников и кварцито-песчаников мощностью 180 м.

Разрез мукунской свиты заканчивается усть-ильинскими слоями. Они характеризуются алевролитами, песчаниками, глинистыми сланцами и доломитами со строматолитами. Мощность их равна 60 м. В основании этих слоев Р. Ф. Соболевской и Б. В. Тимофеевым обнаружены те же споры, что и в ильинской подсвите и, кроме того, следующие формы: *Trachyoligotriletes minutus* (Naum.) Tim., *Bothroligotriletes exasperatus* Tim., *Leioligotriletes minutissimus* (Naum.) Tim., *L. compactus* Tim., *Ocrydoligotriletes Krishtofovichii* (Naum.) Tim. В самом верху усть-ильинских слоев, помимо вышеперечисленных, были определены споры *Ocrydoligotriletes ischoricus* Tim. Среди пород ильинской и лабазтахской подсвит нередко наблюдаются гальки и мелкие валуны, состоящие из кварца, милонитов, песчаников и кварцито-песчаников.

На восточной окраине Анабарского поднятия в основании мукунской свиты залегают крупнообломочные конгломераты мощностью 1—2 м. Выше располагаются песчаники, гравелиты и конгломераты. Грубообломочный материал исчезает постепенно к верхней части разреза. Он образован преимущественно известковистыми песчаниками.

Мукунская свита формировалась в условиях мелководного режима. Об этом свидетельствует наличие волноприбойных знаков, трещин усыхания, косой слоистости и обилие гидроокислов железа. Мощность свиты непостоянна: в бассейне р. Аганьли она равна 260 м, на рр. Котуйкаче и Илье — 800 м, на рр. Фомич и Тугуттур — 300—500 м, на р. Анабаре — 110—300 м. К югу от Анабарского кристаллического щита мощность мукунской свиты обычно снижается почти до нуля.

Билляхская свита. Породы этой свиты распространены вокруг Анабарского щита повсеместно, за исключением его северной окраины, где отмечается их постепенное выклинивание, вплоть до полного исчезновения. Залегают билляхская свита согласно на мукунской свите, но на южной окраине Анабарского поднятия в тех местах, где последняя отсутствует, билляхская свита лежит с резким угловым несогласием непосредственно на архейских кристаллических породах.

В билляхской свите присутствуют в обильном количестве остатки разнообразных водорослей, в частности, на р. Кюэнелекан были обнаружены остатки *Collenia undosa* Walc. и *C. cf. compacta* Walc., а на р. Котуйкан — остатки *Collenia* aff. *schamanica* Masl.

В бассейне р. Анабары, согласно исследованиям М. Н. Злобина, билляхская свита слагается светлоокрашенными доломитами и известняками, чередующимися с кварцево-полевошпатовыми песчаниками. Иногда карбонатные породы обогащены песчаным материалом, либо содержат твердый битум. В южной части бассейна названной реки мощность билляхской свиты определяется в 250 м, а на севере снижается до 50—100 м.

На южной окраине Анабарского щита мощность отложений свиты равна 240—250 м. Литологический состав ее сильно меняется по простиранию. Так, в бассейне среднего и нижнего течения р. Кеняде, согласно данным В. В. Петропавловского, билляхская свита слагается преимущественно светлоокрашенными доломитами. Только в верху разреза появляются пласты глинистых, песчаных, кремнистых и оолитовых известняков, реже, кварцевых песчаников с карбонатным цементом. В бассейне р. Кенелекан билляхская свита не содержит песчаников и в ней уменьшается количество оолитовых известняков, но при этом появляются пачки мергелей и известково-глинистых сланцев, а также увеличивается количество пластов известняков.

На юго-западной и западной окраинах Анабарского массива, в бассейне рр. Аганьли и Туколан, по данным Ф. И. Иванова и А. Л. Гроздилова, билляхская свита в основном образована пестроцветными извест-

няками и доломитами, в верху разреза которых появляются прослой мергелей и тонкие линзы гипса, изредка встречаются также и пласты песчаников. Мощность свиты около 250 м.

При движении к северу вдоль западного склона массива, по наблюдениям В. Е. Савицкого и Р. Ф. Соболевской, вещественный состав свиты несколько изменяется, а мощность ее возрастает до 1230 м. Здесь билляхская свита состоит из светлоокрашенных доломитов, иногда окремненных и глинистых. Почти по всему разрезу широко распространены строматолиты, брекчированные доломиты, прослой и линзы кремня, а в верху его отмечаются прослой кварцевых песчаников и песчаных доломитов.

В отложениях нижней, средней и верхней частей разреза билляхской свиты Б. В. Тимофеевым и Р. Ф. Соболевской обнаружены те же споры, что и в мукунской свите, а также следующие формы: *Protoleiosphaeridium conglutinatum* Tim., *Trematosphaeridium* sp. nov., *Letoligotrites minutissimus* (Naum.) Tim., *Mycteroligotrites marmoratus* Tim., *Stenozonoligotrites bulaensts* Awer.

В северной части западного склона Анабарского массива, в районе междуречья Котуйкана и Медвежьей, по исследованиям В. Е. Савицкого и Р. Ф. Соболевской (1954 г.), в билляхской свите среди доломитов появляется большое количество прослоев известняков, кварцевых и аркозовых песчаников, а также гравелитов.

На территории, лежащей севернее Анабарского массива, отмечается постепенное выклинивание свиты в направлении с запада на восток, при одновременном замещении доломитовых пород пестроцветными глинистыми доломитизированными известняками.

На Лено-Оленекском водоразделе разрез синийской толщи имеет много общего с разрезом в Анабарском районе. Как показали исследования, проведенные в 1950 г. Д. С. Сороковым и В. С. Журавлевым, в нижнем течении р. Оленек и на его водоразделе с р. Леной между протерозойскими и кембрийскими (алданский ярус) отложениями залегает толща пород общей мощностью около 700 м. По литологическому составу она разделяется на две свиты: нижнюю — солоолийскую и верхнюю — туркутскую.

Солоолийская свита имеет мощность около 350 м. Нижняя часть ее мощностью 90 м состоит из косослоистых конгломератов и песчаников кварцевого состава. В верхней же части главное значение имеют водорослевые известняки, чередующиеся с пластами алевролитов мощностью 40—50 м. Залегает солоолийская свита почти горизонтально на интенсивно дислоцированных и прорванных интрузиями породах протерозоя. Возраст солоолийской свиты определяется как синийский на основании присутствия в породах остатков спор, которые, по заключению Б. В. Тимофеева, представлены: *Protoleiosphaeridium conglutinatum* Tim., *Trachyoligotrites minutus* (Naum.) Tim., *T. incrassatus* (Naum.) Tim., *T. obsoletes* (Naum.) Tim., *T. planus* Tim., *Stenozonoligotrites patelliformis* Tim., *Bothroligotrites exasperatus* Tim.

Туркутская свита сложена главным образом доломитами общей мощностью около 330—380 м. По литологическим различиям в разрезе туркутской свиты выделяются три подсвиты. Нижняя подсвита (маастахская свита, по определению Д. С. Сорокова) состоит из водорослевых доломитов, перекрытых пластом косослоистых кварцевых песчаников мощностью в несколько метров. Средняя подсвита (хатыпытская свита, по Д. С. Сорокову) сложена тонкослоистыми песчанистыми доломитами, иногда переходящими в доломитизированные песчаники и алевролиты. Верхняя подсвита представлена водорослевыми и оолитовыми доломитами. Кровля верхней подсвиты размыта. Туркутская свита залегает согласно на солоолийской свите, но местами отмечаются размывы местного значения. Среди органических остатков

в туркутской свите пока определены только споры. По данным Б. В. Тимофеева (1955 г.), в нижней и средней подсвитах присутствуют: *Protoliosphaeridium conglutnatum* Tim., *Trachyoligotrites minutus* (Naum.) Tim. и *T. incrassatus* (Naum.) Tim.

Сравнение списков спор из мукунской и билляхской свит района Анабарского поднятия, так же, как и из солоолийской и туркутской свит Оленекского района, с комплексами спор, известных из синийских отложений Китая и целого ряда районов Сибирской и Русской платформ, приводит, как указывает Б. В. Тимофеев, к заключению об одновозрастности всех перечисленных осадочных толщ.

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

В пределах рассматриваемой территории северной части Сибирской платформы кембрийские породы залегают повсеместно, за исключением восточной и юго-восточной окраин Анабарского щита, на размытой поверхности синийских отложений. В названных же двух районах подобного перерыва установлено не было. Его существование здесь можно предполагать по присутствию в основании алданского яруса маломощных слоев косослоистых песчаников и гравелитов. Перекрывается кембрийская толща на юге и западе области согласно лежащими на ней ордовикскими отложениями. На севере и востоке территории кембрийская толща размыта и на нее ложатся верхнепалеозойские или мезозойские осадки.

Нижний отдел

Алданский ярус

К алданскому ярису относятся две свиты: кессюсинская и еркекетская.

Кессюсинская свита распространена только на Лено-Оленекском водоразделе. Она характеризуется пестротой литологического состава при преобладании терригенных пород и большими колебаниями мощностей как всей свиты, так и отдельных ее горизонтов. Наиболее полный разрез свиты наблюдался в бассейне р. Хорбугуонке, притока р. Оленек (снизу вверх).

1. Конгломераты, часто переходящие в полимиктовые крупнозернистые песчаники. Как те, так и другие состоят из обломков карбонатных пород подстилающей туркутской свиты, а также диабазов и туфитов. Мощность 25 м.

2. Полимиктовые косослоистые песчаники. Мощность 2 м.

3. Зеленовато-серые алевролиты с прослоями коричневатых аргиллитов. Мощность 60 м.

4. Песчанистые оолитовые известняки, переслаивающиеся с известковистыми косослоистыми песчаниками. На рр. Маттая и Нуойю мощность их равна 25 м, но к югу они полностью выклиниваются.

5. Зеленые пятнистые и глауконитовые известняки. Мощность 20 м.

6. Песчаники, алевролиты и оолитовые известняки, чередующиеся между собой. Мощность 12 м.

Суммарная мощность кессюсинской свиты в бассейне р. Хорбугуонки равна 144 м. К югу и западу ее мощность убывает и в бассейне р. Молодо не превышает 30—40 м. Изменяется к югу и состав свиты в сторону преобладания конгломератов и песчаников.

Как указывают Р. А. Ростов, Л. И. Санкина и О. Н. Кутузов, фауна в кессюсинской свите имеется в пятнистых известняках. Здесь присутствуют, по определению Н. П. Суворовой, трилобиты из сем. *Olenellidae*, ближе не определимые вследствие плохой сохранности.

На кессюсинской свите лежат, местами со следами размыва, пестроцветные глинистые известняки еркекетской свиты мощностью 180—200 м. На плоскостях наслоения известняков присутствуют волноприбойные знаки, трещины усыхания и другие признаки мелководья.

В нижней части свиты найдены обильные остатки птеропод из рода *Hyalites*. В ее верхней половине обнаружены трилобиты, принадлежащие, по определению Н. Е. Чернышевой, Н. П. Суворовой и Н. В. Покровской, к родам *Olenellus* и *Pagetiellus*. Из них определяют возраст *Paedeumias* sp., *Iudomia dzevanovskii* Legm., *Triangulaspis meglitzkii* Toll, *Pagetiellus lenaicus* Toll, *P. tolli* Legm, т. е. формы, руководящие для алданского яруса нижнего кембрия Южной Якутии.

Вокруг Анабарского щита, в низах разреза алданского яруса отсутствуют обломочные отложения. Только на северо-восточной окраине щита М. Н. Злобиным наблюдались пласты косослоистых кварцевых песчаников мощностью 5—10 м. В основном отложения алданского яруса этого района представлены пестроцветными глинистыми известняками с редкими прослоями доломитов и доломитизированных известняков. Они были выделены М. Н. Злобиным в эмяксинскую свиту, а К. С. Забурдиным и В. В. Петропавловским в нижнюю пестроцветную. На западной окраине Анабарского щита мощность этих пестроцветных отложений достигает 280—300 м, на южной 100—200 м, а на восточной окраине 70—100 м.

В нижней половине эмяксинской свиты распространены археоциаты и птероподы, а в верхней трилобиты и брахиоподы. Комплекс трилобитовой и брахиоподовой фауны тот же, что и в еркекетской свите нижнего течения р. Оленек. Среди археоциат присутствуют *Coscino-cyathus rojkovi* Vologd., *Archaeocyathus tenuimurus* Vologd., *A. robustus* Vologd., *Ethmophyllum simplex* Vologd., *Rhabdocyathus polaris* Vologd. и др. Как отмечает И. Т. Журавлева, эти формы характерны для пестроцветной свиты Южной Якутии, а эта свита, по схеме Н. П. Суворовой, входит в алданский ярус.

Нижний и средний отделы нерасчлененные

Сюда относится неоднородная в фациальном отношении толща пород, содержащих органические остатки как верхов нижнего, так и низов среднего отделов кембрийской системы. К востоку от Анабарского щита указанная толща состоит главным образом из глинисто-известковистых горючих сланцев, тогда как к западу от него эти породы фациально замещаются известняками. Обильная фауна, представленная трилобитами, среди которых присутствуют руководящие формы, позволяет выделить в толще отложения, принадлежащие ленскому (нижний отдел) и амгинскому (средний отдел) ярусам.

Ленский ярус

Отложения ленского яруса развиты вдоль южной и восточной окраин Анабарского щита, а также в нижнем течении р. Оленек. На юго-западной окраине Анабарского щита отложения этого возраста не встречены. Существует ряд указаний на то, что они размыты в этом районе. На большей части территории своего развития, к востоку и юго-востоку от Анабарского щита, отложения ленского века представлены горючими сланцами, часто чередующимися с тонкими прослоями и пачками битуминозных и окремненных известняков. На севере и северо-западе области распространения кембрийских отложений на рр. Котуйкан, Анабаре и Оленек горючие сланцы фациально замещаются светло-серыми известняками. Мощность отложений ленского яруса сильно колеблется. Для фации горючих сланцев она не превышает 10—15 м, а для фации известняков достигает 50—60 м на северо-востоке и 700 м — на северо-западе. Комплексы фауны как в той, так и в другой фации близки между собой. Характерно отсутствие трилобитов сем. *Olenellidae*, весьма немногочисленны *Pagetidae*, широкое распространение приобретает сем. *Protolenidae* и некоторые другие. Воз-

раст отложений определяется по наличию видов: *Protolenus grandis* Lerm., *P. dzevanovskii* Lerm., *Anabaraspis cylindricus* Lerm., *Jakutus* sp., *Bergeroniellus asiaticus* Lerm., *Kootenia magna* Lerm.

Амгинский ярус

Отложения амгинского яруса, хотя и присутствуют повсеместно в пределах северного кембрийского поля платформы, но отчетливо выделяются литологически только на территории, расположенной к востоку от Анабарского щита, где представлены горючими сланцами. К западу от Анабарского щита в основании разреза отложений среднего кембрия получают развитие доломиты, в которых, как и на востоке в горючих сланцах, присутствует фауна амгинского яруса.

Среди амгинских отложений восточной части северного кембрийского поля платформы основное значение имеют горючие сланцы, часто чередующиеся с битуминозными и окремненными известняками. На поверхностях наслоения распространены скопления глауконита, изредка встречаются стяжения фосфорита. Слоистость пород очень тонкая и всегда горизонтальная. Некоторые слои известняков, и в особенности горючих сланцев, образованы массовыми скоплениями трилобитов и брахиопод хорошей сохранности. Окатанная ракуша встречается только на контакте отложений нижнего и среднего кембрия. По определению Н. Е. Чернышевой, Н. П. Суворовой и Н. В. Покровской, среди трилобитов наиболее распространены: *Peronopsis anabarensis* Lerm., *Oryctocephalus reynoldstiformis* Lerm., *Oryctocara geikel* Walc., *Paradoxides paraelandicus* N. Tchern., *Ptychagnostus otavus* Tulb., *Tryplagnostus gibbus* Linnars., *Tomagnostus fissus* (Lundgr.), а среди брахиопод *Acrotreta rojkovi* Lerm. Мощность отложений амгинского яруса на востоке не равномерна. На р. Малая Куонамка и в верхнем течении р. Оленек она составляет около 20—25 м, а в нижнем течении реки снижается до 6 м. Наибольших значений мощность достигает на рр. Молодо, Муна и Боторчуна, где она равна 60—90 м. К западу от Анабарского щита к амгинскому ярусу можно отнести, как указывают К. С. Забурдин, В. Е. Савицкий и Р. Ф. Соболевская, светлые доломиты нижней части кындынской свиты мощностью около 100 м, содержащие остатки *Peronopsis* ex gr., *fallax* Linnars. и других трилобитов из низов среднего кембрия.

Средний отдел

Майский ярус

К майскому ярусу относятся пестроцветные в своей нижней половине и зеленые в верхней части глинистые известняки с волноприбойными знаками, трещинками усыхания и другими признаками мелководья на поверхностях наслоения. Эти отложения распространены между рр. Леной и Анабаром. К югу, в верховьях р. Тюнг (приток р. Вилюя) в верхней части толщи известняков появляются пласты и пачки известковистых косослонстых песчаников, несущих на плоскостях наслоения следы размыва в виде рытвин, желобов и пр., указывающих на близость береговой линии. К западу от р. Анабара как с южной, так и с северной окраины Анабарского щита зеленые известняки из верхней части разреза фациально замещаются доломитами, получающими широкое развитие в бассейне р. Котуя.

Фаунистически охарактеризованы только пестрые и зеленые глинистые известняки, распространенные к востоку от Анабарского щита. Руководящее значение имеют трилобиты. Кроме того, встречаются граптолиты и редкие остатки кораллов. По комплексу фауны трилобитов в майском ярусе выделяется три биостратиграфических зоны скан-

динавского разреза среднего кембрия: *Paradoxides davidis*, *Paradoxides forchhammeri* и *Lejopyge laevigata*.

К зоне *Paradoxides davidis* относятся залегающие без перерыва на отложениях амгинского яруса пестроцветные глинистые известняки. Их мощность вдоль восточной окраины Анабарского щита составляет 200—300 м. К востоку, в бассейне среднего течения р. Оленек, она не превосходит 100 м. Фауна трилобитов из этих отложений определялась Н. Е. Чернышевой, Н. П. Суворовой и Н. В. Покровской из сборов Д. С. Сорокова, К. С. Забурдина, В. В. Петропавловского и других исследователей. Возраст определяют: *Solenopleura lenaica* Lerm., *Ptychagnostus lyra* Lerm., *Catalagnostus globiceps* Lerm., *Gontagnostus natchorsti* (B r ö g g.) и др.

К двум верхним зонам *Paradoxides forchhammeri* и *Lejopyge laevigata* среднего кембрия принадлежат глинистые известняки, окрашенные преимущественно в зеленые тона. Литологически отложения зоны *Paradoxides forchhammeri* почти не отличимы от отложений зоны *Lejopyge laevigata*. Суммарная мощность этих отложений колеблется в пределах от 300 до 400 м на севере Анабаро-Оленекского междуречья и возрастает до 600 м в его южной части. На зону *Paradoxides forchhammeri* указывают: *Anomocarina siberica* Н. et West., *A. obscura* N. Tchern., *Forchhammeria elegans* Lerm. et Tchern., *Anomocarioides limbatum* (Ang.), *Dasometopus breviceps* (Ang.), *Hypagnostus brevifrons* (Ang.) и др. (определения Н. Е. Чернышевой, Н. П. Суворовой и Н. В. Покровской). Зона *Lejopyge laevigata* устанавливается по руководящим для этой части разреза среднего кембрия формам: *Lejopyge armata* (Linnars.), *L. laevigata* (Dalm.).

Нерасчлененные средний и верхний отделы

Нерасчлененные отложения, принадлежащие, судя по присутствующим в них органическим остаткам, частью к среднему, а частью к верхнему отделам кембрийской системы, известны в Норильском районе, где они ограничено распространены по рр. Чапке и Тукаланде. Порода, слагающие нижнюю (среднекембрийскую) часть разреза, известны на первой из названных рек. По своим литологическим особенностям они разделяются на две свиты: нижнюю — известняково-сланцевую и верхнюю — чапкинскую.

Известняково-сланцевая свита сложена тонко- и толстоплитчатыми известняками с прослоями серых и темноокрашенных известковистых сланцев видимой мощностью около 200 м. Фауны в этой свите обнаружено не было.

Чапкинская свита представлена серыми и темно-серыми, массивными, грубослоистыми и, реже, плитчатыми известняками мощностью до 1000 м. В верхней части свиты в грубослоистых известняках присутствуют трилобиты: *Acrocephalites militans* Lerm., *Cyclagnostus elegans* Lerm., *Solenopleura subcincta* Lerm., *Clavagnostus repandus* Holm. et Wester. (определения В. А. Хахлова). Как известно, первые две формы в других местах платформы характеризуют низы верхнего кембрия. Две же последние свойственны самым верхам среднего кембрия. Таким образом, учитывая положение указанной фауны в разрезе чапкинской свиты, можно с достаточным основанием отнести ее и к среднему кембрию.

Отложения верхней части разреза кембрийской толщи в Норильском районе известны по р. Тукаланде и выделены здесь в одноименную тукаландскую свиту. В ее составе принимают участие серые битуминозные известняки, переслаивающиеся в верхней части разреза с красноцветными, бурыми и лиловыми мергелями, а также известковистыми сланцами. В мергелях наблюдаются такие отчетливые признаки

мелководных условий отложения, как косая слоистость, трещины усыхания и волноприбойные знаки. Мощность тукаландской свиты равна 400 м. В комплексе фауны, обнаруженной в верхних горизонтах свиты, отсутствуют руководящие верхнекембрийские формы. Но залегание тукаландской свиты на отложениях самых верхов среднего кембрия (чапкинская свита), с одной стороны, и перекрытие ее ордовикской толщей, с другой, позволяют с достаточным основанием отнести указанную свиту к верхнему кембрию.

Верхний отдел

Согласно, без перерыва на среднекембрийских отложениях лежат верхнекембрийские породы. Они пользуются широким распространением на междуречье Анабар — Оленек, где выполняют так называемую Оленекскую синеклизу, на Оленекско-Вилуйском водоразделе и по рр. Мойеро и Котуй. В фациальном отношении верхнекембрийские отложения не однородны. На юге и востоке кембрийского поля северной части Сибирской платформы они состоят главным образом из песчанистых известняков с обильными волноприбойными знаками, следами местных размывов, трещин усыхания и других признаков мелководья на поверхностях наложения. По северо-западной, и отчасти северной окраине кембрийского поля верхнекембрийские отложения размыты, и здесь на среднем кембрии залегают песчаники карбона и перми.

Наиболее полные разрезы верхнего кембрия установлены А. Л. Гроздиловым, В. Е. Савицким и К. С. Забурдиным по южной окраине кембрийского поля северной части Сибирской платформы. В восточной части этого района в бассейне р. Силигир и в верховьях р. Тюнг верхнекембрийские отложения разделяются на две свиты. Нижнюю — песчаниково-оолитовую (суханскую) и верхнюю — пестроцветную (тюнгскую). Суханская свита имеет мощность около 140—150 м. Она состоит из чередующихся пачек песчанистых, оолитовых и глинистых известняков с песчаниками и аргиллитами. В основании свиты залегает пласт брекчированных известняков, а в ее кровле присутствует пласт известнякового конгломерата. В нижней половине свиты найдены трилобиты *Binumtella glabra* Legt., *Talbotina perplexa* N. Tcheg. и др. Тюнгская пестроцветная свита мощностью 70—80 м состоит из различно окрашенных в красные и зеленые тона глинистых, реже песчанистых известняков с прослоями коричневатых битуминозных известняков. В нижней половине свиты обнаружены трилобиты, среди которых, кроме видов, встречающихся в нижней свите, присутствуют: *Lanzonella* sp., *Koldinta* sp. nov., *Taenticephalus* sp. nov. На пестроцветной свите согласно лежат битуминозные известняки с *Finkelburgia* sp., принадлежащие к ордовику.

К западу от бассейна р. Силигир мощность верхнекембрийских отложений значительно увеличивается. Изменяется и их литологический состав вследствие появления доломитов, значение которых увеличивается в северо-западном направлении. Так, в среднем течении р. Котуй и по р. Мойеро, по данным А. Л. Гроздилова, отложения верхнего кембрия имеют мощность 500—550 м. В литологическом отношении они разделяются на три свиты. Нижняя свита в основном сложена доломитизированными известняками и доломитами желтовато-серого цвета. В кровле ее залегает слой псевдооолитовых доломитизированных известняков. Мощность свиты равна 140 м. Фауны в свите не обнаружено. Средняя свита (зеленоцветная) сложена зеленовато-серыми глинистыми известняками, мергелями и известняками. Встречаются прослоп конгломерато-брекчий и доломитизированных известняков. Мощность свиты достигает 280—300 м. Фауна многочисленна, но представлена в своем большинстве новыми видами и родами трилобитов. На верхне-

кембрийский возраст указывают *Drepanura eremita* West., *Paraboli-nella* aff. *evansi* Kob. и *Homagnostus* aff. *acutus* Kob. Верхняя (пестроцветная) свита состоит из зеленых, фиолетовых и красно-бурых чистых и глинистых известняков, водорослевых известняков и аргиллитов мощностью до 130 м. В верхней части свиты присутствуют линзообразные залежи розового гипса.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Отложения ордовика играют весьма значительную роль в геологическом строении северной части Сибирской платформы. На востоке они прослеживаются в виде узкой, частично прерывистой полосы, окаймляющей с запада и юга область Анабарской антеклизы. На западе присутствие ордовикских отложений установлено вдоль окраины платформы в пределах западного борта Тунгусской синеклизы — в Норильском районе, на рр. Хантайке и Курейке. Степень изученности ордовикских отложений на всей этой обширной территории весьма различна. В связи с этим мы вынуждены отказаться от описания отложений ордовикской системы по отделам, а придерживаться регионального принципа, проводя более дробное их разделение только на тех участках, где это позволяет степень изученности.

На востоке, в пределах Анабарской антеклизы, выходы ордовикских отложений примыкают с юга и запада к кембрийскому полю и занимают по сравнению с кембрием значительно меньшую площадь. Полоса распространения ордовикских отложений шириной от 5 до 20 км протягивается из бассейна нижнего течения р. Котуй в бассейн нижнего течения р. Маймечи и к истокам р. Большой Романихи. Далее полоса выходов ордовикских отложений прослеживается на юге в верховьях левых притоков р. Маймечи, в ее верхнем течении, истоках р. Туколан и его правых притоков — в рр. Сымны и Джаргалах.

К югу от оз. Есей ордовикские отложения скрываются под покровом четвертичных отложений Муруктинской котловины, снова появляясь только в долине р. Мойеро на участке от р. Дялингды до р. Бугарихта. Здесь полоса выходов ордовикских пород расширяется до 40—45 км, а в верховьях рр. Оленек и Мойерокан до 70—80 км. Далее на восток полоса шириной 45—50 км прослеживается по обеим сторонам долины р. Оленек. На юго-востоке описываемой территории область развития ордовикских отложений охватывает бассейн р. Алаakit, причем здесь ширина ее вкрест простирается достигает 115 км. Затем в юго-восточном направлении полоса выходов ордовикских пород уходит за пределы описываемой территории.

Ордовикские отложения характеризуются однообразным, но довольно пестрым литологическим составом. Они представлены главным образом различными известняками (водорослевыми, органогенными, оолитовыми и др.), доломитами, мергелями, аргиллитами и алевролитами. Среди этих отложений наблюдаются многочисленные прослои и линзы белого, розоватого и, реже, зеленоватого гипса, наибольшее количество которых отмечается в средней части разреза. Для нижней части разреза характерно присутствие ряда маломощных горизонтов внутриформационных конгломератов с галькой пород, слагающих осадки ордовика. В значительной своей части породы содержат фауну. Кроме того, в них наблюдаются признаки, свидетельствующие о мелководности бассейна, в котором они образовались: отпечатки трещин усыхания, знаки ряби, знаки течений и прибрежных размывов, следы ползания червей и т. п. По окраске отложения ордовика являются пестроцветными.

Отложения ордовика моноклинально и без видимого несогласия залегают на породах верхнего кембрия и связаны с ними постепенным

переходом, так что в большинстве случаев из-за недостаточных сборов фауны граница между отложениями ордовика и кембрия проводится довольно условно.

Наиболее полно разрез отложений ордовика был изучен в бассейне среднего течения р. Мойеро. Здесь благодаря хорошей обнаженности и наличию обильной фауны они разделены О. И. Никифоровой и А. А. Высоцким на три отдела: нижний, средний и верхний. Нижний и средний отделы в свою очередь расчленяются на два яруса. Каждый из выделенных стратиграфических подразделений ордовика характеризуется достаточно определенным литологическим комплексом пород и составом фауны. Однако следует указать, что в других местах рассматриваемой территории ордовикские отложения обнажены слабо, а спорадические находки фауны являются в большинстве случаев недостаточными для выделения ярусов и часто даже отделов, поэтому на геологической карте они показаны без расчленения.

Ниже мы остановимся более подробно на описании ордовикских отложений по р. Мойеро, разрез которых является опорным для всей описываемой территории.

Нижний отдел

Устькутский ярус. Отложения устькутского яруса нижнего ордовика на р. Мойеро представлены в основном пелитоморфными, водорослевыми, оолитовыми известняками, известняковыми конгломератами, реже доломитистыми известняками и доломитами. В верхней части свиты встречаются прослои аргиллитов, мергелей и гипса, а также содержащих гипс известняков и доломитов. Породы окрашены преимущественно в серые и зеленовато-серые тона. Общая мощность отложений устькутского яруса достигает 140—145 м. Эту толщу отложений О. И. Никифорова на основании более низкого стратиграфического положения толщи и содержащихся в ней остатков головоногих *Robsonoceras manttouense* Ulr. и трилобитов, относящихся к родам *Tollaspts Kobayashi*, *Annamitella Mansu* и *Tellerina* Ulr. et Ross., известных из нижнего ордовика Северной Америки, относит к нижней половине нижнего ордовика.

Чуньский ярус. На р. Мойеро отложения чуньского яруса нижнего ордовика не имеют резкой границы с нижележащими породами устькутского яруса. Граница проводится условно на основании смены карбонатных пород устькутского яруса пестроцветными, преимущественно терригенными, породами, относимыми к чуньскому ярусу и содержащими значительно более разнообразный состав фауны.

Отложения чуньского яруса представлены в основном доломитами, алевролитами, аргиллитами и доломитистыми известняками. Весьма широким распространением пользуются прослои гипсов. Доломиты в большей своей части содержат примесь песчаного или алевролитового материала. Характерным является также сравнительно частое присутствие в породах зерен глауконита. Прослои чистых и водорослевых известняков и известняковых конгломератов по сравнению с устькутским ярусом встречаются весьма редко. Породы чуньского яруса имеют пеструю окраску при преобладании красновато-бурых и зеленых цветов.

Наиболее полно разрез этого яруса прослеживается по р. Мойеро на протяжении 16 км вниз от устья р. Бугарикты. По кровле последней пачки с ангареллами О. И. Никифорова проводит границу между чуньским ярусом нижнего ордовика и криволуцким ярусом среднего ордовика. Общая мощность отложений чуньского яруса составляет 93—95 м.

Этот ярус О. И. Никифорова по наличию таких форм, как *Angarella* ex gr. *lopatini* Ass. и *Proterocameroceras brainerdi* (Whitf.), встречающихся в отложениях чуньского яруса Подкаменной Тунгуски,

а также *Protocycloceras lamarcki* (Bill.), *Cotteroceras compressum* Ulr. et Foerste, *Ophileta* sp., известных из отложений верхов нижнего ордовика Северной Америки, относит к верхам нижнего ордовика. Выше этой толщи залегают отложения, содержащие фауну среднего ордовика.

Средний отдел

Криволуцкий ярус. Отложения криволуцкого яруса среднего ордовика на р. Мойеро представлены в основном известняками, аргиллитами, мергелями и доломитами, реже известняковыми конгломератами. В отличие от нижележащего чуньского яруса здесь отсутствуют прослой гипса и резко сокращается количество терригенного материала (алевроитового и песчаного). Отложения этого яруса имеют такую же окраску, как и породы чуньского яруса. Мощность отложений криволуцкого яруса равна 41 м.

В породах встречается значительно более богатый и разнообразный по сравнению с нижним ордовиком состав фауны. Здесь найдены: табуляты — *Billingsaria lepta* Sok., *Gryptolichenaria miranda* Sok., мшанки — *Hallopora* (?) *lammellaris* Modz., *Ceramopora* (?) *punctata* Modz., брахиоподы — *Lenorthis girardi* Andg., *Rafinesquina amara* Andg., *Apomatella peregrina* Andg.; наутилоидеи — *Gelsonoceras* sp.; остракоды — *Tetradella* sp.; трилобиты — *Homotelus simplex* Raup. Верхняя граница криволуцкого яруса проводится по кровле пачки известняков, в основании которой еще встречается фауна брахиопод *Lenorthis girardi* Andg., остракод *Tetradella* sp., а также трилобитов рода *Homotelus*.

Мангазейский ярус. Отложения мангазейского яруса среднего ордовика на р. Мойеро представлены мергелями, аргиллитами и в меньшей степени известняками и доломитами. Встречаются прослой песчаников и алевролитов, иногда с повышенным содержанием фосфорита. От нижележащего криволуцкого яруса отложения данного яруса отличаются большим содержанием песчано-глинистого материала. Породы мангазейского яруса имеют пеструю окраску с преобладанием вишнево-красных тонов, а в верхней трети разреза они окрашены главным образом в зеленые цвета. Полный разрез мангазейского яруса наблюдался по р. Мойеро в 3 км выше устья р. Бугарихты, мощность его здесь равна 43 м.

В прослоях мергелей и известняков мангазейского яруса встречается следующая фауна: брахиоподы — *Mimella panna* Andg., *Planidorsa lenatca* (Girard.) и трилобиты — *Ceraurinus* aff. *icarus* (Bill.), *Monoracos magnus* Kram. Верхняя граница яруса проводится выше пласта известняков с *Mimella panna* Andg. по слою черных аргиллитов, залегающих под известняками с *Tetradium* cf. *fibratum* (Saff.) и *Lichenaria carterensis* (Saff.).

Верхний отдел

Верхнеордовикские отложения пользуются ограниченным распространением. Достоверные выходы их были встречены по р. Мойеро в 3 км выше устья р. Бугарихта, по р. Котуй, в районе устья р. Чиринды и на водоразделе рр. Верхней и Нижней Томбы. В отличие от среднеордовикских пород среди верхнеордовикских отложений увеличивается количество известняковых прослоев. Верхнеордовикские отложения представлены главным образом органогенными и реже доломитово-глинистыми известняками, мергелями и аргиллитами. Окраска пород в нижней половине разреза серая и зеленая, в верхней половине появляются бурые прослой. Мощность отложений верхнего ордовика составляет 45 м. В карбонатных толщах верхнего ордовика найдена фауна, представленная весьма разнообразным и богатым составом имеющихся

там групп: табулят — *Cyrtophyllum laxum* Sok., *C. lambertiformis* Sok., *C. orthits* Sok., *C. cf. simplicatum* Sok.; криноидей — *Pentagonopentagonalis comptus* Jelt., *P. multipartitus* Jelt., *P. altimarginalis* Jelt., *Pentagonocyclicus crassus* Jelt.; мшанок — *Phaenopora transenna* — *microfenestralia* Schoenm., *Ph. angarensis* Nekh., *Ph. cf. elegantissima* Nekh., *Stictoporella clausa* Nekh.; брахиопод — *Boreadorthis asiaticus* Nikif., *Strophomena* ex gr. *incurvata* Scher., головоногих — *Lamboceras cf. richmondense* Foerste.

Верхняя граница ордовикских отложений проводится под битуминозными известняками, выше которых залегает пачка известковистых сланцев, содержащих фауну граптолитов, отнесенных А. М. Обутом к ландоверскому ярусу силура. Присутствие представителей рода *Boreadorthis*, известных в Прибалтике только лишь в низах ликгольмских слоев, и *Strophomena* ex gr. *incurvata* Scher., встречающихся в верхах среднего ордовика Северной Америки, а также отсутствие видов, сходных с формами более верхних слоев верхнего ордовика как Прибалтики, так и других стран, позволяет, по заключению О. И. Никифоровой, предполагать, что описанные выше отложения принадлежат низам верхнего ордовика, а верхи верхнего ордовика в описываемом районе отсутствуют. Общая мощность ордовикских отложений в бассейне р. Мойеро равна 365 м.

В других районах описываемой территории вследствие отсутствия фауны отложения ордовика не могли быть так подробно расчленены на отделы и ярусы, как это сделано для бассейна р. Мойеро. Поэтому ниже приводится только общая характеристика этих отложений по отдельным участкам и делаются попытки, где это возможно, привязать их к опорному разрезу по р. Мойеро.

В бассейне верхнего течения р. Туколан, по данным Е. И. Подкопаева, ордовикские отложения представлены в основном известняками, реже доломитизированными известняками и, как исключение, доломитами. Среди этих пород очень широкое распространение имеют слабо глинистые и песчанистые разновидности, из которых последние особенно характерны для средней и верхней частей толщи. В верхних частях разреза в верховьях р. Сымна были встречены известняки, содержащие тонкие прослои гипса и песчаника. Заканчивается разрез ордовика бурыми и желтовато-белыми кварцевыми песчаниками мощностью около 20—25 м. Окраска подавляющей части пород зеленовато-серая, зеленая и вишнево-красная, реже желтая и серовато-белая. Фаунистическая характеристика этих отложений ограничивается находкой В. В. Ермоловым в элювии нижних горизонтов толщи гастропод *Ophileta cf. levata* V a п и х., которые, по определению В. А. Востоковой, характеризуют нижний ордовик.

Литологические особенности пород, слагающих описываемую толщу, позволяют сопоставлять эту часть разреза с нижним и средним ордовиком бассейна р. Мойеро. Е. И. Подкопаев высказывает мнение о возможном присутствии здесь пород верхнего ордовика, но последние при исследованиях, по-видимому из-за плохой обнаженности, не выделялись из отложений силура. Общая мощность отложений ордовика в бассейне верхнего течения р. Туколан определяется Е. И. Подкопаевым и В. В. Ермоловым в 180—200 м.

В бассейне верхнего течения р. Маймечи в разрезе ордовикских отложений, по данным Я. И. Полькина, выделяются две толщи: нижняя — красноцветная и верхняя — вишнево-красных доломитов. Красноцветная толща характеризуется преобладанием красных, бурых плотных доломитов с подчиненным количеством тонких прослоев зеленовато-серых и серых их разновидностей. В отличие от разреза в бассейне верхнего течения р. Туколан здесь отмечается появление в нижней части этой толщи большего количества зеленоцветных отло-

жений. В верхней части толщи заметно появление маломощных прослоев светло-серых песчанистых доломитизированных известняков и тонкозернистых кварцевых песчаников с известковистым цементом. В этой же части разреза отмечаются прослои внутрiformационного доломитового конгломерата мощностью до 0,3—0,5 м, который состоит из мелкой гальки, вишнево-красных доломитов сцементированных светло-серым доломитом. Мощность этой толщи достигает 500 м. Верхняя толща сложена преимущественно вишнево-красными тонкоплитчатыми доломитами с очень тонкими прослоями зеленовато-серых и серых доломитов. Мощность ее равна 60—80 м. Разрез ордовикских отложений завершается светло-серыми тонко- и мелкозернистыми кварцевыми песчаниками мощностью до 10—20 м. Выше эти отложения согласно перекрываются фаунистически охарактеризованными породами силура. Фауны в отложениях ордовика встречено не было. Общая мощность ордовикских отложений в бассейне верхнего течения р. Маймечи достигает 570—600 м.

Очень сходный разрез ордовикских отложений приводит А. А. Волосатов для бассейна нижнего течения р. Маймечи. Они представлены здесь доломитами, известняками и мергелями с линзами и пластами белого гипса. Все породы окрашены в красно-бурый цвет. Мощность их равна 400—500 м.

Непрерывный разрез ордовикских отложений в нижнем течении р. Котуй на протяжении 2 км вниз по течению от устья ручья Нефтяного наблюдался Ф. Г. Марковым и Я. И. Полькиным. Здесь они слагаются доломитизированными, глинистыми и мергелистыми известняками с прослоями известняковых конгломератов. В верхней части разреза отмечается появление горизонтов тонкослоистых мергелей с прослоями и линзами гипса. Окраска известняков серая, серовато-зеленая. Мергели имеют темно-коричневую окраску. Фаунистически ордовикские отложения не охарактеризованы и выделяются на основании литологического сходства с содержащими фауну породами бассейна р. Мойеро. Общая мощность ордовикских отложений в бассейне нижнего течения р. Котуя достигает 200 м.

К востоку от р. Мойеро, в истоках р. Оленек и в верховьях р. Мойерокана, Л. Д. Мирошниковым ордовикские отложения по литологическому признаку были подразделены на три толщи, каждая из которых вполне увязывается с выделенными отделами ордовика на р. Мойеро. Мощности средней и верхней толщ соответствуют мощностям среднего и верхнего отдела ордовика, а мощность нижней толщи дается на 75—85 м меньше, чем мощность нижнего отдела ордовика в опорном разрезе бассейна р. Мойеро. В средней толще Е. Н. Фрейбергом были найдены брахиоподы *Planidorsa* sp., *Rafinesquina* sp. и остракоды *Tetradella* sp., встречающиеся в среднем отделе ордовика на р. Мойеро.

Далее к востоку, в районе рр. Верхней и Нижней Томбы и левого берега р. Оленек, разрез ордовика, по данным Л. Д. Мирошникова, начинается с желтых с различными оттенками доломитов, реже массивных, иногда грубослоистых, часто кавернозных доломитизированных известняков. Выше лежат желтовато-зеленые и зеленые, полосчатые, тонкоплитчатые доломитистые известняки и известковистые доломиты. Среди известковистых доломитов прослеживается горизонт мощностью 6,6—7,0 м зеленовато-серых тонкослоистых доломитистых известняков с прослоями гипсов. В этой толще в бассейне р. Ассия среди тонкоплитчатых известняков В. И. Вето и А. С. Соколовым-Кочегаровым найдена фауна *Dictyonema flabeliforme* (Eichw.). Мощность описанной нижней части разреза ордовикских отложений, по данным А. В. Зиза, равна примерно 100 м.

В верхней части разреза ордовика наблюдается переслаивание зеленоватых и фиолетово-красных песчанистых доломитизированных из-

вестняков с тонкими прослоями гипса. Известняки содержат водоросли рода *Collenia* и неопределимые остатки брахиопод и гастропод. В этой части разреза на правом берегу р. Верхняя Томба, в 20 км выше ее устья, А. В. Зиза наблюдал полутораметровый пласт светло-серого тонкозернистого песчаника. Кроме того, В. И. Вето и А. С. Соколов-Кочегаров указывают на наличие в этой толще прослоев известняковых конгломератов и буро-красных мергелей, а также на присутствие в этих отложениях глиптоморфоз по каменной соли, отпечатков по трещинам усыхания и знаков ряби. Самые верхние горизонты отложений ордовика на водоразделе рр. Верхняя и Нижняя Томба представлены светло-серыми доломитизированными известняками и светло-коричневыми плотными известняками, среди которых Е. И. Подкопаевым была найдена фауна граптолитов, определенная А. М. Обутом как *Glyptograptus tamariscus* Nich., *Glyptograptus* sp., *Michelinocelas* sp., характеризующих эти отложения как верхнеордовикские. Мощность ордовикских отложений для этой части района Л. Д. Мирошниковым и А. В. Зизой определяется 180—200 м.

На левобережье р. Алаakit и в долине р. Оленек в низах разреза ордовика, по данным Л. Д. Мирошникова, залегают серые и коричнево-серые слоистые доломиты с оолитовыми и водорослевыми разновидностями и локальными прослойками конгломератов и кластогенных доломитов. Начиная с 20—40 м от основания разреза, по данным Е. Н. Фрейберга, залегают доломиты и доломитисто-глинистые известняки, окрашенные в желтовато-серые и зеленовато-серые тона. Для доломитов и доломитистых известняков характерно псевдооолитовое строение. В верхней части разреза залегают двадцатиметровый пласт органогенных доломитистых известняков с прослоями бурых оолитовых известняков. Возраст отложений определен по фауне *Liospira* sp. как ордовикский. Кроме того, в породах, аналогичных по литологическому составу и стратиграфическому положению, близ устья р. Нижнего Яральина Т. Л. Гольдбург обнаружил фауну *Finkelburgia* sp., указывающую на нижнеордовикский возраст этих образований. Мощность нижнеордовикских отложений в этой части района равна 220—240 м.

Вышележащая толща ордовика в верховьях рр. Верхней Большой Куонды и Куянгны отнесена к среднему ордовика по фауне, определенной О. И. Никифоровой, как *Lenorthis girardi* Andg., *Raftnesquina* sp., *Tetradella* sp. Отложения этой толщи представлены доломитистыми и песчанистыми известняками розового, вишнево-красного и светло-серого цвета, также органогенными известняками кирпично-красного цвета. В верхах толщи наблюдается беловато-серый, слоистый доломитистый известняк. Мощность отложений среднего ордовика в силу неравномерного размыва их колеблется в пределах от 7 до 12 м. Отложения верхнего отдела ордовика в этой части района и в более восточных его частях полностью отсутствуют.

На крайнем востоке описываемой территории, в районе между-речья Онье и Орто-Силигир, а также на р. Оленек у устья р. Хаитынгнаах, нижняя часть разреза нижнего ордовика мощностью 120—150 м, по данным В. Е. Савицкого и Л. Д. Мирошникова, представлена пестроокрашенными известняками и доломитами. Среди этих пород особенно большим распространением пользуются глинистые разновидности известняков вишневого и зеленого цвета, а также встречаются оолитовые породы и маломощные прослои внутрiformационных конгломератов и водорослевых известняков. На поверхности наслонения пород отмечаются следы мелководья (знаки ряби, трещины усыхания и т. п.). Средняя часть разреза нижнего ордовика мощностью 110—130 м сложена невыдержанными пластами доломитов, доломитистых известняков и маломощными пачками известняков. Среди этих пород встречаются пласты (0,5—2,0 м) оолитовых и псевдооолитовых доломитистых

известняков, а также невыдержанные по простиранию прослойки песчаных доломитов. В карбонатных породах отмечается незначительная примесь песчано-глинистого материала. Породы этой толщи имеют обычно массивное или грубоплитчатое сложение, реже встречаются тонкослоистые разновидности. Цвет пород обычно желтовато-серый, светло-серый и светло-желтый.

В верхней части разреза Н. А. Милашев выделяет две толщи: оолитовую и глауконитовую. Оолитовая толща мощностью 50—60 м представлена породами, аналогичными средней части разреза нижнего ордовика, но в отличие от последней содержит до 30% оолитовых и псевдооолитовых известняков и доломитистых известняков, а также характеризуется появлением водорослевых доломитистых известняков и внутрiformационных конгломератов. На поверхностях напластования пород отмечаются трещины усыхания. Состав и цвет пород такие же, как и в средней части разреза нижнего ордовика. Глауконитовая толща мощностью до 70 м характеризуется наличием трех-пяти пластов, в которых содержание глауконита достигает 10%, в остальном же она мало чем отличается от подстилающей ее оолитовой толщи. В нижней части глауконитовой толщи найдена фауна *Archinacella* aff. *subrotunda* Ulr. et Sc of., а в верхнем горизонте установлены формы *Ophileta* sp., *Pararaphistoma* sp., *Hormotoma* sp., *Sophospira* sp. По заключению В. А. Востоковой, вышеперечисленная фауна дает основание считать возраст глауконитовой толщи как ордовикский, скорее нижнеордовикский. По содержанию в этой толще карбонатных пород с примесью глауконита она может быть сопоставлена с чуньским ярусом, развитым по р. Мойеро. Общая мощность нижнеордовикских отложений в этой части района достигает 380 м.

Отложения среднего ордовика в районе правобережья р. Алакит представлены красноцветными пятнистыми глинами, известняками с редкими маломощными линзовидными прослоями светло-серых глинистых известняков. В основании толщи Н. А. Милашевым были встречены остатки гастропод плохой сохранности, из которых определена *Sinuities* sp., датирующая вмещающие ее породы лишь как ордовикские.

В верховьях р. Алакит среди аллювиальных отложений Л. Д. Мирошниковым была найдена галька красноцветного глинистого известняка с многочисленной фауной брахиопод: *Lenorthis girardi* Andr., *Rafinesquina* sp., *Camarotoechia* sp., *Tetradella* sp., *Hormotoma* sp., *Bellerophon* sp., *Bucanella* sp., *Pararaphistoma* sp., *Holopea* sp., *Sceneila* sp. Указанный комплекс фауны является руководящим для среднего ордовика. Подобные породы в других частях разреза в описываемой части района нам не известны, поэтому есть основание считать, что, по видимому, среди отложений толщи имеются глинистые известняки, содержащие перечисленную фауну. Мощность среднеордовикской толщи на данном участке района не превышает 15 м.

В заключение обзора отложений ордовикского возраста следует отметить, что стратиграфическая схема ордовикских отложений, предложенная О. И. Никифоровой для участка р. Мойеро, в силу недостаточной изученности и слабой обнаженности других участков района не нашла своего отражения. По этой причине в настоящее время не представляется возможным дать сколько-нибудь удовлетворительного анализа фациальных изменений ордовикских отложений по свитам. На основании данных, которыми мы располагаем в настоящее время, можно только сказать, что формирование ордовикских пород происходило в прибрежных условиях мелкого теплого моря. На характер этого бассейна влияли мелкие пульсационные тектонические движения, в результате которых происходила быстрая смена условий отложения осадков, исключавшая возможность отложения выдержанных маркирующих горизонтов.

Более крупные тектонические движения, накладывавшиеся на мелкие пульсационные движения, имели различный характер в различных участках района, благодаря чему мы наблюдаем изменение мощностей по простираению, а иногда выпадение из разреза целых свит. Так, например, в северной части района, в бассейне нижнего течения р. Котуй, в бассейне верхнего течения р. Туколан, и в южной части района в бассейне рр. Нижней и Верхней Томбы, мощность ордовикских пород, по имеющимся у нас данным, не превышает 180—200 м, в бассейне р. Мойеро она равна 365 м, а в бассейне р. Маймечи достигает 400—600 м. В юго-восточных частях района, несмотря на выпадение из разреза отложений верхнего и почти всего среднего ордовика, мощность отложений ордовика на левобережье р. Алакит составляет 230—250 м, а к востоку от р. Алакит доходит до 395—400 м. Необходимо отметить, что в условиях плохой обнаженности мощности ордовикских отложений для некоторых участков района могли быть подсчитаны не точно, так что нельзя отнести изменение мощностей только за счет размыва или фациальных изменений.

На западной окраине Сибирской платформы, в Норильском районе, а также по рр. Хантайке и Курейке ордовикские отложения пользуются более широким распространением, чем породы кембрия, слагая пониженные участки в пределах крупных речных долин. В Норильском районе они участвуют в строении Хантайско-Рыбинского вала, а южнее слагают ядро антиклинальной структуры в низовьях р. Курейки.

В Норильском районе ордовикские отложения лежат согласно без перерыва на отложениях верхнего кембрия, и граница между ними проводится в значительной степени условно по смене пестроцветных мергелистых пород известняками. По материалам норильских геологов, обобщенным в работах Г. Г. Моора и Н. Н. Урванцева, здесь в ордовике выделяются главным образом по литологическим признакам три свиты: могоктинская, кулгахтакская и хантайская.

Могоктинская свита начинается с собой разрез ордовика и представлена преимущественно серыми и светло-серыми, массивными и плитчатыми, иногда кавернозными, известняками с редкими прослоями мергелей. Из фауны здесь найдены пока только *Orthis absctssa* P a n d., *O. calligramma* D a l m., *Obolus pollints* E i c h w. (определения С. Н. Ческидова). На р. Хантайке в известняках могоктинской свиты найдена *Finkelburgia* sp. (определение О. И. Никифоровой), а на р. Туколанде *Triblidium* sp. Мощность могоктинской свиты равна 500 м.

Кулгахтакская свита состоит из белых, светло-серых, кремневых и розовых доломитов и доломитизированных известняков. Первые преобладают лишь в районе р. Кулгахтах. Южнее они сменяются доломитизированными известняками, а на востоке — в районе Имангды — известняками, нередко битуминозными. Из фауны встречены *Vagnoceras* sp. и другие головоногие (определения С. Н. Ческидова), а в районе ручья Чопко, по восточному краю Норильского плато обнаружены: *Orthis calligramma* D a l m., *Obolus apollints* E i c h w. С р. Чопко В. А. Хахловым были определены *Actmaeae arctica* C h a c h l., *Platystrophia subltmts* O p i k., *P. manella navis* O p i k. Наиболее полно породы кулгахтакской свиты обнажены по восточному склону Норильского плато в районе горы Кулгахтах, от которой свита и получила свое название. Мощность кулгахтакской свиты составляет 350 м.

Хантайская свита представлена красными, вишнево-красными, лиловыми, фиолетовыми, бурыми, зелеными, иногда пятнистыми мергелями и сланцами с редкими, не везде встречающимися прослоями гипса. Единичны пачки известняков, особенно в верхах свиты, где они местами достигают мощности 40—50 м. В южной части района роль известняков в составе увеличивается. Из пачки темных сланцев, венчающих хантайскую свиту, в скв. С-1 В. И. Павлиновым определены

граптолиты: *Climacograptus latus* E.-W., *C. styloides* Lapw., *C. tubuliformis* Lapw., *Orthograptus truncatus* var. *socialis* Lapw., характеризующие самые верхи верхней части карадокского яруса. Несколько ниже горизонта с граптолитами, в прослоях известковистых сланцев, среди мергелей С. М. Большаковым определены брахиоподы: *Daslmanna testudinaria* Dalm., *Rajnesquina arenacea* Hall., *Parmorthis basalis* Dalm., трилобит *Aspahus kowalewsti* Lam., мшанка *Licheralia concentrica* Hall., указывающие на верхи ордовика. Мощность хантайской свиты исчисляется в пределах 200—250 м. Общая мощность отложений ордовика определяется 1050—1100 м.

В 1954 г. по р. Хантайке тематические исследования, связанные с изучением стратиграфии нижнепалеозойских отложений, проводил сотрудник ВСЕГЕИ А. А. Высоцкий, предварительные выводы которого по стратиграфии ордовикских отложений приводятся в отчете Н. А. Тимашкова, Н. П. Шемякина и В. В. Захарова за 1955 г. Судя по этим материалам, на р. Хантайке присутствуют отложения нижнего, среднего и верхнего отделов ордовика. Н. А. Тимашков приводит следующую, основанную на данных А. А. Высоцкого, схему расчленения ордовикских отложений для этого района.

Нижний ордовик слагается серыми, светло-бурыми и красно-бурыми доломитами. В нижней и верхней частях разреза имеются прослои красноцветных мергелей. В серых и темно-серых доломитах обнаружены водоросли *Collenia* и брахиоподы *Syntrophopsis utahensis* Ulr. et Cooper. и *Finkelburgia* sp. Мощность этих отложений равна 485 м.

К среднему ордовику отнесены пестроцветные — серые, зеленовато-буровато-серые и буро-красные тонкокристаллические, средне- и толстослоистые доломиты с прослоями красно-бурых глинистых мергелей. Породы содержат неопределимую фауну брахиопод. Мощность отложений среднего ордовика составляет 200 м.

Верхний ордовик представлен серыми, красновато-серыми тонко- и толстослоистыми мелкокристаллическими доломитами с прослоями красно-бурых доломитистых мергелей. Имеется фауна брахиопод: *Boreadorthis asiaticus* Nikif., *Hindella* sp. (?), *Archinacella* sp. Мощность равна 295 м.

Общая мощность ордовикских отложений в бассейне р. Хантайки определяется 1000 м.

На р. Курейке наличие силурийских отложений в старом понимании (ордовик + готландий) было установлено С. В. Обручевым. Позднее в 1939 г. Ф. Г. Марков выделил из их состава ордовикские отложения и дал им самостоятельную характеристику. В 1953 г. изучением разреза отложений ордовика и силура здесь занимались сотрудники ВСЕГЕИ А. Ф. Абушик и О. И. Никифорова, данные которых были использованы Ю. Г. Гором и В. А. Преображенским в отчете за 1955 г. Последними было установлено присутствие ордовикских отложений и на водоразделе озер Мундульского и Пашкина.

А. Ф. Абушик и О. И. Никифоровой удалось расчленить отложения ордовикской системы не только на отделы, но и на ярусы в соответствии с принятой в настоящее время для Сибирской платформы схемой. Отложения ордовика здесь представлены нижним и средним отделами и согласно залегают на доломитах кембрия, отложения верхнего отдела отсутствуют.

Нижний ордовик представлен устькутскими и чуньскими ярусами. К устькутскому ярусу отнесена толща перемежающихся между собой серых, темно-серых тонкокристаллических известняков и бурых, темно-серых и белых доломитов. Присутствуют водорослевые горизонты с остатками *Collenia*. Возраст отложений устькутского яруса определяется находками трилобитов *Kuraspis obscurus* N. Tchern., и *Koldinia* sp. Общая мощность отложений устькутского яруса достигает 270 м. Чунь-

ский ярус слагается отложениями, близкими устькутской свите. Это перемежающиеся между собой известняки и доломиты, но в отличие от устькутской свиты здесь почти полностью отсутствуют водорослевые горизонты, а доломиты являются более глинистыми. Возраст отложений чуньского яруса определяется найденной в горизонте кавернозных глинистых доломитов фауной брахиопод *Finkelnburgia* cf. *bellatula* U l r. et S o o p., *Angarella* sp., *Archinacella* cf. *subrotunda* U l r. et S c o f. и *Scenella* sp. Мощность отложений чуньского яруса равна 150 м.

Средний ордовик предположительно представлен отложениями криволуцкого и мангазейского ярусов. Криволуцкой ярус почти полностью выпадает из разреза и, по мнению О. И. Никифоровой, к нему может быть условно отнесен залегающий в основании вышележащих отложений мангазейского яруса маломощный пласт кварцевых песчаников с остатками брахиопод *Lingula* sp. и наутилоидей. Мангазейский ярус сложен белыми среднесернистыми песчаниками с редкими включениями углистого вещества. В средней части разреза залегает пласт темных слабо сцементированных фосфоритоносных песчаников, содержащих фауну *Mimella panna* A n d g., *Rostricellula* sp., *Evenaspis mortna* K r a m., *Monoracos* sp. и *Ceraurinus* sp. Мощность отложений мангазейского яруса достигает 70 м.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Так же как и отложения ордовика, отложения силурийской системы играют значительную роль в геологическом строении северной части Сибирской платформы.

На востоке они, залегая на породах ордовика, окаймляют с запада и востока обширное поле распространения кембрийских отложений. На западе они широко развиты вдоль окраины платформы, в частности, в Норильском районе и по рр. Хантайке и Курейке. Более детально отложения силурийской системы изучены в восточной части рассматриваемой территории, где в их составе удается выделить отложения не только отделов силурийской системы, но и ярусов. Более схематично разделение их на западе; в Норильском районе в этих отложениях выделяется ряд свит, главным образом по литологическому составу, а палеонтологическая их характеристика дает основание для выделения верхнего и нижнего отделов. Южнее, по р. Курейке, благодаря последним исследованиям А. А. Высоцкого, О. И. Никифоровой и А. Ф. Абушик, выделяются отложения трех ярусов силура — ландовери, венлока и лудлова.

Отложения силурийской системы пользуются весьма широким распространением в юго-восточной части описываемой нами области (бассейн р. Котуй, Оленек-Виллюйский водораздел). Материалы по их стратиграфии были собраны рядом геологов Научно-исследовательского института геологии Арктики, производивших геолого-съемочные работы в этих районах. Вопросами стратиграфии силура здесь занимались О. И. Никифорова, А. А. Высоцкий и А. Л. Гроздилов. Последнему принадлежит первая попытка обобщить все данные по стратиграфии силурийских отложений этой области.

Нижний отдел

На описываемой территории по сравнению с другими районами Сибирской платформы отложения нижнего силура представлены наиболее полно. Они характеризуются довольно мощной толщей карбонатных пород, содержащих богатый комплекс разнообразной фауны, позволяющей расчленить эти отложения на два яруса: ландоверский и венлокский. Первый из них развит по всему району и везде хорошо

фаунистически охарактеризован. Второй устанавливается только на отдельных участках, причем в ряде случаев из-за отсутствия фаунистических находок выделяется условно.

Ландоверский ярус

Отложения ландоверского яруса пользуются довольно широким распространением. В бассейне р. Котуя выходы их встречались на возвышенностях, с которых стекают правые притоки рр. Туколан-Тэкай, Сымна и Джаргаллах и левые притоки рр. Чагдады-Даалдын и Макгажит. Южнее ландоверские отложения установлены на р. Котуе, где обнаруживаются на протяжении 25 км вниз по течению от устья р. Чиринды. Довольно широко они распространены по р. Мойеро, где прослеживаются вкрест простирания на протяжении 30—35 км. Далее на восток область развития отложений ландоверского яруса охватывает верхние течения рр. Мойерокан, Верхней и Нижней Томбы и Маркоки. В юго-восточной части области наблюдается лишь очень узкая их полоса (до 1—5 км), прослеживающаяся в истоках рр. Алаakit и Мархи.

Отложения ландоверского яруса представлены однообразной толщей, сложенной преимущественно массивными и толстослоистыми известняками, часто глинистыми, окрашенными обычно в серые и темно-серые цвета, нередко с коричневатым оттенком. Гораздо реже встречаются тонкослоистые и плитчатые разновидности, а также известняки со светло-серыми и желтоватыми тонами окраски. Большая часть известняков обладает органогенной структурой и нередко брекчиевидной. Весьма характерна для ландоверских известняков незначительная битуминозность. В составе толщи иногда встречаются прослои и пакки доломитистых известняков, доломитов и известковистых мергелей.

Непосредственный контакт пород ландовери с ордовикскими отложениями наблюдался И. О. Никифоровой, А. А. Высоцким и А. Л. Гроздиловым в обнажениях по левому берегу р. Мойеро, в 3,0 и 7,0 км выше р. Бугарихта. Наблюдения на ограниченных участках не позволили выявить несогласия или следов размыва между отложениями силура и ордовика. Однако по фаунистическим данным в этих обнажениях предполагается отсутствие верхов верхнего ордовика и низов нижнего силура, а следовательно, и наличия в бассейне р. Мойеро перерыва в отложениях между ордовиком и силуром, захватывающего верхи верхнего ордовика и низы силура.

В северо-западной части описываемой территории соотношение ландоверских отложений с породами ордовика не наблюдалось, но все же установленное здесь Е. И. Подкопаевым выпадение из разреза в ряде мест горизонта песчаников и резкая смена фаций дают основание предполагать наличие перерыва в осадконакоплении.

В верховьях р. Алаakit контакта отложений ландоверского яруса с подстилающими породами ордовика из-за плохой обнаженности также не наблюдалось. Но имеются указания ряда авторов на отсутствие здесь полностью верхнего, а местами и среднего ордовика. Это говорит за то, что отложения ландовери залегают на размывтой поверхности ордовикских пород, а длительность перерыва в отложениях между ордовиком и силуром возрастает с запада на восток.

Наиболее полно разрезы отложений ландовери были изучены в бассейнах рр. Мойеро и Нижней Томбы.

В бассейне р. Мойеро И. О. Никифорова по преобладанию некоторых видов фауны в отложениях ландоверского яруса выделяет в них следующие фаунистические горизонты (снизу вверх).

1. Горизонт с граптолитами *Diplograptus mojeroensis* O b u t., *Pseudoclimacograptus hughesi* (N i c h.), *Pristiograptus gregarius* (L a p w.), subsp. *angusta* O b u t., состоящий из черных известковистых аргиллитов и темно-серых пелитоморфных плитчатых доломитисто-глинистых известняков. Мощность 30 м.

2. Горизонт *Parmorthis neocrassa* с Nikif. и *Stricklandia (levls)* Bill., слагающийся серыми и буровато-серыми тонкозернистыми известняками, доломитисто-глинистыми известняками и органогенно-обломочными известняками. Мощность 70 м.

3. Горизонт с *Chamatopora moyeroensis* Nekh., *Nomatopora, spiralis* Nekh., *Coelospira duboisi* (Vern.) и *Pentamerus tzejanowski* Schm., образованный серыми и темно-серыми и буровато-серыми пелитоморфными, иногда органогенными известняками. В верхней части горизонта имеются тонкие глинистые прослои. Мощность 38 м.

4. Горизонт с *Coelospira hemisphaerica* Sow., *Mendacella tungusensis* Nikif., *Meristella lacrima* Nikif. и *Pentamerus schmidti* Leb. Он сложен светло-серыми и темно-серыми, тонкослоистыми, пелитоморфными, глинистыми и органогенными известняками. В верхней части горизонта наблюдается чередование зеленовато-серых аргиллитов и мергелей и серых органогенных и пелитоморфных тонкослоистых известняков. В нижней части известняки преимущественно глинистые. Мощность 42 м.

5. Горизонт с кораллами *Palaeonalyites arcticus* Tchern., *Favosites* ex gr. *hisingeri* Edw. et Haime, *Parastriatopora arctica* Tchern. Он состоит из серых и темно-серых, тонкослоистых известняков с прослоями светло-серых органогенных известняков. Мощность 35 м.

Суммарная мощность отложений ландоверского яруса по р. Мойеро равна 215 м.

К западу от бассейна р. Мойеро из-за плохой обнаженности отложения ландоверского яруса не получили детального стратиграфического расчленения. Данная Е. И. Подкопаемым и В. В. Ермоловым характеристика отложений ландоверского яруса, развитых на водоразделе рр. Туколан и Чангода, в общих чертах аналогична вышеприведенной. Ландоверский возраст этих отложений вполне определенно устанавливается по фауне: *Coelospira* (?) *hemisphaerica* Sow., *Medacella tungusensis* Nikif., *Bumastus* sp., *Favosites* aff. *gothlandicus* Lam., *Palaeofavosites* sp., *Multisolenia* cf. *formosa* Sok., *Pentagonocyclicus borealis* Jelt., *P. asper* Jelt., *P. crassimuralis* Jelt., *Cyclocyclicus tenuimuralis* Jelt., *Worthenia* sp., *Laxonema* sp., *Enomphalus* sp. Суммарная мощность отложений ландоверского яруса в этом районе Е. И. Подкопаевым и В. В. Ермоловым установлена 200—250 м.

На р. Котуй, ниже устья р. Чиринды, на крыльях антиклинальной складки, в ядре которой установлены фаунистически охарактеризованные отложения верхнего ордовика, вскрыта толща карбонатных пород, содержащих фауну ландоверского яруса, среди которой М. С. Жижиной из сборов Я. И. Полькина и И. А. Пичугина определены: *Favosites* aff. *gothlandicus* Lam., *Parastriatopora* sp., *Streptelasma* sp., *Phacops* cf. *leatus* Ang. и др. В образцах, содержащих вышеприведенную фауну, несколько неожиданной была находка кораллов *Loyolophyllum* sp. (определение Э. З. Бульванкер), близкого к формам, распространенным в Кузбассе и на Урале среди девонских отложений. Мощность толщи пород ландоверского яруса в данном участке осталась невыясненной, так как из-за недостаточных сборов фауны не была определена верхняя граница толщи. Я. И. Полькин приводит мощность для всех силурийских пород данного участка, равную 600 м, оговариваясь при этом, что такая большая мощность указывает на возможное наличие более высоких горизонтов силура, чем ландовери.

К востоку от р. Мойеро, между верховьями рр. Мойерокана и Верхней Томбой, из-за плохой обнаженности была прослежена лишь нижняя 180-м часть разреза ландовери. Здесь нижний горизонт ландовери мощностью 40 м представлен темно-серыми плитчатыми известняками с тонкими прослоями брекчиевидного известняка, содержащего фауну брахиопод *Parmorthis crassa* Lind., *Coelospira duboisi* Vern. и *Stropheodonta* sp. Выше залегают буровато-серые известняки мощностью 20 м с брахиоподами *Lissatrypa* sp. и кораллами. На них лежат темно-серые грубослоистые глинистые известняки мощностью до 20 м.

На участке от р. Нижней Томбы до истоков рр. Сытыкан и Чукуха разрез ландоверского яруса начинается с толщи коричневатого-серых плотных известняков, мощность которой на участке от р. Нижней Томбы до р. Желинда достигает 75 м, уменьшаясь к востоку от верховьев р. Эге-

Делинге до 30 м. Из этой толщи среди брахиопод О. И. Никифоровой определены: *Coelospira duboisi* Vern., *Schellwienella* sp., *Stropheodonta* sp., (?) *Rhynchospirina* sp., *Parmorthis neocrassa* Nikif. Кроме того, в восточных частях района В. А. Милашевым была собрана богатая фауна трилобитов, среди которых Е. А. Балашевой были определены *Phacops quadrilineatus* Ang. var. *khatagensts* Weber, *Proetus* sp., *Iliaenus* sp. (?) Из верхней части этой толщи М. А. Смирновой определены кораллы *Palaeofavosites* (?) *alveolaris* var. *maxima* Tchern. По аналогии с фауной из нижней части разреза ландовери на р. Мойеро эту толщу также можно отнести к среднему ландовери.

Стратиграфически выше залегает толща известняков и органогенных известняков серого и темно-серого цвета. Известняки — массивные и грубослоистые с прослоями тонкоплитчатых разновидностей. В сильно подчиненном количестве встречаются прослой доломитистых известняков. Иногда в известняках наблюдается примесь алевро-псаммитового и глинистого материала. Мощность этой толщи очень изменчива и возрастает с востока на запад. На крайнем востоке описываемой территории отложения этой толщи не наблюдались, а на участке между Эге-Делинге и Кулянгна, по данным Е. Н. Фрейберга, мощность ее не превышает 30 м. В бассейне рр. Мас-Юрях, Моркоки и верховьев рр. Олдондо и Нижней Большой Куонды, по данным С. Ф. Духанина, она увеличивается до 50—60 м, в верховьях р. Нижней Яральин, по материалам Т. Л. Гольдбурт — до 75 м, а в бассейне р. Нижней Томбы, по данным Е. И. Подкопаева, достигает 100 м.

Из этой толщи С. Ф. Духаниным и Т. Л. Гольдбурт была собрана многочисленная фауна брахиопод, среди которых О. И. Никифорова определила: *Coelospira duboisi* Vern., *C. hemisphaerica* Sow., *Strophomena antiquata* (?) Sow., *Schellwienella* sp., *Camarotoechia* sp., *Stropheodonta* (?) sp., *Meristella* (?) sp., *Rhynchospirina* sp. *Parmorthis neocrassa* Nikif., кроме того, среди брахиопод, собранных Е. И. Подкопаевым из верхней части толщи, были определены *Pentamerus schmidti* Leb., *Mendacella tungusensts* Nikif., *Rhynchospira* sp. и *Dinobolus* sp. Среди криноидей из коллекции С. Ф. Духанина, А. В. Зизы, Р. С. Елтышевой определены следующие виды: *Cyclocycliticus scalariformis* Jelt., *Pentagonopentagonalis cladestinus* Jelt., *P. dentiferus* Jelt., характеризующие вмещающие их породы как ландоверские. Е. А. Балашевой определен трилобит *Phacops quadrilineatus* Ang., известный из слоев G и H ландовери Прибалтики, а З. Г. Балашевым установлены виды наугилоидей: *Stokesoceras ekwanense* Foerste et Savage, *Orthoceras clavatum* Hall, *O. cf. anaenum* Wag., *Armenoceras vertebratum* Hall, *Protokionoceras jonest* Wag., *Ormoceras* sp. и *Sactoceras* sp. Фауна наугилоидей, по аналогии со свитами *Median* и *Clinton* Северной Америки, указывает на ландоверский возраст отложений.

Среди кораллов и строматопор М. С. Жижинной выявлены следующие формы: *Favosites histingeri* M. Edw. et Haine var. *minimus* Ruchin, *F. ex gr. gothlandicus* Lam., *Stringopora* sp., *Streptelasma* aff. *crassiseptatum* Smith., *Mesofavosites* sp., *Paleofavosites* aff. *forbesiformis* Sok., *P. cf. alveolaris* Goldf., *P. borealis* Tchern., *P. cf. paulus* Sok., *Entalophyllum* aff. *visbyense* Wdkd., *Labechia jakovlevi* Riab., *Clatrodictionary fastigiatum* Nich. Фауна кораллов и строматопор указывает на низы силура (ландовери и венлок).

Среди гастропод В. А. Востоковой определены: *Loxonema* sp., *Limnolobus* cf. *estuetica* Pequer, *Hormotoma* sp., *Eceyltomphalus* sp. и *Bellorophon* sp. Все перечисленные гастроподы пользуются широким распространением от ордовика до девона включительно. При сравнении комплекса фауны этой толщи с фауной ландоверского яруса р. Мойеро можно предположить, что данная толща соответствует верхам среднего ландовери и самым низам верхнего ландовери.

В верховьях рр. Нижней и Верхней Томбы выше серых известняков залегает толща желтых известняков. В средней части этой толщи найдена фауна: трилобитов — *Iliaenus* sp. и *Phacops quadriligneatus* A n g.; брахиопод — *Coelospira hemisphaerica* S o w., *Plectatrypa* sp., *Camarotoechia* sp., *Pentamerus* ex gr. *oblongus* S o w., *Rhipidomella* sp.; наутилоидей — *Sactoceras* sp., *Orthoceras multiseptum* H a l l, *Ormoceras* sp.; кораллов — *Favostites* aff. *coreanticus* O z a k i; гастропод — *Lononema* sp., *Catozone* aff. *cinens* (P e r u e r); криноидей — *Pentagonopentagonalis denticulus* J e l t., *P. olenensis* J e l t. и остракод.

В самой верхней пачке этой толщи ландоверского яруса, наблюдавшейся Е. И. Подкопаевым в верховьях р. Непутевой, в бассейне р. Верхней Томбы и в истоках р. Средний Вилюйкан, представленной серовато-коричневыми, серыми и темно-серыми слоистыми известняками с прослоями желтоватых и битуминозных известняков, была найдена фауна: брахиопод — *Coelospira hemisphaerica* S o w., *Scheltwienella* sp., *Mertiella* sp.; кораллов — *Palaeofavosites* cf. *balticus* S o k., *P.* cf. *alveolaris* (G o l d f.), *Favosites gothlandicus* L a m. cf. var. *incerta* T c h e r n., криноидей — *Cyclocyctus scalariformis* sp. nov., *Pentagonopentagonalis angustilobatus* sp. nov., также неопределенных гастропод. По мнению О. И. Никифоровой, М. С. Жижинной и Р. С. Елтышевой, приведенная выше фауна определяет возраст вмещающих ее коричневато-серых известняков как ландоверский. В более верхних горизонтах пачки фауна не обнаружена, и возраст их остался неустановленным. Возможно, что самые верхи пачки относятся уже к венлокскому ярусу.

Мощность всей толщи желтых известняков составляет примерно 180 м. Наличие в этой толще многочисленных брахиопод *Coelospira hemisphaerica* S o w., *Pentamerus* ex gr. *oblongus* S o w. так же, как и на р. Мойеро, указывает на верхнеландоверский возраст толщи. Суммарная мощность отложенной ландоверского яруса в верховьях рр. Нижней и Верхней Томбы и Средний Вилюйкан равна 350 м.

В верховьях р. Моркоки выше серых известняков, относящихся к верхам среднего и низам верхнего ландовери, залегает пачка мощностью 30 м желтых доломитов и доломитовых известняков, переслаивающихся с битуминозными известняками. По своему стратиграфическому положению она соответствует нижней части толщи желтых известняков рр. Нижней и Верхней Томбы, но по сравнению с последними претерпела некоторые фациальные изменения. Контакт этой пачки с толщей серых известняков наблюдался С. Ф. Духаниным в верховьях р. Нижней Большой Куонды. Здесь на конгломератовидных известняках, которыми завершается толща серых известняков верхов среднего и низов верхнего ландовери, залегают желтые, среднеслоистые пористые доломитовые известняки. Выше они сменяются 2-м пластом желтовато-зеленых кавернозных доломитовых известняков, содержащих обломки кораллов и водорослей. Далее вверх по разрезу отмечается переслаивание желтых доломитовых известняков, содержащих кораллы, с пластинами темно-серых битуминозных известняков, среди которых встречаются оолитовые разновидности. Заканчивается пачка 2,0—2,5-м слоем водорослевых доломитовых известняков желтого цвета. Возраст отложений этой пачки по фауне брахиопод: *Coelospira hemisphaerica* S o w. и *Camarotoechia* sp. и кораллов *Striatopora* (?) sp., О. И. Никифоровой и М. С. Жижинной определяется как ландоверский. Кроме того, из этой пачки пород в 1952 г. Г. Л. Гольдбурт были собраны остатки криноидей *Pentagonopentagonalis olenensis* J e l t. и ортоцератита *Orthoceras griffithi* H a u g h. Верхние горизонты ландоверского яруса в верховьях р. Моркоки размыты. Общая мощность ландоверских отложений здесь не превышает 150 м.

В верховьях р. Алакит разрез ландоверского яруса заканчивается толщей серых известняков. Здесь видимая мощность отложений ландоверского яруса не превышает 30—70 м.

Отложения венлокского яруса в описываемом районе изучены пока очень слабо и выделяются в ряде случаев условно. Впервые в этом районе они были установлены О. И. Никифоровой в 1952 г. в пределах долины р. Мойеро.

Отложения венлокского яруса имеют очень ограниченное распространение. Они условно выделяются в долине р. Котуй, на участке в 26—40 км ниже устья р. Чиринды. На р. Мойеро низы венлокского яруса обнажаются на ограниченном участке вверх от устья р. Мойерокана, затем выше устья р. Янгоды венлокские отложения распространены в полосе шириной 22—23 км и прослеживаются на восток в верховьях рр. Янгоды и Мойерокана. К востоку от бассейна р. Мойерокана они перекрываются более молодыми отложениями и в восточной части условно выделяются в долинах рр. Нижний Виллюкан и Могды, а также в долине верхнего течения р. Моркоки и прилегающей части водораздела.

Представлены отложения венлокского яруса различными известняками, мергелями и доломитами. Среди известняков, на долю которых приходится основная часть разреза, отмечаются органогенные, водорослевые, глинистые, доломитизированные и слабо битуминозные разновидности. Среди мергелей присутствуют как известковистые, так и доломитизированные разновидности, иногда с примесью алевритового материала. Доломиты представлены чистыми и известковистыми разновидностями, изредка также с примесью алевритового материала. Известняки, имеющие обычно более массивное сложение, образуют мощные пачки, чередующиеся с тонкоплитчатыми, часто листоватыми разновидностями, нередко мергелями и доломитами. В восточных разрезах среди отложений венлока, помимо перечисленных выше пород, отмечаются гипсоносные доломиты, известково-глинистые сланцы, песчанистые известняки и аргиллиты, что указывает на более мелководный характер отложений восточных частей района по сравнению с западными.

На р. Мойеро нижняя граница венлокского яруса О. И. Никифоровой условно проведена над пачкой коралловых известняков, венчающих горизонт с *Pentamerus schmidti* L e b. Верхняя граница определяется смелой карбонатных отложений венлока гипсоносной толщей, возраст которой в целом определяется как лудловский. Более точно возрастные границы разреза венлокского яруса могут быть определены лишь после более детального их изучения и монографической обработки фауны, главным образом кораллов.

Наиболее полно отложения венлокского яруса описаны О. И. Никифоровой по р. Мойеро, где они представлены известняками, мергелями и доломитами. Известняки, обычно серого цвета (различных оттенков), играют основную роль в этом разрезе и имеют преимущественно массивное сложение. Среди них выявлены органогенные, водорослевые, глинистые и слабо битуминозные разновидности. Доломиты, как чистые, так и известковистые играют подчиненное значение в этом разрезе. Иногда в них отмечается алевритовый материал. Присутствие мергелей установлено только в самом основании разреза, где они являются пестроцветными и окрашены в красно-бурые и зеленовато-серые тона. Характерно наличие в средней части разреза конгломератов с галькой известняков, свидетельствующих о перерыве в осадконакоплении. Мощность отложений венлокского яруса на р. Мойеро составляет около 350 м. На основании находок остатков фауны *Favosites gothlandicus* L a m., *F. discoideus* R o e m., *F. niagarensis* H a l l., *F. ex gr. forbesti* E d w. et H a i m e, *F. ex gr. randus* S o k., *F. favostoides* O z a k i, *Multisolenia formosa* S o k., *Syringopora* cf. *bifurcata* O r b., *Labechia regularis* R o s., *Clathrodictyon jastigatum* N i c h., *Armenoceras raport* B i l l., *A. cf. imbricatum* (W a h l.), *Orthoceras* (?) *meadamense* M é L e a r n. вся вышеописанная толща мо-

жет быть, по мнению О. И. Никифоровой, отнесена к венлокскому ярусу. Следует отметить, что в нижней части описанной толщи, по заключению Б. С. Соколова, среди кораллов встречаются еще ландоверские формы. Вместе с тем значительно сокращается число представителей ландоверского рода *Parastriatopora* и появляется большое количество видов рода *Multisolenia*, характерных для локпартских слоев (венлок) Северной Америки.

На р. Котуй, в 26—40 км ниже устья р. Чиринды, на северо-западном крыле антиклинальной складки, по данным Я. И. Полькина, фаунистически охарактеризованные отложения ландоверского яруса перекрываются толщей известняков, среди которых встречаются водорослевые, органогенно-обломочные и битуминозные разновидности. В верхней части разреза известняков отмечаются стяжения темно-серого кремня. Среди этих отложений наиболее часто встречаются остатки кораллов рода *Favosites*, а также *Multisolenia* и единичные экземпляры ортоцератитов. Поскольку эта толща залегает между фаунистически охарактеризованными отложениями ландоверского яруса и гипсоносной толщей лудловского яруса и имеет сходство по литологии и фауне с венлокскими отложениями р. Мойерс, ее также можно отнести к венлокскому ярусу. По данным Я. И. Полькина, на р. Котуй общая мощность силурийских отложений равна примерно 600 м. Эта мощность близка суммарной мощности ландоверских и венлокских отложений на р. Мойерс.

В верховьях р. Моркоки, ниже устья р. Олдондо, отложения венлокского яруса были описаны в 1952 г. И. И. Красновым и другими исследователями. Здесь в основании разреза венлокского яруса залегают битуминозные серые глинисто-известковистые сланцы, черные битуминозные, иногда глинистые известняки, водорослевые известняки, серозеленые аргиллиты, темно-серые, розовые и красноватые мергели и известняковые конгломераты. На плоскостях наслоения глинисто-известковистых сланцев и мергелей встречаются знаки ряби, трещины усыхания и следы ползания червей. Встречаются остатки брахиопод — *Camarotoechia* sp., гастропод — *Loxonema* sp., головоногих — *Orthoceras* cf. *multiseptum* Hall и остракод. Водоросли представлены видами *Collenta compacta* Walc. и *C. columnaris* Pent. Выше следуют тонкоплитчатые темно-серые известняки, коричневые битуминозные глинистые сланцы и известковистые песчаники с прослоями зеленоватых аргиллитов, а также желтые органогенные известняки. В последних встречается фауна кораллов *Parastriatopora rhizoides* Sok., *Favosites gothlandicus* Lam., *F. ex. gr. hisingeri* M. Edw. et Haimе, *Syringopora* sp., брахиопод *Camarotoechia* sp. и паутилоидей *Sactoceras* sp. В верхах толщи встречаются тонкоплитчатые известковисто-глинистые сланцы, желтовато-серые и серые мергели, водорослевые битуминозные известняки, органогенные известняки, песчаные известняки и доломиты. Преобладают песчанисто-глинистые породы. В этой части толщи отмечается большое количество остатков строматопор, гастропод и водорослей. Общая мощность отложений венлокского яруса в бассейне верхнего течения р. Моркоки, по данным И. И. Краснова, составляет не менее 150 м.

Согласно данным Н. Н. Урванцева и Г. Г. Моора, в Норильском районе силурийские отложения согласно залегают на породах ордовика и в составе их выделяется четыре свиты, причем палеонтологическая характеристика дает основание отнести нижнюю—вальковскую свиту к нижнему отделу силура, а вышележащие три свиты—амнутахская, норильская и имангдинская, по-видимому, заключены в рамках его верхнего отдела.

Н. Н. Урванцев приводит следующее описание разреза нижнесилурийских отложений в Норильском районе.

В а л ь к о в с к а я с в и т а сложена серыми и темно-серыми известняками с прослоями зеленовато-серых, иногда черных, известковистых, мергелистых и глинистых сланцев и мергелей. Известняки весьма богаты

фауной кораллов, строматопор и брахиопод. Кораллы образуют в восточной части района три рифовых горизонта. Внизу свиты, в черных глинистых сланцах, встречаются обильные остатки граптолитов, в то время как кораллы преобладают в верхах свиты.

В скважине С-1 вальковская свита имеет мощность около 350 м и состоит из четырех пачек с преобладанием то известняков, то сланцев мощностью 70—120 м каждая.

Из нижней части свиты (скважина С-1 с глубины 580—576 м) В. И. Павлиновым определены многочисленные граптолиты, среди которых имеются следующие виды: *Petalograptus minor* Elles., *P. palmatus* var. *latus* Вагг., *Climacograptus minutus* Сагг., *Monograptus sandersoni* Лаp w., *M. atavus* Жоn., *M. concinnus* Лаp w., *M. leptotheca* Лаp w., *M. regularis* Тоrнг., *M. crenularis* Лаp w., характеризующие нижний ландовери. Выше, на глубинах 561—575 и 550—555 м, в интервале 7—32 м от подошвы свиты выделены граптолиты: *Climacograptus Hughesi* Nich., *C. ex gr. trenus* Лаp w., *Clyptograptus sacrratus* Elles-Wood, *Petalograptus altissimus* Elles-Wood, *Monograptus gregarius* Лаp w., *M. dictyensis* Тоrнг., *M. tenuis* Portl., *M. limatulus* Тоrнг., *M. incommodus* Тоrнг., *M. revolutus* Курск., *M. difformis* Тоrнг., *M. clingani* Сагг., *Rastrites fugas* Вагг., характерные для среднего ландовери. Еще выше, на глубинах 506—510, 514—524 и 535—540 м, т. е. в интервале 54—76 м от подошвы свиты определены: *Olimacograptus calaris* Hising., *Monograptus crenularis* Лаp w., *M. argutus* Лаp w., *M. communis* Лаp w., *M. gemmatus* Вагг., *Rastrites hybridus* Лаp w., *R. peregrinus* Вагг., *Orthograptus bellulus* Тоrнг., устанавливающие ландовери. Кроме того, граптолиты были встречены и в верхах свиты, в первых 70 м от кровли, но изучены они не были.

В средней части свиты в промежутке 100—200 м от кровли имеются особенно обильные остатки фауны кораллов, брахиопод, реже мшанок и трилобитов. Из сборов с гряды Хюкта на Имангде, по рр. Амнуктах, Хантайке, Кулембе и других мест определены брахиоподы (А. Ф. Лесниковой, А. Н. Сокольской, М. И. Ломовицкой, О. И. Никифоровой): *Pentamerus oblongus* Sow., *Orthis elegantula* Dalm., *Camarotoechia nucula* Sow., *Dalmanella canaliculata* Linds., *Meristella tamido* Dalm., *Strophomena englipta* Lesg.

Кораллы определялись З. В. Сытовой, В. Ф. Татуновой, Б. Б. Чернышевым, В. А. Хахловым, последним установлено присутствие: *Favosites gothlandicus* Lam., *F. gothlandicus* var. *vargaensis* Tchern., *F. rorbest* E. et H., *F. borealis* Tchern., *F. terraenovae* Tchern., *F. hirsutus* Tchern., *Multisolenia tortuosa* Fritz., *Halysites catenularius* var. *borealis* Tchern., *Heliolites decipiens* var. *compacta* Tchern., *Syringopora adsvaensis* Tchern., *Striatopora arctica* Tchern., *Ajalialia problematica* Chachl. Последняя форма представляет новый род и вид, широко распространенный в одном из горизонтов свиты Елового Камня, где он может быть принят за маркирующий. В описываемых отложениях встречаются также остракоды *Leperdittia kotelnienensis* Toll., *L. wilutensis* Schm., (определения Е. М. Глебовской); трилобиты *Encrinurus* sp., *Dalmanitina* sp., *Illaenus* sp., *Phacops* sp. (определения О. К. Полетаевой, В. А. Хахлова); строматопоры *Labechia conferta* Lond., *L. jakowlevi* Riab., *Clathrodiclyon vesiculosum* Nich., *Stromatopora sibirica* Riab. (определения К. В. Радугина) и головоногие *Actinoceras hustensts* Chachl. (определения В. А. Хахлова). В этих сборах имеются формы, характерные как для ландовери, так и для венлока. Мощность вальковской свиты в среднем равна 400 м.

Для р. Хантайки Н. А. Тимашков приводит следующий разрез толщи нижнесилурийских отложений, составленный на основе частичного использования предварительных данных, полученных А. А. Высоцким во время его тематических исследований этого района в 1954 г.

Нижнесилурийская толща сложена серыми и темно-серыми органогенными и глинистыми известняками, переслаивающимися с горизонтами глинистых зеленых мергелей. Присутствует многочисленная фауна: брахиоподы — *Mertstina* sp., *Rhipidomella* sp., *Protatypis praecursor* Kozl., *Camarotoechia* sp., *Stropheodonta* sp.; трилобиты — *Phacops elegans* Scham., *Illaenus bowmani* Salt. Наличие послонных сборов фауны как из нижней, так и из верхней части этой толщи дает основание рассчитывать, что после более детального ее изучения здесь можно будет выделить ландоверский и венлокский ярусы. Мощность ее равна 378 м.

По р. Курейке силурийские отложения трансгрессивно залегают на породах мангазейского яруса среднего ордовика. Как уже говорилось выше, впервые на присутствие здесь силурийских отложений было указано С. В. Обручевым. В 1939 г. они были описаны Ф. Г. Марковым. Детальный разрез толщи силура в этом районе был составлен в 1954 г. А. Ф. Абушиком, которая выделила здесь ландоверский, венлокский и лудловский ярусы. Ю. Г. Гор установил присутствие силурийских отложений не только по самой р. Курейке, но и к западу от Мундуйского озера. Ю. Г. Гор дает следующий разрез нижнесилурийских отложений по р. Курейке в соответствии с результатами работ А. Ф. Абушика.

1. Ландоверский ярус. В основании залегает пачка черных листоватых граптолитовых сланцев видимой мощностью 15 м. Выше следует толща светло-зеленых аргиллитов, местами замещающихся также светло-зелеными мергелями. Видимая мощность 70 м. Заканчивается разрез отложений ландоверского яруса толщей аргиллитов с органогенными известняками, перемежающимися между собой. Породы содержат обильную фауну. Среди фауны, найденной в граптолитовых сланцах, были определены: *Pristiograptus conctnnus* (Larw.), *Hedrograptus jantschewski* Obut, *Monograptus intermedius* Torgn., *Climacograptus* sp. Среди фауны в известняковых прослоях верхней части разреза были определены: *Mendacella tungusenstis* Nikif., *Pentamerus schmidti* Leb., *Stricklandia* sp., *Coelospira hemisphaerica* (Sow.), *Phacops quadrilineatus* Apg. Весь комплекс фауны указывает на ландоверский возраст вмещающих ее отложений. Мощность отложений ландоверского яруса 15 м.

2. Венлокский ярус. Однообразная толща водорослевых, строматопоровых и коралловых известняков с небольшими линзовидными прослоями темных кристаллических слабобитуминозных известняков с редкими включениями желваков кремня. Венлокский возраст этих отложений подтверждается определениями строматопор: *Stromatopora rzonstieki* Javor., *Clathrodictyon regularia* Ros. var. *C. fastigiatum* Nich. Мощность отложений венлокского яруса до 70 м.

Верхний отдел

К верхнему силуру относятся широко развитые в бассейнах рр. Котуй и Оленек пестроцветные гипсоносные породы, залегающие между фаунистически охарактеризованными отложениями венлокского яруса нижнего силура и живетского яруса среднего девона. Установить в настоящее время точные возрастные границы этих отложений пока не представляется возможным, поэтому мы относим их к лудловскому ярусу, не выделяя более дробные стратиграфические подразделения.

Сравнительно с отложениями венлокского яруса лудловские отложения имеют более широкое распространение. Выходы их отмечаются в долине р. Котуй, в 17 км выше устья р. Сиды, где они прослеживаются на протяжении 20 км вверх по реке, и на участке между устьями рр. Чиринда и Воеволи-Хан. В долине р. Воеволи-Хан в 30 км от устья небольшой выход лудловских отложений наблюдался в тектоническом контакте с силами долеритов и туфами. Отложения этого яруса были прослежены также в среднем течении рр. Кольда и Сиды (правые при-

фауной кораллов, строматопор и брахиопод. Кораллы образуют в восточной части района три рифовых горизонта. Внизу свиты, в черных глинистых сланцах, встречаются обильные остатки граптолитов, в то время как кораллы преобладают в верхах свиты.

В скважине С-1 вальковская свита имеет мощность около 350 м и состоит из четырех пачек с преобладанием то известняков, то сланцев мощностью 70—120 м каждая.

Из нижней части свиты (скважина С-1 с глубины 580—576 м) В. И. Павлиновым определены многочисленные граптолиты, среди которых имеются следующие виды: *Petalograptus minor* Elles., *P. palmatus* var. *latus* Вагг., *Climacograptus minutus* Сагг., *Monograptus sandersoni* Лаp w., *M. atavus* Жоn., *M. concinnus* Лаp w., *M. leptotheca* Лаp w., *M. regularis* Тоrнг., *M. crenularis* Лаp w., характеризующие нижний ландовери. Выше, на глубинах 561—575 и 550—555 м, в интервале 7—32 м от подошвы свиты выделены граптолиты: *Climacograptus Hughesi* Nich., *C. ex gr. trenus* Лаp w., *Clyptograptus sacrratus* Elles-Wood, *Petalograptus altissimus* Elles-Wood, *Monograptus gregarius* Лаp w., *M. dictiopsis* Тоrнг., *M. tenuis* Порtl., *M. limatulus* Тоrнг., *M. incommodus* Тоrнг., *M. revolutus* Курск., *M. difformis* Тоrнг., *M. clinganti* Сагг., *Rastrites fugas* Вагг., характерные для среднего ландовери. Еще выше, на глубинах 506—510, 514—524 и 535—540 м, т. е. в интервале 54—76 м от подошвы свиты определены: *Olimacograptus calaris* Hising., *Monograptus crenularis* Лаp w., *M. argulus* Лаp w., *M. communis* Лаp w., *M. gemmatus* Вагг., *Rastrites hybridus* Лаp w., *R. peregrinus* Вагг., *Orthograptus bellulus* Тоrнг., устанавливающие ландовери. Кроме того, граптолиты были встречены и в верхах свиты, в первых 70 м от кровли, но изучены они не были.

В средней части свиты в промежутке 100—200 м от кровли имеются особенно обильные остатки фауны кораллов, брахиопод, реже мшанок и трилобитов. Из сборов с гряды Хюкта на Имангде, по рр. Амнуктах, Хантайке, Кулембе и других мест определены брахиоподы (А. Ф. Лесниковой, А. Н. Сокольской, М. И. Ломовицкой, О. И. Никифоровой): *Pentamerus oblongus* Sow., *Orthis elegantula* Dalm., *Camarotoechta nucula* Sow., *Dalmanella canaliculata* Linds., *Meristella tamido* Dalm., *Strophomena englipta* Lesg.

Кораллы определялись З. В. Сытовой, В. Ф. Татуновой, Б. Б. Чернышевым, В. А. Хахловым, последним установлено присутствие: *Favosites gothlandicus* Lam., *F. gothlandicus* var. *vaigacensis* Tchern., *F. rorbesti* E. et H., *F. borealis* Tchern., *F. terraenovae* Tchern., *F. hirsutus* Tchern., *Multisolenia tortuosa* Fritz., *Halysites catenularius* var. *borealis* Tchern., *Heliolites dectiopsis* var. *compacta* Tchern., *Syringopora adsvaensis* Tchern., *Striatopora arctica* Tchern., *Ajaklia problematica* Chachl. Последняя форма представляет новый род и вид, широко распространенный в одном из горизонтов свиты Елового Камня, где он может быть принят за маркирующий. В описываемых отложениях встречаются также остракоды *Leperditia kotelnienensis* Toll., *L. wilutensis* Schm., (определения Е. М. Глебовской); трилобиты *Encrinurus* sp., *Dalmanitina* sp., *Illaenus* sp., *Phacops* sp. (определения О. К. Полетаевой, В. А. Хахлова); строматопоры *Labechia conferta* Lond., *L. jakowlevi* Riab., *Clathrodiclyon vesiculosum* Nich., *Stromatopora sibirica* Riab. (определения К. В. Радугина) и головоногие *Actinoceras hustensis* Chachl. (определения В. А. Хахлова). В этих сборах имеются формы, характерные как для ландовери, так и для венлока. Мощность вальковской свиты в среднем равна 400 м.

Для р. Хантайки Н. А. Тимашков приводит следующий разрез толщи нижнесилурийских отложений, составленный на основе частичного использования предварительных данных, полученных А. А. Высоцким во время его тематических исследований этого района в 1954 г.

Нижнесилурийская толща сложена серыми и темно-серыми органогенными и глинистыми известняками, переслаивающимися с горизонтами глинистых зеленых мергелей. Присутствует многочисленная фауна: брахиоподы — *Mertstina* sp., *Rhipidomella* sp., *Protatypis praecursor* Kozl., *Camarotoechia* sp., *Stropheodonta* sp.; трилобиты — *Phacops elegans* Scham., *Illaenus bowmani* Salt. Наличие послонных сборов фауны как из нижней, так и из верхней части этой толщи дает основание рассчитывать, что после более детального ее изучения здесь можно будет выделить ландоверский и венлокский ярусы. Мощность ее равна 378 м.

По р. Курейке силурийские отложения трансгрессивно залегают на породах мангазейского яруса среднего ордовика. Как уже говорилось выше, впервые на присутствие здесь силурийских отложений было указано С. В. Обручевым. В 1939 г. они были описаны Ф. Г. Марковым. Детальный разрез толщи силура в этом районе был составлен в 1954 г. А. Ф. Абушиком, которая выделила здесь ландоверский, венлокский и лудловский ярусы. Ю. Г. Гор установил присутствие силурийских отложений не только по самой р. Курейке, но и к западу от Мундуйского озера. Ю. Г. Гор дает следующий разрез нижнесилурийских отложений по р. Курейке в соответствии с результатами работ А. Ф. Абушиком.

1. Ландоверский ярус. В основании залегают пачка черных листоватых граптолитовых сланцев видимой мощностью 15 м. Выше следует толща светло-зеленых аргиллитов, местами замещающихся также светло-зелеными мергелями. Видимая мощность 70 м. Заканчивается разрез отложений ландоверского яруса толщей аргиллитов с органогенными известняками, перемежающимися между собой. Породы содержат обильную фауну. Среди фауны, найденной в граптолитовых сланцах, были определены: *Pristiograptus conctinnus* (Larw.), *Hedrograptus jantschewski* Obut, *Monograptus intermedius* Torgn., *Climacograptus* sp. Среди фауны в известняковых прослоях верхней части разреза были определены: *Mendacella tungusensts* Nikif., *Pentamerus schmidtii* Leb., *Stricklandia* sp., *Coelospira hemisphaerica* (Sow.), *Phacops quadrilineatus* Ang. Весь комплекс фауны указывает на ландоверский возраст вмещающих ее отложений. Мощность отложений ландоверского яруса 15 м.

2. Венлокский ярус. Однообразная толща водорослевых, строматопоровых и коралловых известняков с небольшими линзовидными прослоями темных кристаллических слабобитуминозных известняков с редкими включениями желваков кремня. Венлокский возраст этих отложений подтверждается определениями строматопор: *Stromatopora rzonnicki* Javor., *Clathrodictyon regularia* Ros. var. *C. fastigiatum* Nich. Мощность отложений венлокского яруса до 70 м.

Верхний отдел

К верхнему силуру относятся широко развитые в бассейнах рр. Котуй и Оленек пестроцветные гипсоносные породы, залегающие между фаунистически охарактеризованными отложениями венлокского яруса нижнего силура и живетского яруса среднего девона. Установить в настоящее время точные возрастные границы этих отложений пока не представляется возможным, поэтому мы относим их к лудловскому ярусу, не выделяя более дробные стратиграфические подразделения.

Сравнительно с отложениями венлокского яруса лудловские отложения имеют более широкое распространение. Выходы их отмечаются в долине р. Котуй, в 17 км выше устья р. Сиды, где они прослеживаются на протяжении 20 км вверх по реке, и на участке между устьями рр. Чиринды и Воеволи-Хан. В долине р. Воеволи-Хан в 30 км от устья небольшой выход лудловских отложений наблюдался в тектоническом контакте с породами доломитов и туфами. Отложения этого яруса были прослежены также в среднем течении рр. Кольды и Сиды (правые при-

токи р. Котуй). Восточнее они распространены в бассейнах рр. Мугамгу и Дюкар и по долине р. Мойеро, на прилегающем к ним участке. Далее они прослежены на междуречье Мойерокан и Верхней Томбы, а также в бассейне р. Средний Виллюкан и на водоразделе рр. Верхней Томбы и Непутевой.

Отложения лудловского яруса в западной части территории залегают без видимого несогласия на породах венлокского яруса, перекрываясь пермскими или чаще четвертичными отложениями. На востоке они залегают на различных горизонтах венлокского и ландоверского ярусов и всюду их перекрывают фаунистически охарактеризованные отложения живетского яруса среднего девона.

Отложения лудловского яруса в бассейне р. Котуй представлены преимущественно зеленовато-серыми, серыми, реже темно-серыми, вишнево-красными и голубоватыми глинистыми известняками и доломитами. Местами среди толщи пестроокрашенных глинистых известняков и доломитов наблюдаются многочисленные тонкие прослои белого гипса, приуроченные преимущественно к горизонтам вишнево-красных и, реже, серых глинистых известняков.

В бассейне р. Мойеро в нижней части разреза лудловского яруса наблюдаются мощные (до 6—8 м) пласты кристаллического гипса, чередующиеся с такими же или более мощными пачками доломитов. В верхней части разреза мергели и тонкоплитчатые доломиты переслаиваются с тонкими прослоями волокнистого гипса. Окраска пород такая же, как и в котуйском разрезе.

В крайне восточных выходах лудлова отложения этого яруса по своему составу имеют большое сходство с верхней частью разреза бассейна р. Мойеро. Здесь обнажаются плитчатые и массивные мергели, глинистые и доломитизированные известняки. Окраска пород преимущественно кирпично-красная и зеленая. Среди мергелей встречаются прослои белого гипса.

Наиболее детально и полно разрез лудловского яруса описан О. И. Никифоровой и А. А. Высоцким на участке р. Мойеро, выше устья р. Мугамгу. Здесь они представлены пестроцветной толщей мергелей и доломитов. Нижняя часть разреза характеризуется наличием мощных (до 6—8 м) пластов гипса, чередующихся с такими же или более мощными пачками доломитов. В верхней части разреза мергели и тонкоплитчатые доломиты переслаиваются с тонкими прослоями волокнистого гипса. В средней части разреза отмечается неровная кровля у 4-м пласта гипса, свидетельствующая о его размыве. В основании разреза залегает 7,5-м пачка красно-бурых и зеленовато-серых мергелей, переслаивающихся с глинистыми голубовато-серыми и буровато-серыми доломитами, заключающими кораллы *Favostites* sp. nov. (Sok. in coll.) лудловского облика. Суммарная мощность отложений лудловского яруса на р. Мойеро, по данным О. И. Никифоровой и Л. Д. Мирошникова, равна 140—150 м. Однако О. И. Никифорова отмечает, что эта мощность может быть несколько завышенной, так как при составлении сводного разреза в условиях его большого литологического разнообразия могли быть дважды включены одни и те же толщи. Это тем более возможно, что в данном районе имеются довольно крупные тектонические нарушения, которые, вероятно, не все учтены.

По р. Котуй, в 12 км выше устья р. Чиринды, по данным С. В. Воскресенского, нижняя часть лудловского яруса представлена глинистыми известняками малинового, серого, темно-серого, иногда зеленовато-серого цвета, тонко- и толстоплитчатыми. Реже среди этих пород встречаются чистые разновидности известняков. Видимая мощность этих отложений составляет около 100 м. В 1,5 км выше по реке и стратиграфически выше по разрезу обнажаются зеленовато-серые, тонкоплитчатые глинистые известняки видимой мощностью 80—90 м. Они перекры-

ваются зеленовато-серыми известняками и тонкоплитчатыми мергелями малинового цвета. В последних наблюдаются тонкие прослои и линзы гипсов. Мощность этой пачки пород определена 40—45 м.

В долине р. Восволи-Хан в 30 км от устья, в небольшом коренном выходе Ю. Г. Гором были описаны тонкоплитчатые глинистые известняки с зеленоватым, розоватым и синеватым оттенками, перекрывающиеся светло-серыми доломитистыми известняками, содержащими большое количество остракод *Leparditia* sp. indet., характерных, по мнению Я. Д. Зекеля, для верхов силура и низов девона. Мощность этой пачки пород не превышает 30 м. Стратиграфическое положение ее по отношению к Котуйскому разрезу осталось невыясненным. Мощность отложений лудловского яруса на р. Котуй, по-видимому, не менее 220 м.

На междуречье Мойерокан и Верхней Томбы отложения лудловского яруса имеют большое сходство с разрезом, описанным О. И. Пикифоровой на р. Мойеро. По данным С. Ф. Душанина, здесь лудловский ярус начинается с гипсоносной толщи, залегающей на различных горизонтах нижнесилурийских отложений. Представлена эта толща несколькими пластами мелкокристаллического сахаровидного гипса, переслаивающегося с доломитизированными глинистыми известняками кирпично-красного и зеленого цвета. Мощность пластов гипса варьирует от 0,4 до 1,4 м, а пластов доломитизированных глинистых известняков — от 3,0 до 7,5 м. В пластах глинисто-доломитизированных известняков встречаются прожилки, линзы, отдельные гнезда и лепешковидные желваки поперечно-волокнутого селенита. Закачивается эта толща пачкой серых и светло-серых тонкоплитчатых доломитов, чередующихся с пластами кирпично-красных и зеленых доломитизированных глинистых известняков. Мощность гипсоносной толщи не менее 26—30 м. Перекрывается она пестроцветной толщей, представленной мергелями и доломитизированными глинистыми известняками кирпично-красного и зеленого цвета, иногда пятнистыми, с маломощными линзовидными прослоями селенита. Мощность ее составляет около 80 м.

Примерно в 60 м от основания пестроцветной толщи С. Ф. Душаниным были найдены остракоды, среди которых А. Ф. Абушик определила: *Leparditia* ex gr. *mathewsi* Ullr. et Bass., *L.* ex gr. *insularis* Rein. Кроме того, среди остракод, собранных Г. И. Поршневым из аналогичных отложений в верхнем течении р. Дюкар, были определены: *Leparditia* cf. *antiscalearis* Swart., *L.* ex gr. *tureaca* Schmidt. и *L. jabago* Rein. По заключению А. Ф. Абушик, большинство из перечисленных форм характерно для верхнесилурийского периода, а *Leparditia* ex gr. *mathewsi* Ullr. et Bass. характерна для тополовейской формации (верхняя половина лудловского яруса) Северной Америки.

Из приведенных выше разрезов видно, что мощность отложений лудловского яруса уменьшается с запада на восток. Если в бассейне р. Котуй она составляет не менее 220 м, то в бассейне р. Мойеро, достигает 140—150 м, а на междуречье Мойерокана и Верхней Томбы достигает 100—110 м.

Из-за ограниченного количества находок фауны мы пока не можем точно судить о возрастных границах данных отложений. Однако остатки кораллов лудловского облика, обнаруженные в низах разреза на р. Мойеро, и остракод, характерных для верхней половины лудловского яруса Северной Америки, найденные в верхней части разреза на междуречье Мойерокана и Верхней Томбы, а также в верховьях р. Дюкар, позволяют полагать, что, по-видимому, вся толща отложений относится к лудловскому ярусу.

В Норильском районе к верхнему отделу силура предположительно отнесены три свиты: амнутахская, норильская и имангдинская.

Амнутахская свита сложена внизу доломитами и доломитизированными известняками, к которым в верхней ее части присоединяются серые доломитовые мергели, прослой гипса (скважина С-1). К югу и востоку от Норильска гипсы исчезают, а, кроме доломитов, появляются известняки с прослоями мергелей и сланцев, иногда пестроцветного облика. В известняках найдена фауна *Euripterus fischeri* Eichw. var. *rectangularis* (определение Б. И. Чернышева), относящаяся к середине силура, скорее всего к лудлову. Мощность свиты может быть принята равной примерно 200 м.

Норильская свита встречена в Норильске и на Имангде; в других местах размыта. Представлена внизу пестрыми, красными, бурыми, зелеными мергелями и сланцами, переходящими выше в сиреневые и зеленоватые. В верхней части разреза встречаются прослой известняков. Фаунистически свита не охарактеризована. Мощность в среднем 150—200 м.

Имангдинская свита венчает разрез силура и представлена тонкоплитчатыми, местами окремненными известняками светлых тонов с редкими прослоями мергелей. Фаунистически свита не охарактеризована.

Таким образом, общая мощность отложений верхнего отдела силурийской системы в Норильском районе находится в пределах от 450 до 500 м.

На р. Хантайке, по данным Н. А. Тимашкова, верхнесилурийские отложения представлены серыми, темно-серыми тонкокристаллическими известняками с прослоями серых известковистых доломитов. В известняковом горизонте основания разреза встречаются линзовидные прослой известняковых конгломератов мощностью до 7—10 см. Присутствует фауна: брахиоподы — *Protathyris sidima* (Dal m.), *Atrypa reticulata* L., *Camarotoechia* sp., *Orthis* sp., *Coelospira* sp.; трилобиты — *Encrinurus* sp.

Мощность, установленная по обнажениям, составляет всего 80 м, так как более высокие горизонты, по-видимому, эродированы.

На р. Курейке отложения лудловского яруса, по данным Ю. Г. Гора, выходят 8—10 км выше устья р. Пелядки. Они представлены серыми и темно-серыми тонкокристаллическими, местами комковатыми тонкоплитчатыми известняками, переслаивающимися с органогенными и водорослевыми известняками, а также с тонкими прослоями известняковых конгломератов. В верхней части присутствуют доломиты. Отмечается наличие пластов битуминозных известняков и доломитов. В составе найденной здесь довольно разнообразной фауны были определены: кораллы — *Favosites* ex gr. *fastivus* Tchern., *Thamnopora* sp. nov.; строматопоры — *Clathrodictyon rastigatum* Nich.; брахиоподы — *Protathyris didyma* Dal m. и головоногие — *Orthoceras* cf. *placidum* Wag. Этот комплекс указывает на лудловский возраст, хотя некоторые из этих форм встречаются в венковском ярусе. Мощность отложений лудловского яруса достигает 50 м.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Отложения девонской системы имеют подчиненное значение в геологическом строении северной части Сибирской платформы. Наиболее полно они представлены на западе — по северной и северо-восточной окраинам Норильского плато, в верховьях р. Фокиной, и по западному склону плато Сыверма. Здесь в разрезе девонских отложений установлены все три отдела, причем выделение верхнего отдела в значительной степени условно ввиду отсутствия фауны. До сих пор соответствующие

этим отделам части разреза девона выделялись норильскими геологами в качестве свит, вследствие чего в приведенных ниже описаниях мы сохраняем в порядке преемственности и эту терминологию.

Присутствие девонских отложений на р. Курейке впервые было установлено С. В. Обручевым. Позднее, в 1939 г. они были описаны Ф. Г. Марковым, который выделил здесь нерасчлененную толщу верхнего силура и нижнего девона, а также пестроцветные отложения верхнего девона. Позднее А. Ф. Абушик и В. И. Драгунов собрали дополнительные материалы по стратиграфии девонских отложений этого района. На р. Курейке разрез девонских отложений довольно близок к норильскому. Далее на востоке, по северо-восточному крылу Тунгусской синеклизы встречено несколько небольших изолированных выходов среднего и верхнего девона. Наконец, за последние годы при геологических съемках в пределах Оленекско-Вилуйского и Оленекско-Котуйского водоразделов также было выявлено несколько ограниченных по площади участков, сложенных породами девонского возраста.

Нижний отдел

Отложения нижнего девона известны в Норильском районе, на р. Курейке и в пределах Оленекско-Вилуйского водораздела.

В Норильском районе, по данным Н. Н. Урванцева, нижнедевонские отложения залегают согласно и без перерыва на силурийских породах. В составе нижнедевонских отложений (зубовская свита — по терминологии норильских геологов) основная роль принадлежит фиолетовым, бурым, красным, серым и зеленовато-серым, иногда пятнисто-окрашенным мергелям и алевролитам с прослоями ангидрита и гипса. Среди них изредка встречаются прослойки темно-серого, коричневого и бурого мергеля. В верхах свиты (пачки X—XII) найдена ихтиофауна нижнего девона: *Pteraspis* sp., *Hibernaspis* sp., *Anglaspis* sp., *Porolepsis* sp., *Lunasps* cf. *heroldi* Broili. (определения Д. В. Обручева, 1956 г.) Мощность зубовской свиты 250 м.

На р. Курейке нижнедевонские отложения представлены пестроцветной толщей мергелей, известковистых песчаников, песчаников и аргиллитов. Подчиненное значение имеют пласты известняков и доломитов. В основании разреза согласно на известняках верхнего силура залегает толща красноцветных зеленоватых и пятнистых мергелей, в низах которой были найдены остатки новых *Heterostract* и неопределимые остатки панцирных рыб нижнедевонского облика. Мощность нижнедевонских отложений здесь пока не установлена.

В пределах Оленекско-Вилуйского водораздела, в среднем течении небольшого притока р. Средний Вилуйкан Е. И. Подкопаевым были описаны отложения нижнего девона. Здесь обнажаются массивные и толстослойные, кирпично-красные глинистые, карбонатные породы, переслаивающиеся с маломощными, часто выклинивающимися прослоями зеленых мергелей. Вся пачка пород содержит многочисленные прослои и линзы белого гипса. Мощность этих прослоев варьирует от нескольких миллиметров до 0,7 м. В одном из прослоев зеленого мергеля были найдены зубы, чешуйки и обломки костей, по определению А. П. Быстрова, принадлежащие древнейшим кистеперым рыбам *Porolepis polaris* и *Lunasps arctica* Heintz. Кроме того, им же были определены в этих же образцах остатки панцирных щитов представителей сем. *Pteraspidae* отряда *Heterostract*. Эти остатки ихтиофауны позволяют отнести вмещающие их породы к нижнедевонскому возрасту.

Мощность отложений на этом участке точно не установлена, Е. И. Подкопаевым она определена в 30 м.

Средний отдел

Отложения среднего отдела девона в северной части Сибирской платформы имеют по сравнению с нижнедевонскими более широкое развитие. Они установлены в Норильском районе, на р. Курейке, в пределах северо-восточного крыла Тунгусской синеклизы и Оленекско-Котуйского водораздела.

В Норильском районе к среднему девону относится разведочническая свита (сланцевая — по Г. Д. Маслову), сложенная почти исключительно алевролитами и пелитолитами с редкими прослоями мергелей, а сверху с еще редкими прослоями мергелей, пластами песчаника и магнезиального известняка. Породы чаще всего серые и зеленовато-серые, буро-красные и коричневые представляют хорошее сырье для производства кирпича, широко используемое Норильским комбинатом. В средней части свиты при разведке этого сырья по западному подножию горы Шмидта была найдена фауна брахиопод, редкие пелециподы, гастроподы. Среди брахиопод Н. И. Сокольской определены: *Atrypa reticularis* L., *Delthyris subtitro* Scup., *Cryptonella whidbornei* Dav., *Schizophoria striatula* Schl., *Sch. striata* Tschern., *Pholidostophia lepis* Bron., *Stropheodonta uraliensis* Vern., *Hypothyridina procuboides* Keys., *Unctinulus* cf. *angularis* Phill. Приведенный комплекс фауны встречается в живетском и эфельском ярусах среднего девона. Кроме того, собрана ихтиофауна: *Cyathaspidiformis* sp. indet., *Lunaspis* cf. *arctica* Heintz, *Arctolepidiformis* sp. indet., *Arthrodira* (*Angarichthys*?) sp. indet. по возрасту не выше низов живетского яруса (определения Д. В. Обручева). Та же фауна встречается и в верхней части свиты. Мощность разведочнической свиты достигает 225 м.

На р. Курейке в перекрывающей нижнедевонские отложения толще, зеленовато-серых мергелей, сланцев и песчаников, А. Ф. Абушик найдена *Elitha* (?) cf. *undifera* Roem., определяющая среднедевонский возраст заключающих ее слоев. Единичные находки фауны пока не позволяют отделить нижнедевонские отложения от литологически сходных с ними среднедевонских, поэтому мощность каждого из отделов не установлена. Суммарная же мощность толщи нижнего и среднего девона на р. Курейке определяется 300—310 м.

В пределах северо-восточного крыла Тунгусской синеклизы отложения среднего девона пользуются весьма ограниченным распространением. Незначительные выходы их были установлены в бассейне нижнего течения р. Маймечи, в частности по ручью Желтому, рр. Седете и Бысы и на левобережье р. Маймечи, южнее устья р. Бысы. Помимо того, по данным Г. Г. Моора, А. А. Кордикова, П. Н. Кабанова и В. А. Марковского, незначительные выходы среднего девона были установлены в истоках р. Амбардаах (бассейн среднего течения р. Маймечи).

В бассейне нижнего течения р. Маймечи, по ручью Желтому, по данным А. А. Волосатова, на фаунистически охарактеризованных верхнесилурийских породах залегает толща серых плотных плитчатых известняков видимой мощностью 5—10 м. Эти же известняки прослеживаются близ подошвы силла горошчатых диабазов на рр. Седете и Бысы. В известняках в значительном количестве обнаружены разрозненные створки спириферид, которые, по определению И. В. Литвинович, имеют большое сходство с *Spirifer canaliferus* Valenc, характерных для среднего девона.

Отложения среднего девона, встречающиеся в истоках р. Амбардаах, представлены светлоокрашенными, реже коричневыми и охристо-желтыми известняками, местами с оолитовой структурой. На контакте с трапповыми интрузиями эти известняки сильно мраморизованы и приобретают белый, голубоватый и серый цвет. Среди них были встречены кораллы: *Platypora deitriculata* Edw. et Haime, *Pachypora* sp. и

Aulopora sp., которые, по заключению Б. Б. Чернышева, характерны для среднего девона Западной Европы, Сибири и Закавказья и, реже, встречаются в низах верхнего девона.

В. А. Марковский описывает отложения среднего девона, развитые на восточной окраине лавового поля в верховьях рр. Амбардаах и Маймечи. Среди них выделяются отложения эйфельского и живетского ярусов, весьма сходные в литологическом отношении. Отложения эйфельского яруса представлены светлоокрашенными белыми или желтовато-коричневыми глинистыми и мергелистыми известняками с прослоями вишнево-красных и желтовато-коричневых доломитов. В них собрано большое количество фауны, среди которой были определены: брахиоподы — *Athyris* sp., пелециподы — *Paracyclas* cf. *proavia* Goldf., трилобит — *Dechenella* cf. *verneuili* (Вагг.) и кораллы — *Cladopora* sp., *Natalophyllum* (?) sp. и *Glossophyllum* (?) sp. Последняя форма, по мнению Э. З. Бульванкер, характерна для эйфельского яруса Урала и Германии. Мощность отложений эйфельского яруса составляет 35—40 м.

Отложения живетского яруса среднего девона представлены массивными плотными, иногда толстоплитчатыми известняками, окрашенными в серовато-белые, коричневые или охристо-желтые тона. Возраст их определяется находками фауны: брахиопод — *Schizophoria striatula* Schl., *Atrypa* ex gr. *reticularis* L., *A.* ex gr. *aspera* Schl., *Athyris* ex gr. *concentrica* Buch., *Productella* cf. *arctirostrata* Hall. (определения В. Н. Марковского); трилобитов — *Dechenella* sp. (определения З. А. Максимовой); кораллов — *Thamnopora* cf. *cervicornis* Blainv., *Cladopora* sp. (определения М. С. Жижиной и М. А. Смирновой). Мощность отложений живетского яруса составляет 30 м. Вверх по разрезу отложения среднего девона постепенно сменяются верхнедевонскими.

Описываемые отложения среднего девона залегают в указанных выше пунктах почти горизонтально. Характер взаимоотношения их с подстилающими силурийскими породами установить не удалось, поэтому говорить о существовании части разреза, расположенного между верхним силуром и средним девонem, не представляется возможным. Близость элементов залегания как верхнесилурийских, так и среднедевонских отложений позволяет предполагать отсутствие угловых несогласий между ними.

Мощность среднедевонских отложений в бассейне нижнего течения р. Маймечи достигает 25—40 м и увеличивается до 70 м в истоках р. Амбардаах.

В пределах Оленекско-Котуйского водораздела присутствие отложений живетского яруса среднего девона впервые было установлено в 1952 г. Е. П. Фрейбергом на водоразделе рр. Мойерокап и Верхней Томбы.

В 1953 г. подобные же отложения были описаны Е. И. Подкопаевым на Оленекско-Вилуйском водоразделе в бассейне р. Средний Вилуйкап и на водоразделе рр. Пинимы и Верхней Томбы.

В том же году выход среднедевонских отложений был установлен в верховьях р. Моркоки по определениям фауны из коллекции, собранной З. И. Яшиной из этого района.

Годом позже С. Ф. Духаниным были уточнены контуры выходов девонских отложений, ранее описанных Е. П. Фрейбергом, и открыты новые площади их распространения на смежных участках. Всюду живетские отложения залегают на отложениях лудловского яруса. Несмотря на предполагаемый значительный стратиграфический перерыв между этими отложениями между ними нигде не наблюдалось углового несогласия.

Отложения живетского яруса представлены мелкокристаллическими известняками и доломитизированными их разновидностями. В се-

веро-западной части района их распространения на водоразделе рр. Мойерокан и Верхней Томбы, по данным Е. Н. Фрейберга, развиты преимущественно темно-серые тонкослоистые известняки, а восточнее, по данным Е. И. Подкопаева, преобладают грубослоистые разновидности светлой серовато-коричневой или желтоватой окраски. Иногда встречаются слабобитуминозные известняки. Почти все известняки содержат многочисленные органические остатки, среди которых преобладает микрофауна. Из сборов Е. Н. Фрейберга, М. А. Ржонсницкой была определена следующая фауна: *Atrypa cf. zonata* Schuch., *Productella aff. fregaria* Sow., *Atrypa ex gr. reticularis* L., *Athyris aff. concentrica* Buch., *Murchtsonia* sp., *Paracylas* sp., *Stringocephalus* sp., остатки трилобитов и членики криноидей; из коллекции Е. И. Подкопаева ею были установлены: *Emanuella subumbona* Hall., *Productella subaculeata* Murch., *Atrypa ex gr. aspera* Sow., *Athyris cf. concentrica* Buch., *Elytha undifera* Roem., *Pseudoorthoceras* sp., *Spirifer* sp., членики криноидей, остатки паутилоидей и гастропод.

По комплексу брахиоподовой фауны, встреченной в описываемых отложениях, возраст вмещающих их пород следует считать живетским, точнее верхнеживетским. Кроме того, среди кораллов Э. З. Бульванкер из коллекции Е. Н. Фрейберга были определены *Thamoropora cervicornis* (Blainv), а из коллекции З. И. Яшиной — *Megaphyllum* sp. и *Tabellaephyllum* sp. Остаток последнего вида был найден среди аллювия р. Правой Моркоки. По заключению Э. З. Бульванкер, форма *Thamoropora cervicornis* указывает на живетский ярус среднего девона, а представители рода *Megaphyllum* известны в живетском и франском ярусах. Найденный в аллювии вид *Tabellaephyllum* sp. близок *Tabellaephyllum rosiformis* Sosnk., известному из франского яруса. Таким образом, не исключена возможность, что в описываемом районе имеются отложения и верхнего девона. Мощность отложений живетского яруса среднего девона точно не установлена. По данным С. Ф. Духанина, на водоразделе рр. Мойерокан и Верхней Томбы мощность их достигает 80 м, а в более восточных районах, по данным Е. И. Подкопаева и С. Ф. Духанина, она ориентировочно определяется в 20—25 м. Литологическое сходство пород живетского яруса с породами ландверского яруса нижнего силура затрудняет картирование девонских отложений в поле.

Верхний отдел

Отложения верхнего девона известны в Норильском районе, на р. Курейке и в пределах северо-восточного крыла Тунгусской синеклизы.

В Норильском районе к верхнему девону относится фокинская свита (сланцево-мергелистая — по Г. Д. Маслову). Правильность отнесения пород фокинской свиты к верхнему девону подтверждается тем, что они согласно лежат на среднедевонских породах и без каких-либо следов перерыва перекрываются фаунистически охарактеризованными отложениями нижнекаменноугольного возраста. Сложена фокинская свита мергелями, алевролитами, доломитами, реже, вторичными известняками. Местами имеются прослойки песчаника, пласты и линзы ангидрита. Мергели серых и коричневых тонов имеют пятнистую окраску и крепкое сложение. Алевролиты зеленых, серых и серовато-коричневых тонов также часто пятнисты, слагают пачки, мощностью 1—5 м. Доломиты имеют подчиненное значение, залегают редкими прослоями мощностью 0,5—3,0 м. Прослойки гипса и ангидрита встречаются лишь спорадически. Местами, на р. Имангде, в истоках р. Пясины и у оз. Голомо попадаются их мощные пласты. Мощность фокинской свиты равна 100 м.

На р. Курейке к верхнему девону условно отнесена толща известняков, доломитов и мергелей, венчающая разрез девонских отложений. На этой толще согласно без перерыва залегают породы, содержащие обиль-

ную фауну нижнекаменноугольного возраста — турне. Мощность верхнего девона составляет 95—100 м.

В пределах северо-восточного крыла Тунгусской синеклизы верхнедевонские отложения по сравнению со среднедевонскими пользуются несколько большим распространением. Выходы их были встречены совместно с породами среднего девона в истоках р. Амбардаах и Маймечи, затем в бассейне нижнего течения р. Котуй. Единичные и разрозненные выходы отложений верхнего девона отмечались также в бассейнах нижнего течения р. Маймечи, среднего течения р. Правой Романихи и верхнего течения р. Чангоды. Почти во всех этих местах верхнедевонские отложения, как правило, приурочены к подошве силлов диабазов, которые предохраняют их от размыва.

По данным Г. Г. Моора, А. А. Кордикова и П. Н. Кабанова в истоках р. Амбардаах эти отложения представлены пачкой коричневых тонкозернистых, нередко пльчатых известняков, согласно залегающих на известняках среднего девона. Фауна, встреченная в этих известняках, по определению Д. В. Наливкина, представлена: *Spirifer jeremejewi* Tschern., *Atrypa tubaecostata* Раеѣк. и *Septataria rhomboidea* Phill., что указывает на франский ярус верхнего девона. Мощность этих отложений достигает 50 м.

В истоках рр. Амбардаах и Маймечи, по данным В. А. Марковского, верхнедевонские отложения пользуются более ограниченным распространением, чем среднедевонские. Представлены они серовато-белыми массивными и плотными известняками с редкими прослоями вишнево-красных и желто-коричневых доломитов, а также зеленовато-серых известковистых аргиллитов. К самой верхней части разреза приурочены пласты гипса мощностью 7—8 м. Среднедевонский возраст этих отложений устанавливается по брахиоподам, среди которых Б. П. Марковским были определены: *Theodossia* ex gr. *anosoft* (Vern.), *Cystospirifer* sp., *Eomophalus* sp. Данная фауна приурочена к нижней части разреза и определяет возраст заключающих ее отложений как франский ярус верхнего девона; но отсутствие признаков перерыва в осадконакоплении между девонскими и лежащими выше фаунистически охарактеризованными нижнекаменноугольными отложениями дает основание с уверенностью говорить о присутствии здесь отложений фаменского яруса. Мощность верхнедевонских отложений определяется В. А. Марковским в пределах от 42 до 50 м.

В среднем течении р. Правой Романихи верхнедевонские отложения залегают на кремневых доломитах ландовери и представлены маломощной пачкой буровато-желтых и коричневых известняков, содержащих остатки *Spirifer* sp. Мощность этих отложений достигает 35 м.

В бассейне нижнего течения р. Маймечи на силурийских доломитах после некоторого перерыва в обнажениях залегают мелкозернистые буровато-коричневые известняки с фауной франского яруса, представленной *Spirifer jeremejewi* Tschern. Как в этом случае, так и в обнажениях по р. Правой Романихи, непосредственного контакта между отложениями верхнего девона и подстилающими его отложениями верхнего силура не наблюдалось.

В бассейне нижнего течения р. Котуй по рр. Бысы и Кындыма, по данным А. А. Волосатова и В. М. Басова, верхнедевонские отложения представлены довольно однообразными тонкоплитчатыми известняками, реже доломитизированными известняками, имеющими коричневатую, иногда буро-коричневатую, реже палево-серую окраску. Эти известняки обнажаются в виде маломощного уступа в подошве силлов диабазов. Местами в толще известняков наблюдаются участки с обильной фауной брахиопод. На контакте с силлами диабазов известняки слабо мраморизованы. По наблюдениям А. А. Волосатова, на участке истоков р. Бысы верхнедевонские отложения залегают на силурийских, в то время как

несколько восточнее — в бассейне истоков р. Кындын — силурийские отложения выклиниваются и верхнедевонские отложения ложатся уже на породы ордовика. На этом участке отмечается наличие горизонта конгломератов, залегающих в верхней части ордовикских отложений. Непосредственного контакта верхнедевонских отложений с подстилающими и перекрывающими осадками в поле не наблюдалось. Близость элементов залегания ордовикских и верхнедевонских отложений указывает на отсутствие угловых несогласий между ними. Из этих отложений А. А. Волосатовым и В. М. Басовым были собраны многочисленные остатки брахиопод *Spirifer jeremejewi* Tschern., являющимся руководящей формой для франского яруса верхнего девона. Мощность верхнедевонских отложений в бассейне р. Котуя достигает 40—60 м.

Отложения, условно относимые к верхнему девону, были встречены К. Г. Акимовой в верхнем течении р. Чангоды, совместно с фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего карбона. Они представлены пестроцветными глинистыми известняками с линзами гипсов. Эти отложения наблюдаются в виде небольших останцов на наиболее возвышенных частях рельефа. Выше по разрезу эти отложения согласно перекрываются фаунистически охарактеризованными известняками нижнего карбона. Верхняя граница проводится по подошве коричневых известняков, содержащих фауну нижнего карбона. Нижняя стратиграфическая граница описываемых отложений не наблюдалась. Суммарная мощность верхнедевонских отложений на этом участке составляет около 40—50 м.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

В пределах северной части Сибирской платформы отложения каменноугольной системы представлены двумя резко различными фациями — морскими, преимущественно карбонатными отложениями и лагунно-континентальными — угленосными. Морские отложения, относящиеся к нижнему отделу, встречаются на весьма ограниченных участках. Более широко представлены лагунно-континентальные угленосные отложения среднего и верхнего карбона, входящие в состав широко распространенной так называемой тунгусской серии, формирование которой происходило в пермском периоде, а на западной окраине платформы началось еще со среднего карбона.

В данном разделе мы ограничиваемся описанием морских нижнекаменноугольных отложений, считая, что целесообразнее более молодые лагунно-континентальные отложения среднего и верхнего карбона описывать совместно с близкими с ними по литологическому составу, а следовательно, и по условиям формирования, пермскими образованиями.

В Норильском районе тунгусская серия налегает с перерывом и скрытым несогласием на разные горизонты морского палеозоя, от нижнего карбона до ордовика включительно. Вследствие этого морские каменноугольные отложения обнажаются лишь отдельными участками и известны в следующих пунктах: в Норильском районе на участке от р. Кайеркан до р. Коларгон, по западному склону плато Сыверма от оз. Глубокого до оз. Кета; на р. Фокиной у устья р. Серебряной и на ручье Омпутах в северо-восточной части Норильского плато.

Залегая согласно на отложениях девонской системы, морские каменноугольные отложения выделяются как коларгонская свита. В ее основании залегают темно-серые, слоистые, иногда рифовые известняки с прослоями мергелей, глинистых сланцев и изредка известковистых песчаников. Среди собранной здесь обильной фауны были определены: *Spirifer tornacensis* Kon., *Sp. platynotus* Well., *Sp. ussiensis* Tolm., *Chonetes taguesianus* Kon., *Ch. hardrensis* Phill., *Syringopora ramulosa* Goldf., *S. parallela* Fisch. et Waldh., *Euomphalus kusedeivlen-*

sis Tolm., *Fenestella altaica* Eichw., *Mitchelina* sp. Мощность этого горизонта равна 30—50 м. Выше следует 90-м горизонт чистых и кремнисто-магнезиальных известняков в пачках мощностью 4—10 м. Заканчивается разрез морских нижнекаменноугольных отложений 30-метровым горизонтом массивных и плитчатых, темно-серых доломитов, местами превращенных во вторичные кавернозные, иногда брекчированные известняки. Упомянутая выше фауна из залегающих в основании разреза известняков содержит типичные формы как для турне, так и для виле, что свидетельствует о присутствии отложений этих ярусов. Общая мощность нижнекаменноугольных отложений в Норильском районе составляет 150—170 м.

Южнее Норильска, вдоль западной окраины Сибирской платформы морские нижнекаменноугольные отложения установлены лишь на рр. Курейке и Горбиаче.

На р. Курейке отложения каменноугольной системы были описаны Ф. Г. Марковым, а позднее Ю. Г. Гором. Здесь они согласны залегают на девонских породах и представлены преимущественно серыми битуминозными известняками. Подчиненное значение в разрезе имеют зеленовато-серые и серые толстослоистые доломитистые мергели. Породы нижнего карбона частично метаморфизованы вследствие контактового воздействия интрузии траппов. В серых известняках основания разреза собрана фауна, среди которой Д. В. Наливкиным и А. П. Ротаем были определены: *Chonetes hardrensisformis* Rot., *Rhipidomella* cf. *michelini* L. Ev., *Syringothyris hanabalensia* Galloway, *S. tipus* Nich., *Athyris* cf. *asinuata* Lis., *Zaphrentis* sp. Ф. Г. Марков указывает на присутствие в этом горизонте (определения Д. В. Наливкина): *Spirifer ussienis* Tolm., *Gemmulina oblonga* Tolm., *Chonetes laguessiana* Kon., *Martinitia* sp., *Reticularia sinuata* Tolm., *Syringopora* sp. Состав фауны указывает на турнейский ярус нижнего карбона. Мощность всей толщи нижнего карбона здесь определяется 90 м.

По р. Горбиаче присутствие нижнекаменноугольных отложений было установлено Г. Ф. Одинцом, отмечающим несогласие между девонскими и нижнекаменноугольными отложениями, выражающееся в том, что в основании последних залегают горизонт базальных конгломератов. Выше следует толща серых и темно-серых известняков с прослоями зеленоватого мергеля. В верхах толщи залегают песчанистые известняки. В известняках нижней части разреза собрана фауна: *Syringothyris* sp., *Spirifer* ex gr. *tornacensis* Kon., *S. ussienis* Tolm., *S. platynotus* Well., *Mitchelina* cf. *tenuiseptata* Phill., указывающая на турнейский возраст. Мощность нижнекаменноугольных отложений на р. Горбиаче подлежит уточнению, так как Г. Ф. Одинец определяет ее в 360 м, а по данным Ю. Г. Гора она составляет около 150 м.

Помимо западной окраины Сибирской платформы, присутствие морских нижнекаменноугольных отложений установлено еще в трех местах: у восточной окраины лавового поля на р. Чангоде (левый приток р. Котуя) и в верховьях рр. Амбардаах и Маймечи, к северо-западу от Анабарского массива — на р. Далдын (правый приток р. Хатанги), а также по рр. Половинной, Дарде, Маастах, Чакыл-Юра (притоки р. Попигай), и в поле развития кембрия — на правом берегу р. Оленек в бассейне р. Кютюнгде.

На р. Чангоде, как сообщает К. Г. Акимова, имеется изолированный выход морских нижнекаменноугольных отложений. Представлены они коричневыми плитчатыми известняками, залегающими согласно на пестроокрашенными мергелях и глинах, условно относимых к девону. Среди собранной в этих известняках фауны брахиопод были определены: *Camarotoechia pandert* Sch. et Möll. и *Spirifer* ex gr. *tornacensis* Kon., что указывает на низы турнейского яруса. Мощность нижнекаменноугольных отложений колеблется в пределах от 30 до 60 м.

В. А. Марковским описывается несколько изолированных выходов пород нижнекаменноугольного возраста в верховьях рр. Амбардаах и Маймечи, где они залегают совместно с девонскими отложениями. Представлены они темно-серыми, черными или желтыми органогенными и битуминозными известняками с обильной фауной брахиопод, гастропод и остракод. Под воздействием пластовых интрузий траппов известняки местами мраморизованы. Среди брахиопод А. П. Ротая были определены: *Camarotoechia panderi* Peetz, *Spirifer* ex gr. *archiaci* Murch., *Sp. cf. ranovensts* Peetz. По мнению А. П. Ротая, эти формы относятся к низам турнейского яруса нижнего карбона и характеризуют так называемые этренские слои, ранее рассматривающиеся как переходные от девона к карбону. Мощность отложений нижнего карбона в этом районе определяется В. А. Марковским в пределах от 50 до 60 м.

К северо-западу от Анабарского массива присутствие нижнекаменноугольных морских отложений впервые установлено Н. П. Цесарцевой. По ее данным в верховьях р. Далдын имеется небольшой выход толсто-плитчатых серых глинистых известняков мощностью 20 м, содержащих остатки *Spirifer* cf. *tornacensis* Kоп., т. е. фауну турнейского яруса. Позднее К. С. Забурдин описал несколько изолированных выходов пород нижнекаменноугольного возраста по рр. Половинной, Дарда-Паастах и Чакья-Юрах. Нижнекаменноугольные отложения лежат здесь на размытой поверхности среднекембрийских пород. Они представлены в нижней части разреза желтовато-серыми крупнозернистыми известняками и глинистыми косослоистыми известняками со следами волновой ряби на поверхностях наслоения. Верхняя часть разреза состоит из глинистых известняков, переслаивающихся с песчанистыми известняками. Общая мощность этих отложений не превосходит 30 м. Органические остатки встречаются по всему разрезу. Они представлены: *Schellweniella* cf. *globosa* Tolm., *Camarotoechia panderi* Sch. et Möll., *Chonetes hardrensts* Phill., *Spirifer ussiensts* Tolm., *Linoproductus laevicostus* White. По заключению А. П. Ротая, эта фауна характерна для Тайдонской зоны турнейского яруса.

В бассейне р. Оленек отложения каменноугольного периода имеют ограниченное распространение. Они обнажаются на небольшом участке, расположенном в бассейне р. Кютюнде и на левом берегу р. Оленек, против устья этой реки. Наиболее полный разрез каменноугольных отложений был составлен В. Я. Кабаньковым на левобережье р. Оленек, на незначительном притоке этой реки — р. Нючке. По литологическим особенностям в составе каменноугольных отложений выделяются две свиты: нижняя — песчано-глинистая с гипсами и верхняя — известняковая.

Нижняя свита лежит на размытой поверхности верхнекембрийских известняков и в своем основании имеет известняковые конгломераты мощностью около 3 м. Конгломераты сменяются пачкой желтовато-серых неяснослоистых кварцевых песчаников с включениями зеленой глины. Мощность песчаников не превосходит 10 м. Выше залегают плотные буровато-коричневые и зеленые глины с многочисленными жилами, линзами и прослоями гипса. Мощность этих глин равна 60 м. Заканчивается разрез нижней свиты пачкой косослоистых гравелитов, мелкозернистых песчаников и алевролитов с прослойками и гнездами гипса. Мощность верхней пачки равна 7 м. Органических остатков в нижней свите не обнаружено. Общая мощность песчаниково-глинистой свиты составляет около 80 м.

Верхняя свита состоит из известняков, имеющих серую, желтоватую и коричневую окраску. Они массивны и среднеслоисты. Нередко среди известняков встречаются слои с оолитовой структурой. Многочисленны кремнистые стяжения и пустоты, выполненные щетками кальцита. Мощность верхней свиты равна 35—40 м. В целом ряде горизонтов верхней свиты присутствуют остатки фауны и флоры. Отсюда были определены

только брахиоподы, среди которых присутствуют: *Schuchertella lens* White, *Chonetes hardrensis* Phill., *Cancrinella* aff. *laevicosta* White. *Productus* aff. *medialis* Hall, *Camarotoechia* aff. *acutrugata* Kon., *Spirifer* ex gr. *tornacensis* Kon., *Eumetrinosagensts* Swallow, *Athyris* aff. *deasa* Hall, *A. hirsuta* Hall.

По заключению В. И. Устрицкого, указанные формы типичны для конца турнейского века и содержащая эту фауну свита может быть параллелизована с чернышенским подъярусом турнейского яруса Русской платформы. Отнесение же пород нижней свиты к каменноугольной системе в значительной степени условно, так как данная свита не содержит палеонтологических остатков, а присутствие в ее кровле горизонта конгломератов свидетельствует о последовавшем за образованием свиты перерыве в осадконакоплении.

НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ КАМЕННОУГОЛЬНЫЕ И ПЕРМСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ — ТУНГУССКАЯ СЕРИЯ

Под этим названием выделялась ранее толща лагунно-континентальных образований, имеющих широкое развитие в пределах Тунгусской синеклизы. В соответствии с характером заключенных в эту толщу пород она разделялась на три отдела (снизу вверх): 1) продуктивный, состоящий из лагунно-континентальных угленосных отложений; 2) туфовый, сложенный туфогенными образованиями и 3) туфо-лавовый, представленный лавовыми покровами с прослоями туфов. Возраст этой толщи на основе весьма скудных и плохо определяемых палеонтологических находок определялся интервалом пермь — нижний триас. Обильные сборы растительных остатков из продуктивного отдела позволили в ряде районов (р. Нижняя Тунгуска, Норильск, р. Котуй) разделить его на ряд свит и провести параллелизацию их с угленосными отложениями Кузнецкого и Печорского бассейнов.

Впоследствии изучение остатков флоры из этих отложений по северо-западной окраине Сибирской платформы (Норильский район) дало возможность В. А. Хахлову установить присутствие в самой нижней части разреза продуктивного отдела отложений средне- и верхнекаменноугольного возраста. В то же время имеющиеся в настоящее время данные говорят о том, что по восточной окраине Тунгусской синеклизы образование отложений этого отдела происходило лишь в пермском периоде. Исходя из всего вышеизложенного, мы считаем возможным, как это делает Н. Н. Урванцев, толщу континентально-лагунных угленосных отложений выделить в самостоятельную тунгусскую серию, относя ее к среднему и верхнему карбону — перми. Развитые же в пределах Тунгусской синеклизы туфогенные образования мы выделяем в самостоятельную туфовую свиту, возраст которой определяется как верхняя пермь — нижний триас, исходя из того, что она налегает на породы тунгусской серии и в ней присутствуют остатки рыб и эстерий триасового возраста. Наконец, мощная толща лав выделяется нами как лавовая свита триасового возраста.

Переходя к характеристике отложений тунгусской серии, следует отметить, что в центральных частях Тунгусской синеклизы они скрыты под мощной толщей вулканогенных образований. Обычно выходы их на дневную поверхность приурочены к периферическим частям этой области — к границам лавового поля. Отдельные ограниченные по размерам участки, сложенные породами тунгусской серии, встречаются и в пределах области сплошного распространения лав, где они слагают узкие полосы, приуроченные к нижним частям склонов глубоких речных долин, либо к небольшим по размерам тектоническим блокам.

В ряде мест толща отложений тунгусской серии пронизана пластовыми интрузиями (силлами) траппов, которые оказали более или

менее сильное контактное воздействие на вмещающие породы. С контактным воздействием на угольные пласты, в частности, связано образование графитовых месторождений. Под влиянием контактного воздействия траппов произошли изменения углей в отдельных месторождениях.

Наиболее полно отложения тунгусской серии изучены на западе Тунгусской синеклизы — в Норильском районе и на востоке ее — в низовьях р. Котуя, т. е. в местах, где расположены эксплуатирующиеся в настоящее время угольные месторождения.

В Норильском районе, согласно с данными Н. Н. Урванцева и Г. Г. Моора, отложения тунгусской серии местами без перерыва, а иногда с перерывом перекрываются эффузивными породами туфо-лавового комплекса. В свою очередь они с перерывом, но без явного углового несогласия залегают на размытой поверхности пород морского палеозоя, причем с запада на восток амплитуда размыва возрастает. Так, в районе Кайеркана, в 18 км к западу от Норильска, отложения тунгусской серии налегают на известняки нижнего карбона согласно и без перерыва, а местами с признаками размыва. В районе Норильска они с размывом лежат на сланцево-мергелистой свите верхов девона, в районе горы Черной, в 15 км к юго-востоку от Норильска — на породах низов разреза девона, а у горы Кулгахтах и к югу от нее (в верховьях р. Туколанды) — даже на верхнеордовикских отложениях.

Несмотря на столь глубокий размыв, в основании тунгусской серии нигде не отмечено горизонта базальных конгломератов. Обычно глинистые или известково-глинистые породы низов тунгусской серии налегают на слегка неровную, слабо выветрелую поверхность известняков или мергелей палеозоя, отделяясь от них слоем элювия мощностью в несколько сантиметров, иногда содержащего немного гальки тех же известняков и мергелей. Местами отсутствуют и такие признаки размыва. Подстилающие тунгусскую серию пизжнекаменноугольные известняки иногда, как, например, на Кайеркане, обнаруживают брекчированность в результате процессов подводного размыва, предшествовавшего отложению тунгусской серии.

Изучение ископаемой флоры Норильска показывает, что здесь наблюдаются четыре этапа в развитии растительности. В связи с этим все отложения тунгусской серии В. А. Хахловым были расчленены на пять свит, из которых четыре свиты в свою очередь были подразделены на ряд зон и субзон.

Апсеканская свита является самой древней и встречается не везде. Она слагает отдельные участки, залегая на различных горизонтах размытых пород морского палеозоя. Наиболее полно представлена апсеканская свита в скважинах горы Рудной, где мощность ее достигает 60 м. Однако и здесь она встречается далеко не во всех скважинах. Далее она отмечена в отдельных скважинах Кайерканского месторождения, в районе горы Апсека на восточной окраине Норильского плато и в некоторых других местах. Апсеканская свита сложена песчаниками, аргиллитами, алевролитами, а на Кайерканском месторождении содержит, кроме того, тонкие и редкие пропластки известняков. Пласты угля и даже угольные пропластки отсутствуют. Самые низы разреза характеризуются частым переслаиванием маломощных горизонтов песчаников и аргиллитов. По данным В. А. Хахлова характерными представителями флоры из этой свиты являются: *Lepidophloides laricinus* Stegnb., *Taimyrodendron primaeva* Chachl., *Porodendron* sp., *Lepidodendron prokopievitensis* Chachl., *Angaridium finale* Neub., *Angaropteridium cardiopteris* (Schmalh.) Zal. Возраст этой свиты соответствует возрасту кумзасской свиты Кузбасса, по стратиграфическому делению В. А. Хахлова, или верхам острогской свиты стратиграфической схемы Кузбасса 1954 г., т. е. является среднекарбо-

новым, а, может быть, местами даже относится к верхам нижнего карбона.

Руднинская свита пользуется наиболее широким распространением в районе и делится на подсвиты (зоны по В. А. Хахлову), соответственно четырем циклам седиментации. В районе горы Рудной она имеет мощность 126 м и сложена песчаниками, алевролитами и аргиллитами. В верхней части разреза в песчаниках отмечены хорошо выраженные волноприбойные знаки и диагональная слоистость. В свите имеются редкие нерабочие пласты угля мощностью от 0,01 до 0,4 м.

На Кайерканском месторождении мощность свиты достигает 100 м. Здесь она содержит, кроме нескольких угольных пропластков, два рабочих пласта угля в верхней своей части.

Отложения данной свиты, кроме того, отмечены в районе Имандинского месторождения, в восточной части Елового Камня (плато Караелак), по ручьям Хенюлях и Турумакит на юго-восточной окраине Норильского плато.

Для свиты руководящими формами ископаемой флоры являются: *Phyllothea gracilis* Chachl., *P. paludosa* Chachl., *Sphenophyllum biloba* Chachl., *Siberiopteris dichotoma* (Neub.) Chachl., *Gondwanidium sibiricum* (Pet.) Zal., *Zamiopteris acuta* Chachl., *Odonopteris macrophylla* Chachl., *Noeggerathioipsis grandifolis* Chachl., *Samaropsis majorina* Chachl., *Taimyria longifolia* Chachl., *Angaropteridium cardiopteroides* (Schmalh.) Zal. (определения В. А. Хахлова). В почве, кровле и в сланцевом прослое пласта угля IX на Кайеркане была собрана фауна пелеципод, определенная Е. М. Люткевичем, как: *Anthracomya simplex* Chachl., *A. lata* Chalf., *Palaeomutella conctinna* Jones, *P. tomtiensis* Rago. По флоре свита сопоставима с нижней частью балахонской свиты, относимой по стратиграфической схеме Кузбасса 1954 г. к верхнему карбону.

Шмидтинская свита наиболее полно представлена в Кайерканском разрезе, где она содержит основные рабочие пласты угля от III до VIII включительно. Мощность свиты здесь определяется в пределах 100—135 м. Начинается она конгломератами, залегающими в песчаниках кровли IX пласта, и заканчивается ими же в кровле пласта III. В слоении свиты принимают участие главным образом кварцево-аркозовые, полимиктовые и, реже, глинистые песчаники с подчиненными прослоями аргиллитов, глинистых, а иногда углистых, сланцев. Свита сильно фациально меняется, нередко явления размыва с замещением не только аргиллитов и сланцев, но иногда и углей галечниковыми песчаниками и конгломератами. Песчаники часто косо-слоисты, грубозернисты, с угловатыми слабо окатанными песчаными зернами.

На горе Рудной мощность свиты равна 86 м. Начинается и венчается она конгломератами и содержит ряд пластов угля мощностью 0,3—3,5 м. Здесь свита представлена не полностью и верхи ее, видимо, были смыты или даже вовсе отсутствовали, так как флоры, характерной для угольных пластов Кайеркана, выше VII пласта, в разрезе горы Рудной не обнаружено. Фациальная изменчивость свиты выражена весьма резко, нередко не только сланцы, но и мощные пласты угля целиком замещаются песчаниками. Кроме Кайеркана и г. Рудной, присутствие шмидтинской свиты отмечено в восточной части Елового Камня (плато Караелак) и по ручью Турумакит совместно с отложениями руднинской свиты.

Руководящими растительными остатками для шмидтинской свиты являются: *Phyllothea arctica* Chachl., *P. schtschurowskii* Schmalh., *Sphenopteris tunguscana* (Schmalh.) Zal., *Angaropteridium lingulaeformis* Chachl. et Poll., *Zamiopterts longifolia* Schmalh., *Z. norilskiensts* Chachl., *Noeggerathioipsis latissima* Chachl., *Phylloptitis*

heeri (Schmalh.) Zal., *Lepeophyllum trigonalis* Chachl., *Nephropsis integerrima* (Schmalh.) Zal., *N. magna* (Zal.) Chachl., *Pecopteris anthriscifolia* (Goerr.) Zal. (определения В. А. Хахлова). Кроме того, на возвышенности Кайеркана, под пластом VII, в 3 и 5,3 м от его подошвы найдена фауна пелеципод, определенная Е. М. Люткичем как *Anthracomya obliqua* Chalf., *A. porrecta* Chalf., *Posidonomya* cf. *linguloides* Chalf., *Spirorbis*. В горизонте пласта VI найдены *Anthracomya obliqua* Chalf., *A. jedotovi* Chalf., *A. lata* Chalf., *Najadites* aff. *rombifera* Lutk.

Отложения шмидтинской свиты В. А. Хахловым на Кайеркане подразделены на восемь подсвит (зон по В. А. Хахлову), отвечающих восьми циклам седиментации. Она сопоставляется с прокопьевской свитой Кузбасса, относимой им к верхнему карбону. По схеме для Кузбасса, разработанной в 1954 г., эта свита может быть сопоставлена с верхами балахонской свиты и относится к нижней перми.

Кайерканская свита встречается пока только на Кайеркане, где она содержит до пяти рабочих пластов каменного угля от III до «0». Мощность свиты составляет около 70 м. За основание свиты принимаются конгломераты, залегающие над угольным пластом III^{II}, который нередко бывает размыт. Выше пласта «0» также находятся конгломераты, которые и определяют верхнюю границу свиты. В некоторых скважинах верхняя часть свиты оказывается размытой.

В кайерканской свите В. А. Хахловым насчитывается пять циклов седиментации, каждый из которых кончается углеобразованием. Сложена свита почти исключительно песчаниками, преимущественно кварцево-аркозовыми, слюдистыми, иногда полимиктовыми и, реже, глинистыми. Песчаники нередко грубозернистые, содержат гальку кремнистых, кварцитовых и кварцевых пород, реже доломитов, аргиллитов, углистых пород, а иногда и угля. Местами скопления галечникового материала образуют прослои конгломератов. По данным В. А. Хахлова, руководящими растительными формами для свиты являются: *Phyllothea* cf. *bella* Chachl., *P. polcashtensts* Chachl., *Glottophyllum cuneatum* Zal., *Macropteris kajerkanensis* Chachl., *Callipteris portentosa* Chachl., *Noeggerathiopsis tenuinervis* Chachl., *Pecopteris anthriscifolia* (Goerr.).

Эта свита В. А. Хахловым сопоставляется с нижней половиной кольчугинской свиты Кузбасса, т. е. она отвечает низам верхней перми по стратиграфической схеме для Кузбасса за 1954 г.

Амбарнинская свита имеет мощность около 35 м и представлена аргиллитами и туфогенными песчаниками. Местами в ней наблюдаются процессы субаэрального изменения с образованием древней коры выветривания. Ни флоры, ни других ископаемых остатков в свите пока что не найдено, поэтому возраст ее остается неясным. Во всяком случае он не древнее верхов верхней перми.

Включение амбарнинской свиты в состав тунгусской серии, если ограничивать ее возрастные пределы рамками пермской и каменноугольной систем, весьма условно. Исходя из ее положения в разрезе и учитывая литологический состав пород, ее, по-видимому, следует считать аналогом туфовой свиты пермо-триаса.

В целом тунгусская серия в Норильском районе имеет сильно колеблющуюся мощность от 200 до 450 м и отличается сильной фациальной изменчивостью, так что даже разрезы соседних скважин (на расстоянии 0,5—1,0 км друг от друга) трудно сопоставимы между собой.

Относительно малая мощность тунгусских осадков при диапазоне времени их отложения от среднего или даже верхов нижнего карбона до верхней перми включительно указывает на сложные и изменчивые условия их формирования с длительными перерывами в накоплении и явлениями размыва. На западе, в районе Кайеркана, в апсеканской

свите отмечено присутствие редких маломощных прослоев известняков, а в шмидтинской свите под пластом VII — солоноватоводных пелещипод. Здесь вообще разрез тунгусской серии наиболее полный. На востоке района свиты кайерканская и верхи шмидтинской отсутствуют или в связи с размывом, или, вернее, в связи с полным прекращением здесь процессов седиментации в это время. Такая обстановка была связана с тектоническими условиями, когда нижнекарбовое море отступало к западу в сторону Енисейской геосинклинали, а на востоке происходило в несколько этапов поднятие Хантайско-Рыбнинского вала.

Достаточно широко развиты отложения тунгусской серии южнее Норильского района по рр. Горбияче, Курейке и Пелятке. Здесь в основу их расчленения положена схема, принятая для весьма детально изученных аналогичных отложений по р. Нижней Тунгуске.

Согласно данным Ю. Г. Гора, проводившего исследования в этом районе в 1955 г., в тунгусской серии выделяются следующие свиты: катская, бургуклинская и пелятчинская. Кроме того, Ю. Г. Гор включает в состав тунгусской серии туфовую (пермо-триас) и лавовую свиты, которые мы считаем целесообразным выделять как самостоятельные стратиграфические подразделения. В основе указанного выше разделения, так же как и в Норильском районе, положены результаты изучения найденных в этих отложениях многочисленных растительных остатков.

В общем виде разрез отложений тунгусской серии для этого района следующий (снизу вверх).

Катская свита слагается кварцевыми, кварцево-полевошпатовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Имеются пласты и прослои графита и сильно метаморфизованного угля. Литологический состав свиты сильно изменчив как в вертикальном направлении, так и по простиранию. Под влиянием контактового воздействия внедрившихся в толщу катской свиты траппов слагающие ее породы в той или иной степени носят следы метаморфизма. В основании разреза залегает слой светло-зеленого песчаника с редкими неопределимыми остатками рыб.

Возрастное положение катской свиты определяется присутствием здесь следующих форм растительных остатков (определения Е. С. Рассказовой): *Angardium finale* Neub. и *Angaropteridium cordiopteris* (Schmalh.) Zal. и др., которые позволяют параллелизовать катскую свиту с апсеканской и руднинской свитами Норильского района, определяя ее возраст как средний и верхний карбон. Мощность катской свиты для районов рр. Курейки и Горбиячи установлена Ю. Г. Гором в 350 м, но в этом определении есть некоторая условность, так как, возможно, не во всех случаях исключались мощности внедрившихся в толщу пород катской свиты пластовых интрузий.

Бургуклинская свита состоит главным образом из светло-серых, белых, средне- и толстоплитчатых песчаников, иногда кварцевых, но преимущественно кварцево-полевошпатовых. Алевролиты и аргиллиты имеют подчиненное значение, их горизонты приурочены преимущественно к нижней части разреза. Так же как и в катской свите, отмечается наличие нескольких пластов и прослоев угля и пропластков углистых аргиллитов. Здесь впервые появляются горизонты туфогенных пород — туфов и туффитов. Породы также несколько метаморфизованы под воздействием трапповых интрузий. Среди обнаруженных растительных остатков Е. С. Рассказовой были определены: *Noeggerathiosis* cf. *latifolia* Neub., *N. ex gr. derzavinit* (Zal.) Neub., *Nephropsis rhomboidea* Neub. и др. Формы эти типичны для бургуклинской свиты, возраст которой по сопоставлению с разрезами Кузнецкого бассейна определяется как нижняя пермь. Мощность бургуклинской свиты, по данным Ю. Г. Гора, в районе рр. Курейки и Горбиячи 400 м,

но здесь также, по-видимому, в нее включены пластовые интрузии траппов.

Пеляткинская свита представлена алевролитами и аргиллитами, горизонты которых чередуются с пластами разнозернистых полимиктовых, реже, кварцево-полевошпатовых песчаников. В основании наблюдаются прослой и небольшие пачки гравелитов и внутриформационных конгломератов. В отличие от катской и бургу克林ской свит здесь заметную роль играют также карбонатные и туфогенные породы. Пирокластический материал содержится и в полимиктовых песчаниках. Так же как и на р. Нижней Тунгуске, к пеляткинской свите приурочены наиболее мощные пласты каменных углей. Отмечаются признаки той или иной степени метаморфизма под воздействием интрузий траппов. Возраст пеляткинской свиты определяется наличием среди собранных здесь растительных остатков таких форм, как *Noeggerathioipsis clercyi* Z al., *N. aequalis* Neub., *N. cf. candalepensis* Z al., *N. linguliformis* Schwed., *N. ex gr. insignis* Radcz., *N. aff. angustifolia* Neub., *Glattophyllum cuneatum* Z al., *Lepeophyllum actaeonelloides* (Goerr.) Z al., *Samaropsis tychtenis* Z al. (определения Н. А. Шведова). По аналогии с разрезом по р. Нижней Тунгуске, указанной выше, состав флоры позволяет параллелизовать вмещающие ее породы с отложениями пеляткинской и частично дегалинской свит, формирование которых происходило в верхней перми. Мощность пеляткинской свиты для района рр. Курейки и Горбиячи определяется Ю. Г. Гором 300 м, но при ее вычислении, по-видимому, не всегда были исключены мощности пластовых интрузий.

На восточной и северо-восточной окраинах Тунгусской синеклизы отложения тунгусской серии наблюдаются в виде узкой полосы, протягивающейся вдоль лавового поля и затем уходящей на северо-восток, огибая с севера область Анабарского поднятия, следуя далее в низовья р. Оленек.

В низовьях р. Оленек окаймляющая этот участок Сибирской платформы полоса отложений тунгусской серии имеет широтное простираание, которое на Лено-Оленекском водоразделе плавно переходит сначала в меридиональное, а затем и юго-западное. По Лено-Оленекскому водоразделу полоса отложений тунгусской серии обрывается примерно между 69 и 70° с. ш., приобретая здесь прерывистый характер. Последний изолированный участок, сложенный породами тунгусской серии, располагается на водоразделе рр. Молодо и Тиряхтях.

Присутствие отложений тунгусской серии было установлено не только по периферии платформы, но и в центральных ее частях — в верховьях р. Котуя, на р. Мойеро и на Оленекско-Вилуйском водоразделе. На основании определений встреченных здесь растительных остатков, а также спорово-пыльцевых анализов и многочисленных фаунистических находок возраст отложений тунгусской серии в этой части Сибирской платформы определяется как пермский с разделением в большинстве случаев на нижнюю и верхнюю пермь.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

Отложения нижней перми пользуются ограниченным распространением в низовьях р. Котуя и в бассейне р. Маймечи. Более широко они развиты в среднем течении р. Котуя как по самой реке, так и по ряду ее притоков, а также в районе, охватывающем речные бассейны нижнего течения рр. Анабара и Оленек. Далее полоса отложений нижней перми прослеживается по Лено-Оленекскому водоразделу. Залегают нижнепермские отложения на различных горизонтах морских палеозойских пород, имеющих возраст от карбона до кембрия включительно.

В бассейне нижнего течения р. Котуя разрез нижнепермских отложений достаточно подробно изучен Г. Д. Аллером, А. А. Волосатовым, Ф. Г. Марковым. В основании его залегает пачка (мощностью 60—65 м) серых и темно-серых кварцевых и полимиктовых песчаников с редкими прослоями глинистых и углисто-глинистых сланцев. Выше также наблюдается перемежаемость песчаников и сланцев, при этом отмечается некоторое увеличение количества сланцев. Верхняя часть разреза вскрыта буровыми скважинами, заложеными на каменноугольном месторождении Каяк. Здесь под верхнепермскими отложениями залегает толща кварцево-полевошпатовых известковистых песчаников с прослоями песчано-глинистых сланцев и пропластками сферосидерита. Мощность этой части разреза нижней перми 92 м.

Общая мощность нижнепермских отложений в районе, охватываемом бассейном нижнего течения р. Котуя, определяется в пределах от 160 до 250 м. На других участках она также колеблется в весьма широких пределах. Так, для бассейна р. Маймечи А. В. Волосатов дает цифру 150 м, а для среднего течения р. Котуя Я. И. Полькин и А. В. Зиза установили ее ориентировочно в 450 м, в то время как К. Г. Акимова для этого же района определяет мощность данных отложений в 120 м. Нижнепермский возраст этих отложений определяется на основании изучения спорово-пыльцевых комплексов. Согласно данным Я. И. Полькина, в спорово-пыльцевом комплексе описываемых отложений отмечается значительное преобладание спор (78,6%) над пылью (21,4%). Наиболее многочисленны споры групп *Lophotriletes* Naum. (43,2%) и *Euryzonotriletes* Naum. (11,2%) и пыльца из класса *Cordaitales* (16%). Среди них были определены споры *Actinosella gibberula formis* К.-М., *Azonotriletes tuberculatus* Waltz., *A. trichaeantus* Lub., *A. variotuberculatus* Lub., *Pulvinella psiloptera* Lub. и пыльца — *Limbamella rugulifer* Lub. и *Circella rotata* L. Кроме того, в рассматриваемом комплексе обнаружены споры *Azonotriletes rigidispinus* Lub. и ряд других представителей подгруппы *Acauthotriletes* Naum. (встречающихся и в верхнепермских отложениях), а также пыльца *Sabsacculifer retroflexus* Lub. и *S. retroflexus* var. *arctica* К.-М. Приведенный комплекс спор и пыльцы, по заключению А. Ф. Дибнер, характерен для нижней перми.

В бассейне нижнего течения р. Анабара нижнепермские отложения также сложены преимущественно известковистыми кварцево-полевошпатовыми песчаниками с прослоями глинистых и углисто-глинистых сланцев и глин. Мощность их не превосходит 250—300 м. Из нижних горизонтов этих отложений Л. П. Смирновым и Г. А. Ермолаевым были собраны отпечатки флоры, среди которых Н. А. Шведовым были определены *Noeggerathiopsis* cf. *latifolia* Neub. и *N.* cf. *subangusta* Zal. (Neub.).

Далее к востоку нижнепермские отложения наиболее детально изучены в низовьях р. Оленек по крелиусным скважинам К-7 и К-6, пробуренными в районе пос. Тюмяти. Сводный разрез отложений нижней перми по этим скважинам составлен В. Я. Кабаньковым в 1955 г. В основании разреза, на размытой поверхности пород кембрия, залегает невыдержанный пласт конгломератов, местами сменяющихся алевролитами и аргиллитами. Мощность горизонта базальных конгломератов достигает 5—6 м. Выше следует пачка серых среднезернистых песчаников с включениями глин, прослоями аргиллитов и обугленными растительными остатками. В прослое аргиллитов из кровли этой пачки была найдена микрофауна песчаных фораминифер, среди которых определена: *Ammodiscus semiconstrictus* Cush. et Wat., близкая к фораминиферам из нижнепермских слоев Нордвика и бухты Сыда-ско. Мощность горизонта песчаников увеличивается в направлении с юга на север с 30 до 70 м. В этом же направлении увеличивается

число прослоев аргиллитов. Венчает разрез пачка перемежающихся между собой песчаников, алевролитов и аргиллитов.

Установлено два горизонта с микрофауной: нижний с микрофауной «горизонта с *Reophacidae*», по терминологии А. Ф. Шлейфер, для которого характерно широкое распространение фораминифер *Reophax gerkei* V a г. и другие виды, параллелизирующиеся с горизонтом «песчаных» фораминифер Нордвикского района, возраст которого датируется границей артинского и кунгурского ярусов нижней перми; верхний с микрофауной «горизонта гладких фрондикулярий» (по А. Г. Шлейфер), содержащий следующие наиболее распространенные формы: *Frondicularia prima* G e r k e и *F. amygleformis* G e r k e. По приведенному выше составу микрофауны этот горизонт параллелизуется с одноименным горизонтом нижней перми в Нордвик-Хатангском районе, относящимся согласно данным А. А. Герке к верхам кунгурского яруса. Изучение микрофлоры из этого горизонта показало, что здесь преобладают споры древних представителей подотдела папоротникообразных и пыльца кордаитовых и нижнепермских саговых и гинкговых. Мощность пачки песчаников алевролитов и аргиллитов 160 м.

Весьма характерным для нижнепермских отложений этого района является широкое распространение битумопроявлений. Отмечается наличие горизонтов песчаников с включением мягких битумов, а на отдельных участках даже жидкой нефти. Встречаются также небольшие пропластки и пласты каменного угля, но в отличие от более западных районов р. Котуя здесь мощность пластов не превышает 0,5 м.

Общая мощность нижнепермских отложений колеблется в довольно широких пределах, от 200 до 240 м, причем закономерным является возрастание ее в сторону от платформы — к северу в низовьях р. Оленек и к востоку по Лено-Оленекскому водоразделу.

Верхний отдел

Выходы отложений верхней перми приурочены примерно к тем же участкам, где были встречены нижнепермские отложения. Последние пользуются ограниченным распространением в низовьях р. Котуя, в бассейне р. Маймечи и более широко развиты в среднем течении р. Котуя. Восточнее верхнепермские отложения развиты в бассейне низовья р. Анабара, а еще далее на восток прослеживаются в виде чрезвычайно узкой и прерывистой полоски, окаймляющей по внешней окраине Сибирской платформы описанную выше полосу нижнепермских отложений. Представлены эти отложения преимущественно различными песчаниками и, в меньшей степени, глинистыми, песчано-глинистыми и углисто-глинистыми сланцами. Характерно присутствие многочисленных угольных пропластков, а также значительного количества угольных пластов, из которых некоторые имеют рабочую мощность.

Наиболее полно верхнепермские отложения изучены в низовьях р. Котуя.

По данным Г. Д. Аллера, А. А. Волосатова, И. Н. Евстифеева, В. Н. Кузнецова, Ф. Г. Маркова, П. П. Бентхена и З. И. Корольковой, В. Е. Савицкого, Р. Ф. Соболевской, Я. И. Польшкина и К. С. Забурдина обобщенный разрез верхнепермских отложений на этом участке представляется в следующем виде. В нижней части разреза залегают светло-серые кварцево-полевошпатовые песчаники, перемежающиеся с песчано-глинистыми сланцами, среди которых отмечено пять прослоев углей мощностью от 0,05 до 0,25 м. Почти повсеместно в основании разреза залегают линзовидные прослои мелкогалечниковых конгломератов, а в районе устья р. Каяк в сланцах А. А. Волосатовым были найдены остатки пеллеципод *Allorisma* и в частности форма *Allorisma kajakensis* F e d. (определение Л. М. Федотова). Средняя часть разреза

сложена песчано-глинистыми, глинистыми, углисто-глинистыми и углестыми сланцами с прослоями кварцево-полевошпатовых песчаников и, реже, глин. Здесь установлено несколько прослоев и пластов угля, некоторые из которых имеют рабочую мощность. В районе ручья Горного, по данным А. А. Волосатова, среди этих отложений обнаружены остатки моллюсков, принадлежащие родам *Atracomya Sulter* и *A. Amalitzky* (определение Л. М. Федорова), характерными для верхней перми.

Из растительных остатков, обнаруженных в различных частях разреза, М. Ф. Нейбург определены: *Noeggerathiopsis* cf. *aequalis* (Goerr.) Zal., *N.* cf. *candalepensis* Zal., *N.* cf. *angustifolia* (Radcz.) Neub., *N. kajakensts* Neub., *Sphenopteris kuznezovi* Neub., *Lepeophyllum namun* Neub., *Petcheria* sp., *Annularis* sp., *Paracalamites* sp. Состав флоры может свидетельствовать о верхнепермском возрасте этих отложений и позволяет сопоставлять их с ильинской свитой верхней перми Нордвикского района.

Подобный же характер верхнепермские отложения имеют и в среднем течении р. Котуя. Здесь только отмечается присутствие в породах, слагающих верхнюю часть разреза, туфогенного материала. Так же как и на севере, отмечено наличие ряда угольных пластов. Следует отметить менее значительную их мощность, что, возможно, связано с размывом, происходившим в период, предшествовавший образованию вышележащей туфовой толщи (как по рр. Тюрюку — Кенгедей). Мощность их составляет всего 47 м.

На левобережье р. Анабара верхнепермские отложения представлены лишь самыми нижними горизонтами разреза. Это преимущественно песчаники и аргиллиты с прослоями углестых сланцев и маломощными пластами углей. В основании разреза отмечено присутствие прослоев конгломератов. В аргиллитах нижней части разреза Г. А. Ермолаевым были найдены остатки пелеципод: *Edmondia nebrascensis* Gein., *Liebea septifer* King. и *Sanguinolites bicarinatus* Keys. var. *laevigata* Lich. (определение Е. М. Люткевича), известных в составе фауны казанского яруса.

Далее на восток, в бассейне нижнего течения р. Анабара, в составе отложений верхней перми преобладающая роль принадлежит серым, мелкозернистым, обычно косослоистым пескам, горизонты которых перемежаются с пластами известковистых песчаников. Подчиненные имеют слои серых глин. В основании разреза залегает прослой ракушняка с обильными остатками фауны пелеципод и гастропод. К нижней же части разреза приурочены стяжения буровато-серого известковистого алевролита, в которых заключены обломки окаменелой древесины. Как и на р. Котуе, верхнепермские отложения в бассейне р. Анабара являются угленосными. Встреченные здесь прослой и пласты каменного угля обычно подстилаются горизонтом песчаных глин. Мощность угольных пластов колеблется в пределах от 0,4 до 1,7 м. Они не выдержаны по простиранию, часто замещаются пачками углестых сланцев.

Среди найденной Г. А. Ермолаевым в основании разреза фауны пелеципод были определены: *Sanguinolites bicarinatus* Keys., *S. bicarinatus* Keys. var. *laevigata* Lutk., *Netshaejvia pallasii* (Vern.), *Pseudamustum sericeus* (Vern.), *P. engelhardtii* (Ether et Dünn.), *Procrastatella plana* (Golowk.), *Anthraconauta* cf. *wardioides* Fed., *A. anthracomyoides* Fed., *Prokoptevskia sibirica* Rag. (определение Е. М. Люткевича). Комплекс данной фауны свидетельствует о верхнепермском возрасте вмещающих ее слоев. Подтверждением этому служит состав микрофауны, аналогичной комплексу верхней перми в Нордвикском районе, а также флоры, среди которой Н. А. Шведовым были определены: *Noeggerathiopsis aequalis* (Goerr.) Zal., *N.* cf. *angusti-*

folia Neub., *N. candalepensis* Z a l. Мощность верхнепермских отложений здесь возрастает с запада на восток. Так, в бассейне р. Попигая она определяется в 150 м, а в районе р. Анабара достигает 250 м.

В низовьях р. Оленек область распространения отложений верхней перми весьма ограничена. Как уже указывалось, узкая прерывистая полоса их окаймляет с внешней стороны протягивающуюся вдоль окраины Сибирской платформы более широкую полосу нижнепермских отложений. По своему литологическому составу верхнепермские отложения весьма близки к нижнепермским. Здесь также наблюдается чередование пластов алевролитов, аргиллитов и песчаников, которые сменяют друг друга не только вверх по разрезу, но и по простиранию. В самых верхних слоях отмечается появление обломков основных изверженных пород, причем количество этих обломков увеличивается по направлению к кровле толщи верхнепермских пород. Так же как для нижней перми, характерна высокая битуминозность отдельных горизонтов и в отличие от более западных участков — Анабар, Котуй — весьма слабые проявления угленосности, выражающейся присутствием только небольших угольных пропластков. Верхнепермский возраст здесь определяется находками (Г. А. Брейслера из керна скв. К-5, К-6, К-7, описанных А. Г. Шлейфер) фауны: *Kolymia froceramiformis* Lich. (определение Н. В. Куликова) и фораминифер (*Fronicularia bella* G e r k e, *Nodosaria caspidatula* G e r k e, *Saccamina arctica* G e r k e и др., а также составом спор и пыльцы: споры папоротниковых, хвощевых, каламитовых и пыльца саговых и гинкговых. По фораминиферам эти отложения сопоставляются с «горизонтом разнообразных фораминифер» Нордвик-Хатангского района, относимого к казанскому ярусу. Мощность толщи верхнепермских отложений в этом районе колеблется от 58 до 102 м. Увеличение мощности происходит по направлению в сторону от платформы, очевидно, под влиянием общего погружения этого участка, являющегося переходным от платформы к складчатой области.

НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ ПЕРМСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Как уже указывалось, присутствие континентально-лагунных отложений тунгусской серии установлено не только по периферии рассматриваемой части Сибирской платформы, но и в ее центральных частях. Наличие указанных пород отмечается для верховьев р. Котуя, бассейна р. Мойеро и Оленекско-Вилуйского водораздела. Слабая изученность этих отложений и отсутствие систематических палеонтологических сборов сильно затрудняют определение времени формирования этих осадков, но имеющиеся в настоящее время данные все же могут служить достаточным основанием для того, чтобы выделять их на геологической карте как пермские, без разделения на верхнюю и нижнюю пермь. Эти отложения имели прежде, по-видимому, более широкое распространение, на что указывает часто встречающаяся на поверхности сложенных траппами столовых возвышенностей галька кварцитов из пермских конгломератов. Данные отложения трансгрессивно залегают на размытой поверхности развитых здесь пород морского палеозоя — среднего девона, различных ярусов силура, реже ордовика, и в большинстве случаев сохраняются в виде реликтов кровли на пластовых интрузиях долеритов, а также залегают между силлами долеритов. Ксенолиты пермских пород неоднократно встречались в долеритах.

В 1954 г. на юго-востоке на ряде участков (озера Горное, Надежд, Сатыкан, водораздел рр. Сохолох и Сытыкан) под пермскими отложениями были встречены глины, являющиеся, по-видимому, продуктами древнего выветривания подстилающих их карбонатных пород ордовика и силура (М. А. Крутойарский и др.). Эти глины имеют постепенный пе-

реход к подстилающим их породам. От характера последних зависят состав, структура и цвет залегающих на них глин. Чаще всего глины встречаются там, где в основании разреза пермских отложений залегают глинистые сланцы или песчаники и значительно реже — под пермскими конгломератами. Мощность их не превышает 3,5 м.

Поскольку плохая обнаженность, разобщенность отдельных выходов и, самое главное, большая фациальная изменчивость пермских отложений не позволяют дать единый стратиграфический разрез для всего рассматриваемого региона в целом, мы ограничимся характеристикой их по отдельным участкам.

В районе рр. Чангода, Далдын и Максацит пермские отложения представлены слоистыми тонко- и толстоплитчатыми алевролитовыми, мелко- и среднезернистыми песчаниками, песчано-глинистыми, иногда углистыми и известково-глинистыми сланцами, с прослоями известковистых песчаников и песчаных известняков. Окраска пород преимущественно светло-серая, серая и желтовато-серая. Видимая мощность этих отложений здесь не превышает 50—70 м.

Южнее, в долине верхнего течения р. Котуя и р. Воеволи-Хан, среди пермских отложений, так же как и на предыдущем участке, развиты преимущественно светло-серые мелко- и среднезернистые кварцевые и кварцево-полевошпатовые песчаники с известковистым цементом и в меньшей мере алевритистые песчаники, алевролиты и глинистые сланцы. Кварцевые песчаники и алевролиты, как правило, монолитные, реже плитчатые и тонкослоистые. Для некоторых их разновидностей характерна мелкая косая слоистость. В основании толщи монолитных песчаников, по данным Я. И. Полькина, наблюдались маломощные (от 5 до 40 см) прослои внутрiformационного конгломерата с галькой черных и зеленовато-черных глинистых сланцев и сидерита. Размер гальки обычно колеблется от 1 до 5 см, но местами наблюдаются включения и более крупных обломков глинистых сланцев, достигающих 10—20 см в поперечнике. В этой же толще песчаников на р. Котуе встречаются кварцево-известковистые конкреции шарообразной или караваеобразной формы, достигающие 1—5 м в поперечнике. Они отличаются от вмещающих пород только более прочным цементом. В этих шарообразных конкрециях Н. А. Борщевой были найдены отпечатки растений, определенные Н. А. Шведовым как листья *Noeggerathiopsis* sp. Иногда в песчаниках встречаются обугленные стволы деревьев.

По правому берегу р. Котуя, в 15 км выше устья р. Сида, в песчаниках, отвечающих, по мнению Я. И. Полькина, верхней части толщи, отмечается значительная примесь туфогенного материала. Глинистые сланцы, занимающие в этой толще подчиненное значение, представляют собой породы почти черного цвета с шелковистым блеском и хорошо выраженной сланцеватостью, с ровными плоскостями напластования и толщиной прослоев, колеблющейся от 1 до 5 мм. Данные о мощности пермских отложений по описанному выше участку у различных авторов расходятся в широких пределах от 10 до 450 м. Ориентировочно мощность этих отложений, по-видимому, приближается к 200—250 м.

В бассейне верхнего течения р. Мойеро и далее на восток до р. Нижний Вилюйкан в сложении пермской толщи принимают участие в основном песчаники с прослоями глинистых сланцев. Но в отличие от песчаников, развитых в западной части территории, в этих песчаниках вместо карбонатного существенную роль играет глинистый цемент. Песчаники, залегающие в основании толщи, имеют преимущественно светло-серую окраску, иногда с розоватым или зеленоватым оттенком, реже среди них встречаются желтоватые и желтовато-бурые разновидности, которые выше по разрезу становятся более частыми, наряду с появлением разновидностей темно-серого и сиренево-серого цвета. Параллельно

с потемнением окраски пород снизу вверх в разрезе замечается уменьшение зернистости. Если в нижней части разреза песчаники средне- и мелкозернистые и редко крупнозернистые, то в верхней части разреза они представлены исключительно мелкозернистыми песчаниками и алевролитами с прослоями глинистых и кремнисто-глинистых сланцев. По составу среди песчаников выделяются близкие к кварцевым, кварцево-полевошпатовые, аркозовые и полимиктовые. Слоистость пород грубая и выражена слабо. В толще песчаников отмечаются линзы и прослои кварцевых конгломератов.

Необходимо отметить, что в конгломератах верхней части описанного разреза, в отличие от конгломератов низов пермской толщи, отсутствует галька кварцевых порфиров.

Здесь же С. А. Стрелковым наблюдалось, что среди пермских песчаников имеются сланцеватые разновидности зеленовато-серого цвета, которые чередуются с фиолетово-бурыми и глинисто-алевролитовыми сланцами. В песчаниках и алевролитовых сланцах встречаются карбонатные конкреции округлой формы размерами до 4—6 см в поперечнике. Стратиграфическое положение этих пород в общем разрезе пермских отложений осталось невыясненным.

Для бассейна верхнего течения р. Мойеро сведения о мощности пермских отложений, так же как и для бассейна верхнего течения р. Котуя, очень противоречивы. По данным С. А. Стрелкова, порядок мощности определяется в 150—200 м, а по данным А. А. Высоцкого она достигает 300—350 м. Средняя же из этих данных мощность имеет такой же порядок, как и для бассейна верхнего течения р. Котуя, т. е. близка к 250 м.

К востоку от бассейна р. Средний Вилюйкан вследствие эрозионного размыва мощность пермских отложений резко сокращается и определяется, по данным Е. И. Подкопаева, в 50—60 м.

В юго-восточной части территории (на водоразделе рр. Алакита и Мархи) пермские отложения почти нацело уничтожены эрозией и здесь, по-видимому, сохранилась лишь незначительная по мощности нижняя часть разреза. Пермские отложения представлены конгломератами, песчаниками, глинистыми сланцами и, реже, туфами. На размытой поверхности пород ордовика и ландовери залегают полимиктовые галечно-валунные конгломераты. В редких случаях конгломераты здесь залегают на коре выветривания. Встречаются конгломераты в форме линзовидных пластов мощностью до 13 м, которые по простиранию прослеживаются на 2,5—3,5 км. В бассейне р. Тассей (приток р. Алакит) среди конгломератов встречаются прослои светло-серых разнозернистых песчаников и гравелитов, а в верхней части разреза конгломераты переходят в светло-серые песчаники с мелкой галькой. На конгломератах или там, где их нет, на карбонатных породах палеозоя, либо на коре выветривания залегают глинистые и углисто-глинистые сланцы.

В основании этих пород среди глинистых сланцев наблюдается примесь песчаного материала, а в верхах его, там, где глинистые сланцы сменяются глинистыми алевролитами, встречаются единичные мало-мощные (1—2 см) прослои серых и темно-серых мелкозернистых глинистых песчаников. На различных горизонтах сланцевой пачки залегают песчаники. Там, где из разреза сланцы выпадают, песчаники залегают непосредственно на карбонатных породах палеозоя или древней коре выветривания. Реже они подстилаются полимиктовыми конгломератами. У контакта с глинистыми сланцами в песчаниках иногда встречаются полуокатанные обломки подстилающих пород. Среди песчаников встречаются кварцевые и полевошпатово-кварцевые, реже полимиктовые разновидности. В нижней части пачки песчаников наблюдаются маломощные (до 3 см) прослои углисто-глинистых сланцев с отпечатками флоры

плохой сохранности, а на отдельных участках бурые песчаники и гравелиты. Мощность пачки составляет 10—12 м.

На водоразделе рр. Сытыкан и Сохсолох (Мархинский) на описанных песчаниках залегают линзовидные горизонты базальтовых туфов, которые вверх по разрезу сменяются туффитами. Суммарная мощность туфов на отдельных участках достигает 6 м. Выше туфов наблюдалась пачка полевошпатовых, кварцево-полевошпатовых и, реже, кварцевых песчаников, в которых встречаются обломки подстилающих туфов — обломки гиалобазальтов и буро-го вулканического стекла. Видимая мощность этой пачки достигает 3 м. Суммарная мощность пермской толщи в юго-восточной части рассматриваемой территории составляет 45 м.

Переходя к вопросу о возрасте описанных выше отложений, необходимо сказать, что найденная здесь флора либо имеет плохую сохранность, либо в ее составе определяются формы, не позволяющие вполне достоверно судить о возрасте вмещающих их пород. Так, например, в 1951 г. Я. И. Полькиным на р. Котуе, в 15 км выше устья р. Сиды, в крупных шарообразных конкрециях песчаников были найдены остатки флоры, определенные Н. А. Шведовым как *Noeggerathiopsis* sp.

По данным С. А. Стрелкова, в бассейне верхнего течения р. Мойеро в песчаниках довольно часто встречаются остатки растительных тканей и листьев. Однако по ним Н. А. Шведов только приблизительно определил возраст отложений как пермский.

В 1954 г. в верхнем течении р. Марха при проходке шурфа в темно-серой глине под четвертичными отложениями были обнаружены споры и пыльца, среди которых В. Д. Короткевич была определена пыльца *Cordaitales*, споры из группы *Acanthotriletes* Naum. и *Lophotriletes* Naum. и др., известные из отложений пермского возраста. Кроме того, были установлены споры, сходные со спорами *Zonotriletes comylopteris* Waltz., известные из фаунистически охарактеризованных отложений триаса. По заключению В. Д. Короткевич, в целом спорово-пыльцевой комплекс указывает на верхнепермский и нижнетриасовый возраст вмещающих их глин. В данном шурфе подстилающие глину породы не были вскрыты, но, по всей вероятности, эти глины являются элювием углесто-глинистых сланцев, так как подобные глины у оз. Надежд наблюдались на глинистых сланцах, где они являются элювием последних. Однако, по мнению А. Н. Наумова, не исключена возможность, что данные глины являются переотложенными и не синхронны глинистым сланцам, но во всяком случае не древнее последних. Косвенным указанием на возраст описанной терригенной толщи может служить и то, что данные образования прорываются дайками и интродуцируются межпластовыми залежами долеритов, во многих случаях с ясными контактовыми воздействиями последних на кластическую толщу. Время же образования самих траппов достаточно твердо установлено как верхняя пермь — нижний триас.

Наконец, за пределами описываемой территории, на прилегающей с юга площади, в бассейнах рр. Могды и Маркоки из песчано-угленосной толщи, в которой встречаются аналогичные описанным конгломераты, определена пыльца *Cordaites*, *Selaginella*, *Osmunda* и формы *Zonotriletes spilopterus* Lub., которые указывают на нижние горизонты нижней перми.

На основании изложенных фактов можно полагать, что описанные отложения имеют пермский возраст, вероятнее всего нижнепермский.

ПЕРМСКИЕ И ТРИАСОВЫЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ — ТУФОВАЯ СВИТА

К нерасчлененным отложениям пермо — триаса относятся распространенные, преимущественно в пределах Тунгусской синеклизы, туфо-

генные породы (туфовая свита), подстилающие лавовую свиту, имеющую уже триасовый возраст. Породы эти весьма разнообразны по составу, но общим для них является содержание в тех или иных количествах туфового вулканогенного материала. Здесь можно наблюдать все переходы от типичных вулканических туфов до почти нормальных осадочных пород, содержащих лишь незначительную примесь туфового материала. Среди туфогенных отложений встречаются пачки песчаников и сланцев, к которым преимущественно и приурочены остатки фауны — пеллеципод, остракод и эстерий, — имеющих, как правило, мезозойский, точнее триасовый облик. Отмечается также наличие пластов и пропластков угля. В некоторых местах наблюдается переслаивание туфогенных пород с лавовыми покровами, но последние в отличие от вышележащей лавовой свиты имеют здесь подчиненное значение.

Мощность толщи туфогенных пород колеблется в весьма широких пределах для различных участков рассматриваемой области и, по-видимому, зависит от расположения этих участков по отношению к центрам вулканических извержений. Так, для района р. Котуя мощность туфовой свиты устанавливается 150 м, тогда как для района р. Хеты — 650—800 м, а для района Норильска 35 м. В настоящее время можно указать лишь на некоторую закономерность, согласно которой мощность туфовой свиты возрастает в пределах Тунгусской синеклизы в направлении с запада на восток и с севера на юг.

Туфогенные породы залегают обычно на континентально-лагунных отложениях тунгусской серии, но в отдельных местах они расположены и на нижележащих породах морского палеозоя.

Подстила лавовую свиту, вулканогенные образования туфовой свиты, подобно отложениям тунгусской серии, обнажаются преимущественно в окраинных частях Тунгусской синеклизы — вдоль границ лавового поля. Так, на восточном склоне Тунгусской синеклизы они широко развиты в бассейне р. Котуя, а также в истоках р. Маймечи. Кроме того, широкое распространение пород туфовой свиты установлено к северу от Анабарского поднятия — в Попигайской котловине. Отмечается присутствие этих пород и в низовьях р. Оленек, а также на водоразделе рр. Оленек — Вилуй — Котуй.

По западному склону Тунгусской синеклизы мощность туфовой свиты возрастает с севера на юг. В Норильском районе свита включается в состав толщи осадков тунгусской серии и выделяется под названием амбарнинской. Последняя имеет мощность 35 м и представлена чередованием горизонтов арпиллитов и туфогенных песчаников. Южнее, в районе Хантайского озера мощность толщи туфогенных пород, перемежающихся с покровами базальтов, возрастает до 460 м. Здесь толща разделяется на два горизонта.

Первый снизу горизонт представлен 200-м толщиной спилитизированных лав, в основании которой залегает пачка (40 м мощности) конгломератовых туфов и туфогенных песчаников. Второй горизонт мощностью 260 м целиком сложен туфогенными породами и представляет собой чередование агломератовых туфов, туфов, туффитов и туфогенных песчаников. Южнее в бассейне рр. Курейки и Горбиачи мощность туфовой свиты достигает 300 м. В основании ее залегают серые с зеленоватым оттенком агломератовые туфы. Мощность последних непостоянная и изменяется в пределах от 40 до 70 м. Выше наблюдается перемежаемость горизонтов различных по составу туфогенных пород — туфов, туффитов, туфогенных песчаников. Отмечается наличие нескольких горизонтов нормальных осадочных пород — светлых аркозовых песчаников, аргиллитов, углистых аргиллитов. К верхней части разреза приурочено несколько незначительных по мощности (1,5—5 м) покровов базальтов, для которых характерна шаровая отдельность.

По данным А. А. Кондратенко, к зеленовато-серым туффитам средней части разреза (двурогинская свита) приурочен маломощный горизонт серовато-зеленых известняков с флорой *Sphenopteris microphylla*, *Cladophlebis* sp. nov., которая, по определению М. Ф. Нейбург, имеет мезозойский облик. Е. С. Рассказова также указывает на находку ею в породах туфовой свиты развитых к западу от устья р. Авамы обрывков флоры *Cladophlebis*.

На восточном склоне Тунгусской синеклизы, в бассейне рр. Маймечи и Котуя, в отличие от других частей синеклизы породы туфовой свиты представлены не только базальтовыми (основными) туфами, но и туфами щелочных базальтоидов. Последние пользуются ограниченным распространением. Среди пород туфовой свиты преобладают темно-серые и зеленовато-серые туфы, туфопесчаники и туфобрекчии. Подчиненное значение имеют туффиты и нормально осадочные породы — аркозовые песчаники, глинистые и углисто-глинистые сланцы.

В бассейне нижнего течения рр. Котуя и Маймечи преимущественным распространением пользуются базальтовые туфы монолитного облика без признаков сортировки кластического материала. Иногда для них характерно присутствие небольших ляпиллей размерами до 1—5 см. В верхней части разреза залегают мелкозернистые, реже грубозернистые, темно-серые туфопесчаники.

В пределах верхнего течения рр. Котуя и Маймечи отложения туфовой свиты представлены исключительно базальтовыми туфами, которые отличаются непостоянством и невыдержанностью своего состава как в вертикальном направлении, так и по простиранию. Здесь наблюдаются участки, сложенные целиком только туфами и туфопесчаниками (местами в них присутствуют небольшие прослои глинистых сланцев), и участки, характеризующиеся преобладанием туфобрекчии и агломератовых туфов.

Туфы щелочных базальтоидов распространены преимущественно в бассейнах нижнего течения рр. Котуя и Маймечи. По сравнению с базальтовыми туфами этого района они имеют более грубозернистый облик, содержат большое количество обломков изверженных пород и местами переходят в типичные туфобрекчии. Среди обломков преобладают породы щелочного состава (авгититы, лимбургиты).

В Попигайской котловине широким распространением пользуются агломератовые и кристаллокластические туфы базальтов и щелочных базальтоидов, частично переслаивающиеся с лавовыми покровами и близкие по характеру к тем, которые описаны для района р. Котуя. Кроме того, здесь были встречены туфобрекчии и пепловые туфы несколько иного облика, среди которых были найдены обломки пород с фауной средней юры. По данным М. Т. Кирюшиной, от туфогенных пород пермо-триаса они отличаются более низкой степенью диагенеза, меньшей основностью пеплового цемента, а также наличием в них обломков пород самого различного возраста — от архея до средней юры включительно. Эти данные говорят о более молодом возрасте указанных вулканогенных образований, хотя работавший здесь в 1955 г. Е. И. Подкопаев не разделяет этой точки зрения.

На водоразделе рр. Оленек — Вилюй — Котуй состав пород туфовой свиты также довольно разнообразен. Здесь присутствуют нормальные разновидности базальтовых туфов, агломератовые туфы, туффиты и туфопесчаники. Породы туфовой свиты залегают на отдельных ограниченных участках, приуроченных к блокам опускания, но ранее имевших, очевидно, более широкое распространение в районе.

Вопрос о возрасте туфовой свиты не получил еще однозначного решения. Те немногочисленные палеонтологические находки, которые были сделаны за последнее время, говорят о ее промежуточном положении,

очевидно связанном с тем, что вулканическая деятельность, обуславлившая формирование пород этой свиты, началась не одновременно по всей рассматриваемой территории и протекала не непрерывно, а спорадически. Условия, в которых протекал процесс формирования туфовой свиты, были весьма неблагоприятны как для накопления органогенных осадков, так и для последующего их сохранения.

Отдельные находки остатков флоры представлены формами, которые свидетельствуют как о верхнепермском, так и о нижнетриасовом возрасте содержащих их отложений. Так, могут быть упомянуты данные А. А. Кордикова и П. Н. Кабанова о находке среди отложений туфовой свиты в бассейне р. Хеты флоры, которая по определению Г. Д. Принада принадлежит к родам *Sphenopteris* sp., *Cladophlebis* sp., характерным для корвунчанской свиты бассейна р. Нижней Тунгуски. Я. И. Полькин и А. В. Зиза указывают, что среди отложений туфовой свиты в бассейне верхнего течения р. Котуя ими были найдены остатки флоры, представленной, по определению Н. А. Шведова, родами *Taeniopteris* sp. и *Callipteris* sp. и во многих чертах сходной с флорой отложений верхней перми Сучанского района и нижних и средних горизонтов свиты П₂ Кузнецкого района. С. Ф. Козловская сообщает о находке в туфах бассейна р. Кочечума флоры, которая определена Н. Д. Василевской как папоротник *Cladophlebis lobifera* Р гуп, характеризующий самые низы триаса. Этим данным соответствуют указания А. А. Кондратенко и Е. С. Рассказовой о находках флоры *Sphenopteris microphylla* и *Cladophlebis* sp. nov. в породах туфовой свиты в бассейне р. Курейки.

О начале формирования туфовой свиты в конце пермского периода свидетельствует наличие туфогенного материала в верхних горизонтах пермских отложений на отдельных участках в бассейне р. Котуя, а также в Норильском районе. В то же время в южных частях Тунгуской синеклизы нижнетриасовый возраст установлен для туфогенных отложений (корвунчанская свита) на р. Нижней Тунгуске, где в 1946 г. у устья р. Килямки С. С. Флейшманом были найдены остатки костистых рыб: *Eoenkia eunotoptera* Berg, *Arctosomus sibiricus* Berg, *Tungusichthys acanthophoroides* Berg, *T. derjugini* Berg (определения Л. С. Берга).

Все это служит основанием для того, чтобы считать, что вулканическая деятельность на данной территории, начавшись в верхней перми, приобрела наиболее широкое развитие в начале триаса. Возраст туфовой свиты нами принимается как верхняя пермь — нижний триас.

Особо стоит вопрос о возрасте туфогенных пород в Попигойской котловине. Находка в них фауны, представляющей такой формой, как *Pseudomonotis (Eumorphotis) cf. lenaensis* Lah., по заключению Н. А. Шульгиной характерной для ааленского яруса средней юры, свидетельствует о более молодом, меловом и, возможно, даже третичном возрасте этих вулканогенных образований.

НИЖНЕТРИАСОВЫЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ — ЛАВОВАЯ СВИТА

К нижнему отделу триасовой системы относится так называемая лавовая свита, представляющая собой мощную толщу основных лав — траппов, состоящую из ряда налегающих один на другой эффузивных покровов.

Породы лавовой свиты почти повсеместно подстилаются толщей пирокластических пород, выделяемых нами в самостоятельную туфовую свиту. Наблюдение над взаимоотношениями лавовой и туфовой свит указывают на согласное их залегание, хотя на отдельных участках отмечается наличие стратиграфического перерыва, обычно выражающегося присутствием на границе между туфогенными породами и налега-

гающими на них покровами лав небольшой по мощности зоны выветривания (А. А. Межвилк). В некоторых местах (Норильский район, оз. Чиринда) отмечается полное выпадение из разреза туфовой свиты и прямое налегание лавовых покровов на толщу нормально осадочных пород — континентально-лагунных отложений перми и даже на морские палеозойские отложения.

В нижней части разреза лавовой свиты покровы разделены пачками или прослоями различных туфогенных пород — туффитами, и, как исключение, незначительными по мощности горизонтами нормально осадочных образований. Этот факт служит основанием для выделения на отдельных участках переходной туфолоавовой свиты. Присутствие небольших по мощности (1—5 м) и невыдержанных по простиранию горизонтов туфогенных пород отмечается также и в верхних частях разреза лавовой свиты.

Область преимущественного распространения лавовой свиты приурочена к обширным водораздельным пространствам рр. Енисея, Котуя и Нижней Тунгуски. На севере ее граница определяется крутым уступом, ограничивающим с юга заполненную четвертичными отложениями Таймырскую низменность. На востоке лавовая свита выделяется в пределах узкой полосы, протягивающейся от низовьев р. Котуя к р. Анабару и ограничивающей с севера область распространения пород нижнего палеозоя. В южной части рассматриваемой территории зона распространения лавовой свиты простирается из района верховьев и левобережья р. Котуя к водоразделу рр. Котуй—Вилюй—Оленек.

По составу породы, входящие в лавовую свиту, довольно однообразны. Преобладающими среди них являются среднезернистые базальты. К нижней части покрова приурочены мелкозернистые базальты с интерсертальной структурой, а также миндалекаменные базальты. В верхней части покровов залегают миндалекаменные базальты — мандельштейны. Наличие миндалекаменных горизонтов является основой для разделения залегающих друг на друга лавовых покровов. Мощность лавовой свиты весьма непостоянна и для различных частей района определяется в пределах от 100—150 до 900 м.

В Норильском районе лавовые покровы, слагающие лавовую свиту, группируются в пачки, состоящие из пяти-шести покровов, имеющих близкий петрографический состав. Они нередко отделены друг от друга тонкими прослоями туффитов. Таких пачек в составе лавовой свиты насчитывается более десяти. Породы лавовой свиты представлены здесь андезиновыми базальтами, двуполевошпатовыми витрофировыми и оливиновыми базальтами, а также туфами и туффитами. Общая мощность лавовой свиты здесь составляет 720 м, из которых на лавовые покровы приходится 585 м, на туфы и туффиты 46 м и на пластовые интрузии 106,5 м. В процессе формирования толщи эффузивных пород намечается четыре этапа вулканической деятельности. С каждым из них связано формирование группы лавовых покровов, характеризующихся особенностями минералогического и химического состава.

Преобладающее значение породы лавовой свиты имеют в геологическом строении центральной части Тунгусской синеклизы — лавовом поле Сибирской платформы, которое охватывает обширные водораздельные пространства рр. Енисея, Нижней Тунгуски, Хеты и Котуя и выделяется в орографическом отношении под названием плато Путорана. Здесь лавовая свита имеет максимальную мощность (свыше 1500 м), а породы ее играют доминирующую роль по отношению ко всем другим более древним геологическим образованиям. Лишь в отдельных местах, в основании крутых ступенчатых склонов наиболее глубоко врезанных речных долин, встречаются изолированные обнажения подстилающих лавовую свиту пород.

До последнего времени эта территория была очень слабо охвачена геологическими исследованиями и поэтому представление о взаимоотношениях между слагающими лавовую толщу породами были весьма схематичны и сводились к констатации факта наличия здесь большого количества налегающих один на другой лавовых покровов, сложенных довольно близкими по петрографическому составу породами. Позднее, когда в результате работ последних лет вся эта площадь была охвачена геологической съемкой были сделаны попытки стратифицировать лавовую толщу на отдельных участках лавового поля.

К. Г. Акимова, работавшая в 1953 г. в северо-восточной части плато Путорана, выделяет в толще пород лавовой свиты четыре пачки покровов. Каждая пачка состоит из 8—15 покровов и имеет мощность от 110 до 200 м. Она начинается и венчается покровом из слабо раскристаллизованных афанитовых горошчатых базальтов, по которым разделяются между собой эти пачки. Образование отдельных пачек покровов К. Г. Акимова связывает с пульсационным характером эффузивной деятельности. При быстро следующих друг за другом излияниях, ранее излившиеся покровы получали сверху дополнительное тепло, которое замедляло процесс кристаллизации в центральных частях покрова, следствием чего являлось образование здесь полнокристаллических структур. Наличие покрова афанитовых, слабо раскристаллизованных базальтов свидетельствует о временном прекращении излияний, когда при непоступлении тепла извне, происходило быстрое остывание магмы в верхнем покрове и как следствие этого меньшая кристаллизация образующихся пород. Подтверждением того, что покровы афанитовых базальтов свидетельствуют о временном прекращении излияний, служат установленные И. Г. Акимовой факты наличия между выделяемыми ею пачками покровов небольших по мощности пачек туфогенных пород: туфов, туффитов, туфопесчаников и даже плохо выдержанных по простиранию пластов нормально-осадочных образований — известняков.

Для северо-западной части плато Путорана имеются в настоящее время две схемы расчленения лавовой свиты, предложенные В. А. Марковским и А. А. Межвилком.

В. А. Марковский для района, охватывающего верховья рр. Аян, Курейка и Кутармакан, выделяет из состава лавовой свиты самостоятельную туфолавовую свиту, которая здесь представлена только средней и верхней своими частями, объединяемыми в аянокутарамаканскую подсвиту. Эта подсвита характеризуется переслаиванием покровов мелкозернистых и горошчатых среднезернистых базальтов, реже миндалекаменных базальтов. В низах подсвиты отмечается присутствие горизонтов туфобрекчий, в верхах — псаммитовых и алевропелитовых туфов или туффитов. К верхней же части разреза приурочены прослои известняков, алевролитов и аргиллитов. Мощность аянокутарамаканской свиты определяется 350—400 м. Выше следует толща пород, относимых В. А. Марковским непосредственно к лавовой свите, в основании которой залегает так называемый надаянский горизонт.

Надаянский горизонт представляет собой мощный покров из мелкозернистых массивных оливиновых базальтов с отчетливо выраженной тонкостолбчатой отдельностью. Для этой отдельности характерна неправильная ориентировка, по-видимому связанная с особыми условиями кристаллизации в покрове. Мощность надаянского горизонта на севере определена В. А. Марковским 50—60 м к югу, по данным А. А. Межвилка, она возрастает до 100 м.

Выше надаянского горизонта залегает ханпамакитская подсвита, в которой наблюдается чередование покровов, сложенных среднезернистыми горошчатыми базальтами и мандельштейнами и реже мелкозернистыми или афанитовыми базальтами. Всего в разрезе этой подсвиты

насчитывается 25—28 покровов и несколько маломощных (0,5—1 м) пластов алевропелитовых туфов и туффитов. Характерно то, что, как это отмечалось К. Г. Акимовой для восточной части плато Путорана, в данной подсвите также выделяется несколько пачек покровов, сложенных среднезернистыми горошчатыми базальтами и мандельштейнами, разделенных сдвоенными, строенными или одиночными мощными покровами мелкозернистых базальтов. Мощность ханнамакитской свиты определяется в 350—400 м.

Верхняя часть разреза лавовой свиты выделяется как чаяаянская подсвита, нижняя граница которой с некоторой условностью определяется по появлению в разрезе первых прослоев и линз красных туффитов. Я. И. Полькин проводит эту границу по кровле строенного покрова мелкозернистых базальтов. Характерным для чаяаянской подсвиты является присутствие в ней пластов красных туфов и туффитов, а также преобладающая роль покровов, сложенных мелкозернистыми базальтами. Как и в нижележащей ханнамакитской подсвите здесь наблюдается чередование отдельных покровов и пачек покровов, сложенных мелкозернистыми и среднезернистыми горошчатыми базальтами. Мелкозернистые базальты преимущественно слагают отдельные покровы мощностью до 20—30 м. Реже они образуют пачки в 3—5 покровов общей мощностью до 40—80 м. В верхней части покровов мелкозернистых базальтов обычно наблюдается горизонт миндалекаменных или шлаковидных пористых базальтов. Для последних характерен красноватый оттенок. Среднезернистые горошчатые базальты слагают покровы мощностью от 2 до 20 м, группирующиеся в пачки из 5—10 покровов. В них также почти всегда наблюдается приуроченная к верхней части покрова зона миндалекаменных базальтов. В центральной и северной частях описываемого района в разрезе чаяаянской подсвиты отчетливо прослеживается два прослоя красных и пестроцветных туфогенных пород — туфов и туффитов.

Мощность чаяаянской подсвиты определяется для разных частей исследованного района в пределах от 500 до 650 м. Общая же мощность лавовой свиты в пределах исследованной В. А. Марковским части плато Путорана определяется от 900 до 1150 м, а с включением в ее состав переходной туфолавовой свиты от 1250 до 1550 м, но при этом надо иметь в виду, что самые низы туфолавовой свиты в данном районе не вскрыты и, следовательно, не учитываются при исчислении ее мощности.

А. А. Межвилк, работавший в 1954 г. на участке, непосредственно примыкающем с юго-востока к району работ В. А. Марковского, дает несколько иную схему расчленения лавовой свиты в северо-западной части плато Путорана. Объединяя лавовую свиту под общим названием «трап-овая формация», А. А. Межвилк в основу ее разделения кладет циклическое строение толщи эффузивов, которое отражает направление и ритм вулканической деятельности и образование определенных ассоциаций вулканических пород. Им выделяется несколько маркирующих горизонтов покровов мелкозернистых тонкостолбчатых лав, большинство которых залегает в основании выделяемых им в составе лавовой толщи стратиграфических подразделений. В соответствии с этим А. А. Межвилк разделяет толщу эффузивных пород на пять свит и один самостоятельный, не входящий в состав свит маркирующий надаянский горизонт.

В основании разреза залегает водопадная свита. Она представляет собой чередующиеся покровы с ясно выраженными следами континентального выветривания. Мощность водопадной свиты 150 м.

Выше по разрезу следует аянская свита, характеризующаяся чередованием покровов базальтов с пачками пирокластических и нормально осадочных пород. Здесь выделяются два маркирующих горизонта — шадринский и анамский покровы мелкозернистых базальтов, причем пер-

ый покров залегает в основании свиты. В осадочных породах верхней части свиты были собраны образцы плохо сохранившихся растительных остатков *Cladophlebis* sp., *Todites* sp., а в нижней части — эстерины. Мощность аянской свиты 350 м.

На верхней части разреза аянской свиты осадочных пород залегает так называемый надаянский горизонт — мощный покров мелкозернистых базальтов с прихотливо ориентированной мелко столбчатой отдельностью, мощность которого для данного района определяется А. А. Межвилком в 80 м.

За надаянским горизонтом, выше по разрезу, следует капчугская свита, характеризующаяся преобладанием в ее составе покровов, сложенных мидалекаменными базальтами. Массивные среднезернистые базальты играют подчиненную роль, образуя небольшие по мощности покровы. Отмечается присутствие небольших линз аргиллитов, туфогенных песчаников. Мощность капчугской свиты 180 м.

В верхней части разреза толщи эффузивных пород А. А. Межвилк выделяет две свиты: дялячинскую и неракарскую.

В основании дялячинской свиты залегает маркирующий горизонт — покров мелкозернистых мелко столбчатых базальтов мощностью от 20 до 50 м. Выше следует несколько налегающих один на другой покровов мощностью от 5 до 10 м, сложенных обычными среднезернистыми горошчатыми базальтами с приуроченной к верхней части покрова зоной мидалекаменных базальтов. В верхней части свиты встречаются редкие линзы красных туфогенных алевролитов и песчаников. Мощность дялячинской свиты устанавливается в пределах 150—300 м.

Вепчающая разрез толщи эффузивных пород неракарская свита характеризуется чередованием базальтовых покровов с тонкими прослоями и небольшими пачками красных туфогенных песчаников и алевролитов. В основании свиты залегает маркирующий горизонт — ягталлийский покров мелкозернистых базальтов, мощностью от 50 до 70 м. Другой маркирующий горизонт — палтаминский покров, мощностью около 50 м, приурочен к средней части разреза неракарской свиты. Мощность неракарской свиты 450 м.

Исходя из приведенных данных, общая мощность лавовой свиты в этом районе, согласно исследованиям А. А. Межвилка, устанавливается в пределах 1410—1600 м.

Следует еще упомянуть схему разделения лавовой свиты, предложенную для более южных районов плато Путорана геологами Аэрогеологического треста (В. Н. Аликеев, С. С. Качкин, Л. Т. Латышев и Ш. М. Овандер), которые делят лавовую свиту на три части. Нижняя часть свиты мощностью 400—450 м характеризуется 20—40-м покровами, чередующимися с прослоями туфогенных и нормально-осадочных пород. Средняя часть свиты имеет мощность 400—500 м. Она отличается наличием многочисленных маломощных (10—15 м) покровов, среди которых встречаются небольшие прослои туфопесчаников и туфоалевролитов. Верхняя часть лавовой свиты имеет мощность 280—300 м и представлена мощными лавовыми покровами (20—30 м), чередующимися с линзами туфогенных и нормально-осадочных пород.

Несколько особый характер имеет лавовая свита на северо-восточной окраине Тунгусской синеклизы — междуречье Котуя и Маймечи. Здесь, по данным Е. Л. Бутаковой, в ее основании залегает подсвита меланократовых щелочных базальтоидов, состоящая преимущественно из меланократовых нефелиновых базальтов. Подчиненное значение имеют другие разновидности меланократовых щелочных базальтоидов: лимбургиты, авгититы, меланократовые нефелиниты, анкаратриты. В основании свиты залегают туфы и вулканические брекчии этих пород. В средней части разреза лавовой свиты имеются покровы обычных базальтов,

толща которых выделяется как базальтовая подсвита. Я. И. Польшин указывает, что на отдельных участках покровы базальтов залегают в основании разреза лавовой свиты, а нижняя подсвита — щелочные базальтоиды — вообще выпадает из разреза и замещается здесь нормальными базальтами. Покровы меланократовых щелочных базальтоидов залегают также и в верхней части разреза лавовой свиты этого района и выделяются как верхняя подсвита меланократовых щелочных базальтоидов. Последнюю Е. Л. Бутакова разделяет в свою очередь на две части: 1) нижнюю, сложенную преимущественно авгититами, меланократовыми нефелиновыми базальтами, тефритами, трахибазальтами и меланократовыми базальтами, и 2) верхнюю, где покровы тех же эффузивов чередуются с покровами андезитов, трахиандезитов, андезито-базальтов, пикритовых порфиритов, трахитов и дацитов, а также с туфами названных пород. Кроме того, Е. Л. Бутакова связывает с самой молодой фазой эффузивной деятельности образование маймечитов — ультрасосновных эффузивов типа пикритовых порфиритов, которые она выделяет в самостоятельную свиту.

Отнесение лавовой свиты к триасу основывается на данных о ее более высоком стратиграфическом положении по отношению к туфовой свите, в которой установлено присутствие флоры и фауны мезозойского, точнее нижнетриасового возраста. Отсутствие на всей рассматриваемой территории перекрывающих лавы пород лишает нас возможности установить верхнюю возрастную границу формирования лавовой свиты, а потому мы условно определяем ее в рамках триасового периода. Косвенным подтверждением этому могут служить данные по Таймырскому полуострову, где возраст лавовой толщи не выходит за пределы нижнего триаса и подтверждается фактом отсутствия лав в вышележащих юрских и меловых отложениях.

В этой связи следует остановиться на данных норильских геологов. В 1942 г. М. В. Сомойло в верховьях р. Хантайки в горизонте туфитов, приуроченном к верхней части разреза лавовой свиты, были найдены остатки ископаемой флоры *Cladophlebis kirjamkensis* Griп. и *Retinosporites* (?) *sibirika* Neub. (определения Н. Д. Василевской), указывающие на нижнетриасовый возраст вмещающихся отложений, что соответствует общим представлениям о возрасте лавовой свиты. В 1954 г. Ф. А. Старшиновым здесь были произведены более полные сборы, среди которых В. А. Хахловым определены: *Cladophlebis adonta* Goerr., *Cl. denticulata* Brongn., *Retinosporites sibirica* Neub., *Podozamites lanceolata* Lindl., *Elatides curvifolia* Dunkes, *Fieldenia nordensköldi* Nath., из комплекса, характерного, по его мнению, для юрских отложений Швицбергена. Эти данные противоречат приведенным выше общим представлениям о возрасте лавовой свиты, в частности, о вполне достоверном триасовом возрасте эффузивной толщи Таймырского полуострова.

НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ ВЕРХМЕЛОВЫЕ — ПАЛЕОГЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

В западной части Муруктинской котловины при геологических съемках В. Е. Савицким, Н. А. Борщевой, Ф. И. Ивановым было установлено присутствие отложений, возраст которых датируется как верхний мел — палеоген. Они встречаются на нескольких ограниченных по площади (около 550 км²) участках и залегают на размытой поверхности палеозойских пород. Их перекрывают четвертичные ледниковые озерно-аллювиальные образования.

Верхнемеловые — палеогеновые отложения представлены буровато-серыми, реже коричневатокрасными пластичными глинами, желтыми хорошо сортированными слоистыми песками, а также темно-серыми и бу-

рыми супесями. Видимая мощность толщи этих пород устанавливается от 25 до 30 м.

Возраст этих отложений верхний мел—палеоген определен по результатам спорово-пыльцевых анализов образцов глин, лежащих в основании описываемой толщи. Полученные при этом спорово-пыльцевые спектры характеризуют главным образом древесную растительность с преобладанием пыльцы покрытосеменных, в основном ивы (*Larix*). Среди голосемянных преобладает пыльца сосны (*Pinus*). Для определения возраста особое значение имеет присутствие пыльцы гинкго (*Ginkgo*), ногоплодника (*Podocarpus*), таксодий (*Taxodiaceae*), секвойи (*Sequoiou*), каштана (*Castanea*), нисса (*Nyssa*) и ясеня (*Fraxinus*), характерных для спорово-пыльцевых комплексов верхнего мела — палеоцена Западно-Сибирской низменности. Исходя из этих данных, возраст описываемых глин можно считать верхнемеловым — нижнетретичным, при условии, если содержащаяся в них пыльца не является переотложенной. С некоторой долей условности определяется такой же возраст лежащих выше глин, песков и супесей.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

В пределах северной территории Сибирской платформы четвертичные отложения не имеют широкого распространения. Они развиты в приенисейской части Западно-Сибирской низменности, где их мощность превышает 150 м, а также выполняют крупные межгорные впадины и депрессии: Муруктинскую, Воевольскую, Попигайскую котловины, Агандийскую впадину и т. д. На остальной территории четвертичные отложения встречаются преимущественно в речных долинах, слагая террасы и покрывая пологие склоны. На платформе известны лишь континентальные образования, тогда как морские отложения бореальной трансгрессии отмечены только на р. Попигая против устья р. Фомич.

На плато и в котловинах выделяются ледниковые и водно-ледниковые отложения, в долинах — аллювиальные, а в замкнутых котловинах — озерные. На поверхности междуречий четвертичные отложения представлены главным образом элювиально-делювиальными образованиями.

Известны осадки всех четырех отделов четвертичной системы.

Нижний отдел

Отложения нижнего отдела установлены лишь в глубокой долине р. Курейки, ниже озера Анама, где обнажаются уплотненные пески и супеси с фоссилизированными остатками таежной флоры (*Larix* sp., *Betula* sp., *Alnus* sp., *Andromeda polifolia* L., *Dryas* sp., мхи — *Bryales*, *Sphagnum*). Состав растительных остатков свидетельствует о четвертичном возрасте пород, хотя по степени фоссилизации П. И. Дорофеев и А. А. Межвилк склонны относить их к третичной системе. Нижнечетвертичные отложения имеют мощность около 50 м. Они слагают террасовидный уступ высотой до 100 м над урезом реки, на поверхности которого лежат верхнечетвертичные ледниковые отложения. Контакт нижнечетвертичных и среднечетвертичных отложений не наблюдался.

Средний отдел

Отложения среднего отдела имеют весьма ограниченное распространение. Они представлены ледниковыми и флювиогляциальными осадками максимального покровного оледенения. Преимущественно это моренные образования, состоящие из валунов, гальки и щебня, перемешанных с суглинком с примесью песка, или валунно-галечные скопления. Эти отложения достоверно установлены под более молодыми осадками в

южной части бассейна р. Мойеро, в долине р. Оленек близ устья р. Алакит и в Муруктинской котловине. Мощность их не превышает 12 м.

Предположительно флювиогляциальными отложениями максимального оледенения являются скопления сильно выветрелых валунов и гальки, встречающиеся на водоразделах Анабарского массива — в верховьях р. Кеняды и других местах, а также пески, слагающие холмы в долине верховьев р. Вилюя. Скопления же галечников и щебня на плато Путорана следует относить к верхнему отделу четвертичной системы на основании хорошей сохранности образованных ими форм рельефа.

Морские среднечетвертичные отложения на платформе неизвестны.

Среднечетвертичный аллювий занимает небольшие участки в долинах рр. Оленек, Кочучумо и др., слагая останцы высоких террас, не выражающихся в масштабе карты.

Верхний отдел

Отложения верхнего отдела начинаются с межледниковых отложений, одновозрастных с бореальной трансгрессией, осадки которой доходят по р. Попигаю до устья р. Фомич, где была найдена фауна *Saxicava arctica* L. Межледниковый аллювий слагает четвертую надпойменную террасу, имеющую в бассейне р. Оленек высоту около 40—50 м. В бассейне р. Котуя он участвует в строении террас высотой от 70 м на участке верхнего течения реки и до 120 м в ее низовьях и на р. Маймече. Это преимущественно галечники, либо галечники и пески мощностью до 30 м (бассейн р. Мойеро). Возраст отложений установлен по перекрытию их зырянской мореной (бассейн р. Котуя) и по геоморфологическим признакам.

Озерные осадки межледникового века широко развиты в Муруктинской, Воевольской, Хурингинской котловинах, в долинах рр. Курейки, Северной, Эмбенчима, Кочучумо и др. Они представляют собой слоистые синевато-серые суглинки с характерными лепешковидными или шарообразными известковистыми конкрециями. Мощность озерных осадков в Муруктинской котловине не менее 15—20 м. Они обычно перекрыты флювиогляциальными отложениями верхнечетвертичного (зырянского) оледенения. Возможно, что часть озерных суглинков с наиболее отчетливой ленточной слоистостью образовалась в условиях зырянского оледенения и является осадками приледниковых водоемов, т. е. озерно-ледниковыми.

Отложения верхнечетвертичного (зырянского) оледенения представлены в значительной своей части образованиями малоподвижных ледников, т. е. преимущественно флювиогляциальными. Моренные отложения известны во многих речных долинах, а в нескольких районах они имеют площадное распространение на водоразделах, слагая характерный холмисто-озерный рельеф. Такие моренные образования, кроме западных и северных предгорий плато Путорана, известны на западной и восточной окраинах Муруктинской котловины, а также в районе озер Ессей и Ялтан, в верховьях р. Чангады и на отдельных участках западной и северной окраин Анабарского массива. Ледниковые отложения представлены несортированным материалом: валунами, глыбами и галькой с вмещающей песчано-суглинистой массой. Состав обломочного материала в морене соответствует местным породам речных долин, а на водоразделах отражает перенос со стороны плато Путорана и Анабарского массива. Граница этих двух ареалов распространения валунов различных комплексов пород проходит по р. Котую и Аганыйской впадине. В моренах долинных ледников увеличивается процент галечников (за счет переработки аллювия). Видимая мощность морены не превосходит 10 м, но предположительно она может достигать 20—30 м. Кое-где на валунах наблюдалась ледниковая штриховка.

Флювиогляциальные отложения верхнечетвертичного (зырянского) оледенения более разнообразны по своему составу. В районе междуречья Котуя и Маймечи широко развиты средне- и слабо окатанные галечники, слагающие многочисленные озы и холмы типа камов. Мощность их достигает 30—35 м. Сходные флювиогляциальные галечники перекрывают почти все высокие террасы в долинах рр. Кочечумо, Виви и др., свидетельствуя о неподвижных ледяных языках, заполнявших долины. Пески и галечники флювиогляциального происхождения развиты вместе с ледниковыми отложениями отдельными участками вдоль восточной окраины Муруктинской котловины, в верховьях рр. Мойеро и Хусмунда.

Гравийно-песчаные маломощные (3—10 м) отложения зандрового типа перекрывают озерные отложения в Муруктинской котловине.

Водно-ледникового происхождения гравийно-песчаные и песчано-суглинистые отложения слагают широкую полосу, протягивающуюся на восток от Аганылийской впадины вдоль рр. Джара и Кукухунда почти до р. Оленек. Мощность отложений здесь достоверно не установлена, но она более 20 м. Глинистый состав водно-ледниковых отложений характерен для южных и восточных окраин Анабарского массива, где они образуют тонкий покров на водоразделах.

Соотношение ледниковых и флювиогляциальных отложений в верховьях р. Котуя и на других участках их распространения указывает на две стадии зырянского оледенения. К отложениям каргинского века могут относиться нижние части разреза вторых надпойменных террас — аллювиальные неяснослоистые пески с рассеянной галькой и прослоями галечников. Со временем нового оживления деятельности долинных ледников — сартаанским веком — связано образование ледниковых отложений, представленных несортированным моренным материалом — глыбами, галькой и щебнем диабазов, заключенными в массе разнозернистых песков. Они слагают холмы и гряды в верховьях рр. Котуя, Кеняды и долинах возвышенности Сярях-Джангы. Самостоятельность сартаанского оледенения доказывается тем, что сго морена залегает на более низких уровнях, чем морена зырянского оледенения, и отделена от нее эрозионным уступом. (по Я. И. Полькину). Мощность отложений 10—15 м.

Водно-ледниковые отложения сартаанского времени имеют более широкое распространение, чем моренные образования. Они слагают верхние части второй надпойменной террасы высотой 12—30 м, прислоненной к морене в верховьях р. Котуя. В большинстве случаев это галечники с прослоями песков, реже разнозернистые пески с редкими прослоями супеси, гравия или гальки. Озерные отложения этого времени представлены тонкозернистыми песками с косой слоистостью, реже суглинками, залегающими на поверхности террасы. В некоторых местах наблюдаются прослой и линзы гравия и мелкого галечника.

Современный отдел

Отложения современного отдела представлены аллювиальными отложениями речных террас, косовыми и русловыми отложениями, озерными и озерно-болотными образованиями.

Аллювиальные отложения высокой пойменной и первой надпойменной террас высотой от 3 до 8—10 м представлены переслаивающимися галечниками, песками и гравийными прослоями с включениями растительных остатков. Отмечается также присутствие линз и прослоев супеси, суглинков и почти чистых глин, а также торфянистых горизонтов в верхней части разреза террас. Мощность современного аллювия обычно немного превышает высоту соответствующих террас, достигая максимума 12—14 м. Современные косовые и русловые отложения, слагающие обычно и низкую формирующуюся пойму, представлены преимущественно

песчано-галечниковым материалом. На более спокойных участках рек отмечается накопление и более мелкого материала — супесей и суглинков.

Озерные и озерно-болотные отложения имеют широкое распространение на выравненных водоразделах и в межгорных впадинах поверх более древних отложений. Обычно это серые или коричневатые суглинки с рассеянной в них мелкой галькой и растительными остатками. В верхней части очень часто наблюдается торфяной горизонт, мощность которого достигает 2—4 м.

Нерасчлененные отложения четвертичной системы

Эти отложения представлены элювием и делювием, к которым присоединяются солифлюкционные образования. Элювиальные образования в виде мощных глыбовых россыпей широко распространены на плоских водоразделах в области лавового поля и Анабарского кристаллического щита. У подножья крутых склонов происходит накопление осыпного делювия (коллювия), который в областях развития траппов, кристаллических пород докембрия и известняков палеозоя имеет крупноглыбовый характер.

Местами на пологих склонах развиты солифлюкционно-делювиальные отложения в виде суглинисто-щебнистого несортированного материала. Состав крупных обломков находится в тесной зависимости от подстилающих пород.

ВУЛКАНИЗМ

В пределах северной части Сибирской платформы достаточно широкое распространение имеют магматические породы, образование которых связано с различными этапами вулканической деятельности.

Допалеозойский возраст имеют кислые, основные и ультраосновные интрузивные породы, встречающиеся среди пород архея (Анабарский щит) и протерозоя (Лено-Оленекский водораздел). Проявление палеозойского вулканизма весьма ограничено. В конце палеозойской и в начале мезозойской эры образовался своеобразный комплекс основных интрузивных пород, известных в литературе под обобщающим названием «сибирские траппы», объединяемые в «трапповую формацию».

Распространение пород трапповой формации отмечается на всей рассматриваемой территории, но особенно велика их роль в геологическом строении Тунгусской синеклизы. Помимо пород, типичных для трапповой формации (долеритов и базальтов), в зоне сочленения Тунгусской синеклизы с Анабарской антеклизой развиты весьма разнообразные ультраосновные и щелочные интрузивные и эффузивные породы, формирование которых, очевидно, протекало в начале мезозоя и, по-видимому, в какой-то мере связано с трапповым вулканизмом.

ДОПАЛЕЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ

В пределах Анабарского щита в течение допалеозойского времени проявились три вулканических цикла, из которых первые два приурочены к архею, а третий, возможно, к протерозою. Магматические образования первого цикла представлены гранитоидами, второго анортозитами, а к третьему циклу относится формирование пластовых тел ультраосновных пород.

Гранитные интрузии Анабарского щита по возрастному и петрографическому признакам разделяются на две группы. Более древние из них представлены в основном гнейсовидными порфириовидными гранодиоритами и грапосиенитами, а более молодые интрузии массивными и гней-

совидными гранитами, преимущественно аляскитового типа. Более молодой возраст последних определяется тем, что сложенные ими жильные тела мощностью до 100 м прорывают интрузии гранодиоритов. Такие взаимоотношения пород наблюдались в верховьях р. Хаптагыннах в северо-восточной части Анабарского щита и в верховьях р. Маган на западной окраине щита. Пока нет данных, чтобы судить, насколько интрузии этих двух типов разделяются между собой по времени. Скорее всего они являются архейскими образованиями, представляя различные фазы древнего интрузивного цикла.

Древними порфировидными гранитоидами сложены в основном два массива — Билляхский, расположенный в восточной части щита, и Краевой — на западной окраине щита. Аналогичные гранитоиды распространены и в ряде других пунктов, но большинством геологов они не отделялись от преобладающих более молодых гранитов.

Билляхский массив площадью около 1000 км² залегает согласно с вмещающими его породами хапчанской серии, ограничиваясь прямолинейными и крутопадающими контактами. Он сложен главным образом розовато-серыми, крупнозернистыми порфировидными гранодиоритами, часто с гнейсовидной текстурой, и подчиненными им гранитами, граносиенитами и кварцевыми диоритами, связанными между собой взаимными переходами.

Краевой массив площадью около 100 км² сложен преимущественно крупнозернистыми, биотитовыми и амфиболо-биотитовыми гранитами и грапосиенитами с широкой серией переходных пород, до кварцевых диоритов и сиенито-диоритов включительно. Местами в пределах интрузии распространены очковые гнейсы, образование которых обусловлено явлениями динамометаморфизма.

Граниты аляскитового типа и примыкающие к ним разновидности являются весьма распространенными породами, занимающими не менее 10% всей площади Анабарского щита, а вместе с мигматитами, тесно связанными с интрузиями, значение этих магматических и синтектических образований намного возрастает. Главная морфологическая особенность интрузий аляскитового типа заключается в том, что они образуют в основном многочисленные мелкие линзовидные или пластовые тела, согласно залегающие с вмещающими их гнейсами. В маломощных залежах и в краевых зонах более мощных тел относительно большее развитие имеют породы с гнейсовой текстурой, тогда как в крупных телах преобладают массивные граниты. Для гранитов аляскитового типа характерен розовый или красноватый цвет. Их структура, как правило, аллотриоморфнозернистая. В ряде случаев развиты граниты с гипидиоморфнозернистой или аплитовой структурой. Кроме того, встречаются разновидности с катакластической структурой. Для этих гранитов характерно значительное или даже резкое преобладание калиевого полевого шпата над плагиоклазом, обилие в них кварца и малое содержание магнезиально-железистых компонентов. Наблюдавшиеся местами аномальные разновидности со значительным и даже большим количеством биотита, а иногда и амфибола, представляют собой гибридизированные породы.

Аляскитовые граниты Анабарского щита обнаруживают большое сходство с соответствующими породами Алданского щита. С гранитами аляскитового типа связаны аплиты и пегматиты. Собственно аплиты имеют ограниченное распространение и не всегда легко отделяются от мелкозернистых аляскитов. Они образуют, как правило, маломощные согласные и сравнительно редко секущие жилы. Более широкое распространение имеют пегматитовые образования, особенно среди мигматитовых полей. Пегматиты образуют согласные жилы, гнезда, а иногда секущие жилы. Мощность жил ограничена несколькими десятками сантиметров и лишь в некоторых случаях достигает 2—3 м. Более крупные

жилы прослеживаются по простиранию на десятки и, реже, сотни метров. По структурным признакам, согласно классификации А. Е. Ферсмана, различаются два типа пегматитов: ортотектиты и эвтектиты. Последние встречаются довольно редко, тогда как первые весьма распространены, представляя собой пегматиты линии скрещения. Ортотектиты разделяются на калиево-полевошпатовые (преобладающие) и плагиоклазовые пегматиты. В незначительных количествах в ортотектитах встречаются биотит, рудный минерал, монацит, гранат, амфибол и апатит, изредка присутствуют циркон, рутил, графит и очень редко халькопирит, пирит и молибденит. В одном пункте обнаружен штуф мусковитового пегматита.

Сравнительно редко встречаются кварцевые жилы, что указывает на слабое развитие гидротермальных процессов. Они сложены мутно-белым сливным кварцем с редкими включениями рудных минералов—пирита и магнетита.

С процессами внедрения интрузий аляскитового типа тесно связано образование мигматитов, которые имеют чрезвычайно широкое распространение. В результате взаимодействия гранитной магмы с вмещающими породами, которые она пронизала послойно, образовались на значительных участках сложные гнейсы типа артеритов и небулитов, причем в большинстве случаев граница между интродуцирующим веществом и первично вмещающей породой неясная, так как здесь имеют место явления контаминации и ассимиляции. В общем, наблюдается целая гамма переходов от лейкократовых до меланократовых полосчатых мигматитов. Помимо собственно мигматитов, широко распространены гранитизированные породы, отличающиеся от первых тем, что воздействие гранитного материала происходило не столько в виде послойных инъекций, сколько в виде более или менее равномерного «объемного пропитывания» исходных пород растворами.

Анортозиты развиты преимущественно в пределах западной и северо-западной окраин Анабарского щита. Площадь наиболее крупного анортозитового массива составляет 765 км^2 , а суммарная площадь анортозитовых тел достигает 1300 км^2 . Все выходы имеют в плане вытянутую форму и расположены согласно со складчатыми структурами метаморфической толщи. Строение анортозитовых массивов довольно сложное. В некоторых из них выявляются две основные текстурно-структурные разновидности: 1) породы с широким развитием гнейсовидных и нередко полосчатых текстур и 2) породы с массивными текстурами. Местами развиты блоковые и сегрегационные анортозиты.

Породы, приуроченные к приконтактовым частям анортозитовых массивов, представлены преимущественно лейкократовыми габбро. Породы, слагающие главную массу анортозитовых тел, разделяются по текстурным признакам на: 1) массивные, преимущественно среднезернистые анортозиты с аллотриоморфной структурой и 2) очковые анортозиты с бластокластическими структурами с крупными зернами («очками») плагиоклазов, размеры которых достигают иногда нескольких сантиметров.

Анортозиты состоят в основном из лабрадора или битовинита при небольшом колеблющемся количестве обыкновенной роговой обманки и изредка моноклинового пироксена. Полное отсутствие признаков мигматизации и вообще следов воздействия на них гранитных интрузий дает основание полагать, что анортозиты моложе гранитных интрузий.

Особенности анортозитовых тел указывают на то, что они являются сложно построенными плутонами, формировавшимися в процессе гравитационной кристаллизации магматического расплава при его движении.

Ультраосновные породы в пределах Анабарского щита имеют в общем незначительное распространение, встречаясь несколько чаще в во-

сточной его половине. Ими образованы согласные залежи мощностью в среднем 10—20 м и длиной от нескольких сотен метров до 1—2 км. Возраст ультраосновных пород недостаточно ясен. Однако отсутствие мигматитовых образований, а также ксенолитов подобных пород среди гранитов позволяет считать ультраосновные интрузии моложе кислых. Кроме того, отсутствие катаклизмов среди ультраосновных пород свидетельствует о более молодом возрасте их по сравнению с анортозитами. По количественному и минералогическому составу ультраосновные породы разделяются на три группы: а) амфиболизированные и серпентинизированные перидотиты, б) амфиболизированные пироксениты и в) амфиболиты. Все эти разновидности представляют собой результат значительных автометаморфических изменений, выражающихся главным образом в амфиболизации и серпентинизации ультраосновных пород, вследствие чего первичный минералогический состав их устанавливается далеко не всегда. Структура ультраосновных пород сложная. Наблюдается сочетание реликтовой первичной гипидиоморфнозернистой структуры с последующей наложенной (аллотриоморфной или даже гранобластовой) структурой, возникающей в результате автометаморфизма.

Магматические породы протерозойского возраста установлены И. П. Атласовым в 1952 г. на ограниченных участках р. Солооли на Лено-Оленекском водоразделе. Здесь встречаются габбро-диабазы, кварцевые диориты, гранодиориты и частично граниты. Возрастное положение этих интрузий определяется тем, что они прорывают протерозойские отложения, оказывая на них контактное воздействие, но сами перекрываются горизонтально залегающими кварцитовидными песчаниками и гравелитами синийского комплекса. В последних в значительном количестве (до 20%) содержатся угловатые и слабо окатанные обломки (до 3,5 мм) полевых шпатов, которые, очевидно, происходят из близлежащих гранитов. Что касается взаимоотношений изверженных пород внутри группы, то этот вопрос не выяснен полностью. По имеющимся данным представляется, что граниты являются жильной фацией кварцевых диоритов и гранодиоритов, причем наблюдалось пересечение гранитами габбро-диабазов. Отсюда последовательность магматических проявлений рисуется в таком виде: сначала формировались габбро-диабазы, а затем уже образовались гранитоиды (кварцевые диориты, гранодиориты, граниты).

Кварцевые габбро-диабазы на р. Солооли представлены двумя выходами размерами 250×100 и 850×250 м. Тела габбро-диабазов окружены контактным ореолом роговиков, которые встречаются и в виде ксенолитов размером от нескольких сантиметров до 2 м в поперечнике. Кварцевые габбро-диабазы характеризуются массивным сложением, крупнозернистой структурой и буровато-темным и темно-серым цветом. Им свойственна матрацевидная отдельность.

Гранодиориты, кварцевые диориты и связанные с ними гибридные породы образуют главным образом элювиальные и делювиальные россыпи, занимающие на двух участках на р. Солооли площадь около 1 км². Экзоконтактовая зона представлена роговиками. Форма интрузивных тел не выяснена. Гранодиориты и кварцевые диориты являются средне- и крупнозернистыми породами серого или темно-серого цвета. Они связаны между собой взаимными переходами и внешне почти не отличимы друг от друга. Наибольшие колебания наблюдаются в содержании цветных компонентов—биотита и, реже, роговой обманки. Разновидности, наиболее обогащенные такими минералами, представляют собой в различной степени гибридизированные породы, не укладывающиеся точно в нормальный ряд, но приближающиеся к диоритам или сиенито-диоритам.

Граниты на р. Солооли слагают лишь маломощные жилы (до 0,5 м), прорывающие гранодиориты, габбро-диабазы и роговики, которые встре-

чаются иногда в виде ксенолитов. Граниты являются мелко- или среднезернистыми, реже порфиридовидными, лейкократовыми породами, обогащенными местами биотитом, а в других участках переходящими в гранит-пегматиты. Структура гипидиоморфнозернистая, иногда с участками микропегматита. Граниты состоят в основном из микроклина, иногда альбит-олигоклаза, кварца и биотита. Второстепенными минералами являются апатит, турмалин, мусковит, изредка сфен и рутил. Гранит-пегматиты в зальбандах жил иногда обогащены мусковитом. С ними связаны маломощные (до 5—6 см) кварцевые и кальцито-кварцевые жилки, густо пронизывающие вмещающие их осадочные и изверженные породы.

НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ

Наличие магматических пород в нижнекембрийских образованиях было установлено в 1946 г. К. К. Демочкидовым и В. А. Первунинским только на небольшом участке в бассейне р. Харбугуонки (правый приток р. Оленек). Здесь среди терригенных отложений кесюсинской свиты алданского яруса были встречены два маломощных покрова диабазов. По структурным особенностям среди них выделяются разности с диабазовой и витрофировой структурой. Главными пороодообразующими минералами являются плагиоклаз и моноклинный пироксен-авгит. Кроме того, присутствуют лейкоксен, хлорит, серицит и апатит.

ПЕРМО-ТРИАСОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ (ТРАППОВАЯ ФОРМАЦИЯ)

Термином «сибирские траппы» объединяется комплекс основных эффузивных и интрузивных пород, широко распространенных на территории Сибирской платформы, особенно в пределах той ее части, которая выделяется под названием Тунгусской синеклизы. Общим для этих пород является их стратиграфическое положение. Образование их протекало на протяжении времени, охватывающего конец пермского и начало триасового периодов. По характеру своего образования все породы трапповой формации разделяются на две главные группы: эффузивные туфолоавовые образования и интрузивные траппы.

Возрастные соотношения проявлений траппового вулканизма и связи его с тектоникой иллюстрируются таблицей тектонико-магматических фаз, составленной В. А. Вакаром (табл. 1).

Эффузивные траппы

Туфолоавовая толща, как уже указывалось выше, разделяется на две свиты: нижнюю — туфовую и верхнюю — лавовую. Описание эффузивных проявлений траппового вулканизма более целесообразно начать с характеристики пород лавовой свиты, пользующихся широким распространением в Тунгусской синеклизе. Далее на восток, за пределами Тунгусской синеклизы, эффузивные производные трапповой формации довольно широко представлены по северной окраине Сибирской платформы — в пределах узкой полосы, сложенной осадками верхнего палеозоя и протягивающейся из района низовьев р. Котуя, через р. Анабар в район низовьев р. Оленек. Кроме того, присутствие эффузивных траппов на ограниченных по площади участках отмечается также и в той части Анабарской антеклизы, где основное значение в геологическом строении имеют карбонатные породы нижнего палеозоя, в частности на Оленекско-Вилуйско-Котуйском водоразделе.

Отдельные покровы эффузивных траппов имеют самую различную мощность — от 0,5 до 100 м и прослеживаются по простиранию в одних случаях на расстоянии нескольких километров, а в других — десятков и даже сотен километров. Характерной особенностью этих пород яв-

† Тектоно-магматические фазы развития трапповой

Фазы тектонических движений, их геологический возраст	Магматические	
	Характер	Формы
Третья фаза, вторая подфаза—нижний триас (время образования Оленекских слоев)	Интрузии в осадочные, пирокластические и эффузивные образования	Трубки взрывов
		Субвулканы
		Дайки, sillы
Третья фаза, первая подфаза—нижний триас (время образования под-Оленекских слоев)	Эффузии, в меньшей степени извержения пирокластического материала. Образование лавовой свиты. Интрузии—подводящие каналы	Многочисленные покровы, кое-где с прослойками туфов и граувакк Дайки
Вторая фаза, вторая подфаза—пермо-триас	Интрузии в осадочные, пирокластические эффузивные породы	Многочисленные sillы и в меньшей степени дайки
Вторая фаза, первая подфаза—верхи верхней перми (пермо-триас?)	Мощные проявления взрывной деятельности. Скопления пирокластического материала—образование туфовой свиты, в меньшей степени эффузии. Интрузии—подводящие каналы	Преобладают слои туфов, отчасти туффитов. Кое-где покровы эффузивов. Туфовые неки (трубки взрывов) Дайки
Первая фаза—нижняя перми (карбон?)	Появление туфогенного материала и редких эффузий в низах тунгусской серии Редкие интрузии—подводящие каналы	Примесь к терригенным осадкам Маломощные покровы Дайки

формации в пределах Сибирской платформы

образования	Характер взаимодействия с вмещающими породами, возраст и состав последних	Районы развития
Состав		
Кимберлиты	Трубки взрывов прорывают породы палеозоя (и пермотриаса?)	Анабаро-Оленекская дизъюнктивная зона (бассейн верхнего и среднего течения р. Оленека и др.)
III этап: нефелиновые сиениты	Субвулканы внедрены в туфолововую и подстилающие их толщи	Зоны сочленения Тунгусской синеклизы с Таймырской депрессией и Анабарской антеклизой (район низовьев р. Котуя)
II этап: мельтейгиты, якупирангиты		
I этап: перидотиты, дуниты, меймечиты		
Долериты, габбро-долериты и их производные (перидотиты, габбро-диориты, габбро-сиениты, кварцевые диориты и др.)	Интрузии прорывают туфолововую и подстилающие их толщи	Периферические части Тунгусской синеклизы. Северо-западная окраина Сибирской платформы (Норильский район)
Преимущественно базальты, кое-где авгититы, лимбургиты и др. Преимущественно долериты	Лавовая свита налегает иногда с значительным перерывом (разрывом нижеследующих свит), кое-где с угловыми несогласиями, на туфовую и подстилающие ее свиты. Дайки долеритов прорывают эти свиты	Тунгусская синеклиза. Северная периферическая зона Сибирской платформы
Долериты и габбро-долериты	Силлы внедрены преимущественно в толщу терригенных пород верхнего палеозоя и частично в вулканогенные породы пермотриаса, в меньшей степени в карбонатные отложения палеозоя	Периферические части Тунгусской синеклизы; в меньшей степени другие районы Сибирской платформы
В туфах и лавах преимущественно базальтовый, в дайках долеритовый	Туфовая свита налегает на толщу терригенных пород верхней перми. Подводящие каналы—дайки и трубки взрывов прорывают пермские отложения	Тунгусская синеклиза и северная периферическая зона Сибирской платформы
Авгититы, лимбургиты и др. (имеют локальное развитие)	Авгититовые и лимбургитовые лавы местами подстилают базальтовые покровы, иногда переслаиваются с ними	Зоны сочленения Тунгусской синеклизы с Таймырской депрессией и Анабарской антеклизой (Район низовьев р. Котуя)
Спиллитовый состав покровов и пирокластического материала Диабазы	Прослойки в терригенных породах (карбона?) Прорывают карбон	Северо-западная окраина Сибирской платформы (Норильский район)

ляется присущая им в той или иной степени ясно выраженная столбчатая, мелко столбчатая, крупно столбчатая и грубо столбчатая отдельность. Все покровы имеют довольно простое строение. При мощности, измеряемой десятками метров, средняя часть их обычно сложена хорошо раскристаллизованными разновидностями базальта, тогда как в периферических частях покрова (вверху и внизу) отмечается уменьшение крупности зерен породообразующих минералов при постепенном обогащении породы нераскристаллизованной массой — вулканическим стеклом. В самой верхней части покрова почти всегда наблюдается зона, сложенная миндалекаменными базальтами, которые иногда присутствуют и в основании покрова. К нижней части покрова приурочена обычно небольшая по мощности (несколько сантиметров) зона слабо раскристаллизованных, с большим содержанием стекла, микрозернистых базальтов типа порфиритов. Маломощные покровы сложены в своей центральной части менее раскристаллизованными, чем в мощных покровах, базальтами — мелко- и тонкозернистыми породами. В остальном же они сохраняют аналогичное крупным покровам строение — миндалекаменная зона в верхней части покрова и микрозернистая — афанитовая — в его основании.

Представлены эффузивные траппы различными типами базальтов, которые по характеру кристаллизации разделяются на средне-, мелко- и микрозернистые.

Среднезернистые базальты являются наиболее распространенным и типичным представителем эффузивных траппов. Среди них выделяются горошчатые оливиновые базальты, слагающие центральные части лавовых покровов, и миндалекаменные базальты периферических зон покровов. Горошчатые оливиновые базальты макроскопически представляют собой черные плотные среднезернистые породы с характерной горошчатой текстурой, особенно резко выделяющейся в выветрелых поверхностях. Отмечаются случаи наличия флюидальной текстуры. Под микроскопом обнаруживается пойкилоофитовая или интерсертальная структура породы. При наличии интрателлурических вкрапленников плагиоклаза структура становится порфирированной. Характерны значительные колебания в содержании вулканического стекла, наблюдается ряд переходов от пород, близких по составу к долеритам (3% стекла), до гиалобазальтов (30% стекла). Минералогический состав пород: лабрадор и лабрадор-битовнит, моноклинный пироксен, оливин, рудный минерал, вулканическое стекло, вторичные минералы — кальцит, хлорит, амфибол, серпентин, тальк, аксессуарные — апатит.

Миндалекаменные среднезернистые базальты периферических зон покровов связаны постепенными переходами с горошчатыми оливиновыми базальтами. Им свойственна миндалекаменная текстура; структура интерсертальная либо пойкилоофитовая, но преобладает первая. Характерен более значительный, чем в горошчатых базальтах, аутометаморфизм пород. Отмечается малое содержание оливина, который почти полностью замещен иддингситом. Миндалины в породах разделяются на две группы. Первая группа миндалин имеет неправильные формы. Они сложены минералами группы иддингсита — боаулингита и хлорита, слабо отличаются от мезостазиса, с которым не имеют резких границ. Миндалины второй группы имеют меньшие размеры и округлую, реже неправильную форму с резкими границами. Сложены эти миндалины кальцитом и кварцем, а также минералами группы цеолита — мезолитом и анальцимом.

Мелкозернистые базальты обычно слагают центральные и краевые части маломощных покровов. Выделяются мелкозернистые оливиновые и безоливиновые базальты центральных частей покровов и связанные с ними мелкозернистые миндалекаменные базальты периферических зон покровов. Мелкозернистые оливиновые и безоливиновые базальты внеш-

не представляют собой черные плотные мелкозернистые породы с массивной, иногда флюидальной или атакситовой текстурой. Структура их преимущественно офитовая и интерсертальная, реже наблюдается — гломеропорфировая и порфировая. Основная масса породы состоит из беспорядочно ориентированных лейст плагиоклаза — лабрадора, в промежутках между которыми располагаются зерна авгита, энстатит-авгита, оливина, рудного минерала и участки вулканического стекла. Там, где присутствуют порфиновые вкрапленники, последние представлены обычно таблитчатыми кристаллами плагиоклаза более основного состава. Вторичные минералы представлены кальцитом, минералами группы хлорита, тальком. В качестве акцессорного минерала присутствует апатит. Мелкозернистые миндалекаменные базальты отличаются от описанных выше мелкозернистых базальтов миндалекаменной текстурой. Структура основной массы породы является преимущественно интерсертальной с участками офитовой. В них отмечается также более значительное содержание вулканического стекла, чем в мелкозернистых базальтах центральных частей покровов.

Микрозернистые базальты, слагающие верхние покровы лавовой свиты, разделяются по своей текстуре на афанитовые и миндалекаменные микрозернистые базальты. Афанитовые микрозернистые базальты отличаются значительным разнообразием структур, наблюдаемых под микроскопом. Среди них выделяются различия с гиалопилитовой, гранулоофитовой, микродолеритовой и микроинтерсертальной структурой. Большая группа этих пород имеет порфировую структуру с тем же разнообразием структур основной массы. Порфиновые выделения представлены здесь обычно плагиоклазом — битовнитом, оливином и, реже, моноклинным пироксеном. В составе основной массы можно наблюдать те же минералы, что и в более крупнозернистых эффузивных траппах. Миндалекаменные афанитовые базальты, связанные с этой группой эффузивных траппов, приурочены к периферическим частям покровов. Для них характерна гиалопилитовая и интерсертальная структура. Состав миндалин совершенно аналогичен ранее описаным миндалекаменным базальтам.

В Норильском районе среди эффузивных пород траппового комплекса выделяются спилиты, порфириты и иддингситовые базальты.

Спилиты, слагающие покровы нижней части разреза лавовой свиты, ранее выделялись как андезитовые базальты, но наличие в них следов значительных автометаморфических изменений — хлоритизация стекла и пироксена, а также альбитизация плагиоклаза привели И. А. Коровякова к заключению о том, что формирование нижних горизонтов лавовой толщи происходило в подводных условиях.

Породы, получившие здесь название порфиритов, играют главную роль в строении маломощных покровов. Аналогами их на плато Путорана являются афанитовые микрозернистые базальты. По внешнему облику это плотные тонкозернистые породы с ясно видимыми порфировыми вкрапленниками. Структура порфировая, а основной массы — витрофировая. Минералогический состав характеризуется присутствием плагиоклаза двух генераций: порфиновые вкрапленники — от № 81 в ядре до № 67 по периферии и основная масса, где плагиоклаз имеет скелетную форму, а состав его колеблется от андезина до лабрадора. Присутствуют также очень мелкие зерна моноклинного пироксена. Главную роль в общей массе породы играет основное стекло.

Иддингситовые базальты по своему составу и структуре являются аналогами горошчатых оливиновых базальтов плато Путорана. Структура их пойкилоофитовая или интерсертальная, при наличии интрателлурических вкрапленников плагиоклаза она становится порфировой. Минералогический состав: плагиоклаз-лабрадор и лабрадор-битовнит, моноклинный пироксен, оливин, рудный минерал и вулканическое

стекло; из вторичных минералов присутствуют идиингсит, кальцит, хлорит, амфибол, серпентин и тальк. Повсеместное присутствие замещающего оливин идиингсита и обусловило выделение этой группы пород под названием «идиингситовые базальты». Последние играют значительную роль в строении крупных покровов верхней части разреза лавовой толщи.

В строении покровов обычно наблюдается следующая закономерность. Центральные части крупных покровов сложены хорошо раскристаллизованными базальтами, а в основании наблюдается горизонт порфиритов. К верхней части покрова приурочена зона миндалекаменных базальтов, по своему характеру связанных с составом слагающих основную массу покровов пород. Если покров сложен среднезернистыми базальтами, то и в миндалекаменной зоне преобладают среднезернистые базальты и лишь в самых верхних ее частях присутствуют мелкозернистые и микрозернистые разновидности. В маломощных покровах, сложенных порфиритами, миндалекаменные базальты представлены микрозернистыми разновидностями.

С эффузивными траппами генетически тесно связаны пирокластические породы. Начальный этап траппового вулканизма характеризовался массовыми выбросами пирокластического материала и образованием толщи вулканогенных пород, имеющих широкое распространение на Сибирской платформе. С этим этапом, начавшимся, по-видимому, во второй половине пермского периода, связано образование туфовой свиты. Последовавшие затем излияния лав перемежались с менее мощными, но все же значительными выбросами пирокластического материала, о чем свидетельствует наличие горизонтов туфогенных пород среди толщи налегающих друг на друга покровов лавовой свиты. Пирокластические породы весьма разнообразны. Среди них можно встретить разности, сложенные пирокластическим материалом, и нормально осадочные породы с небольшой примесью пирокластического материала.

Исходя из структуры и генетического характера обломочного материала, все пирокластические породы могут быть разделены на туфобрекчии, агломератовые туфы, туфы, туффиты и туфогенные песчаники. Основываясь на химическом составе вулканогенного материала, среди первых четырех групп выделяют пирокластические породы основного состава — туфы базальтов и порфиритов и туфы щелочных базальтов.

Туфобрекчии имеют ограниченное распространение и представляют собой цементированную пепловым материалом массу крупных и мелких обломков изверженных и осадочных пород. В отличие от описываемых ниже агломератовых туфов, обломки пород количественно преобладают над цементирующей пепловой массой. Залегают туфобрекчии в виде неправильной формы участки среди других пирокластических пород.

Агломератовые туфы пользуются широким распространением, особенно в нижних горизонтах туфовой свиты. Они представляют собой неоднородный грубослоистый агломерат из угловатых обломков изверженных и осадочных пород, а также округлых вулканических бомб и лапиллей, цементированных зеленовато-серой пепловой массой. Заключенные в пепловой массе обломки представлены породами обычного для эффузивных траппов состава — базальтами, порфиритами, миндалекаменными базальтами. Подчиненное значение имеют обломки осадочных пород — песчаников, аргиллитов, известняков. Цементирующая масса, заполняющая промежутки между крупными обломками, состоит из мелких обломочков минералов, характерных для траппов (основного плагиоклаза, моноклинного пироксена), а также основного вулканического стекла. Порода сильно изменена, причем наиболее интенсивные изменения захватили цементирующую массу, среди которой широко развиты такие вторичные минералы, как хлорит, цеолит и кальцит.

Туфы имеют существенное значение среди пирокластических пород. По внешнему виду это — плотные, серые и серовато-зеленые, иногда с желтым или красным оттенком грубослоистые породы. По составу они аналогичны мелкозернистой цементирующей массе описанных выше агломератовых туфов и отличаются от них почти полным отсутствием крупных включений. Мелкие включения состоят из обломков пород и минералов вулканического происхождения. Наиболее мелкозернистой и количественно преобладающей составной частью являются остроугольные обломки сильно измененного (хлоритизированного) основного вулканического стекла. Помимо хлоритизации, интенсивные вторичные изменения характеризуются широким развитием в породе цеолитов и кальцита.

Туффиты или литокластические туфы также весьма широко распространены пирокластические породы. Они играют существенную роль среди пород, слагающих туфовую свиту, а также входят в состав лавовой свиты, где их присутствие указывает на пульсационный, прерывистый характер эффузивной деятельности. Иногда они образуют довольно широко выдержанные по простиранию горизонты, являющиеся маркирующими для отдельных участков области развития лавовой свиты (Норильский район). Характерным для этих пород является наличие в их составе, помимо преобладающего (более 50%) чисто вулканогенного материала, примеси материала осадочного происхождения. По внешнему облику — это плотные как неравномернозернистые, так и мелкозернистые довольно разнообразно окрашенные породы с хорошо выраженной слоистостью. По составу они близки к вышеописанным туфам. Вулканический материал представлен мелкими обломками базальтов, частицами зерен минералов, типичных для базальтов, а главным образом обломками основного вулканического стекла. В заметном количестве встречаются обломки зерен минералов, не свойственных породам трапповой формации (кварца, калиевого полевого шпата), имеющих в большинстве случаев округлую форму.

Туфогенные песчаники и сланцы являются породами явно осадочного происхождения, содержащими примесь вулканогенного материала. Они имеют подчиненное значение среди пирокластических пород и чаще всего встречаются совместно с туффитами в местах развития пород туфолоавовой толщи. Классифицируются туфогенные песчаники как обычные осадочные породы; среди них выделяются полимиктовые разности, известковистые и др.

Пирокластические породы щелочного состава — туфы щелочных базальтоидов по структуре совершенно аналогичны описанным выше туфам основных пород. Среди них также выделяются агломератовые туфы, туфы и туффиты. Отличительная их черта та, что содержащийся в них вулканический обломочный материал представлен породами и минералами, характерными для различных типов щелочных базальтоидов.

Интрузивные траппы

Интрузивные основные породы, входящие в состав формации сибирских траппов, имеют широкое развитие на Сибирской платформе. Залегая в форме различных по мощности секущих и согласных интрузий, они отличаются от эффузивных пород значительным разнообразием типов, свидетельствующим о более глубокой, чем в эффузивной фации, дифференциации первоначальной трапповой магмы.

Степень дифференциации трапповой магмы, а следовательно, и разнообразие образовавшихся за счет нее интрузивных пород, неодинакова для всей территории Сибирской платформы. В связи с недостаточной изученностью этого вопроса в настоящее время можно отметить только более значительную степень дифференциации интрузивных

траппов в зонах сочленения Тунгусской синеклизы со смежными геоструктурами. Возможно, что это обусловлено специфической тектонической обстановкой.

Исходя из сказанного выше, всю область развития интрузивных траппов можно разделить, в зависимости от степени дифференциации и разнообразия представленных здесь типов пород, на три части: центральную часть Тунгусской синеклизы — плато Путорана, северо-западную окраину Сибирской платформы — зону сочленения Тунгусской синеклизы с Енисейской складчатой областью (Норильский район) и северо-восточную часть Тунгусской синеклизы, точнее зону сочленения последней с Анабарской антеклизой — бассейн р. Маймечи и нижнего течения р. Котуя.

Переходя к характеристике интрузивных проявлений траппового вулканизма в выделяемых нами частях Сибирской платформы, следует указать, что приведенное выше разделение в значительной мере условно, так как многие типы интрузивных пород встречаются как в той, так и в другой части рассматриваемой области, но в то же время это разделение дает возможность отметить особенности процессов дифференциации трапповой магмы на отдельных участках платформы.

В центральной части Тунгусской синеклизы — плато Путорана — основные интрузивные породы имеют ограниченное распространение. Они слагают преимущественно согласные с вмещающими породами пластовые интрузивные тела — силлы, а также встречаются в виде довольно хорошо выдержанных по простирацию вертикальных секущих интрузий — даек. Более сложные по форме интрузии встречаются очень редко.

Пластовые интрузии (силлы) приурочены преимущественно к подстилающим лавовую свиту осадочным породам, причем наиболее часто они встречаются среди карбонатных пород среднего палеозоя, присутствуют также и в толще терригенных пород перми и в вулканогенных образованиях пермо-триаса. Несомненно наличие силлов и в лавовой свите, но вследствие близости их петрографического состава с составом вмещающих эффузивных траппов они с трудом выявляются среди последних. Мощность силлов колеблется от нескольких метров до 120—150 м. Дайки интрузивных пород секут все породы, слагающие данную область. Они имеют, как правило, небольшую мощность, измеряемую единицами и, реже, двумя десятками метров.

Контактовое воздействие трапповых интрузий на вмещающие породы невелико. Отмечается зависимость его от общего характера интрузий и вмещающих пород. Как правило, зона контактового воздействия у пластовых интрузий при равной мощности более значительна, чем у секущих. Контактное влияние на терригенные породы сводится обычно к обжигу, сопровождающемуся изменениями окраски и значительным уплотнением пород. Карбонатные породы подвергаются перекристаллизации, что вызывает изменение окраски. Более интенсивные контактовые изменения наблюдались в туфогенных породах, где они выразились в скарнировании, сопровождавшемся появлением таких новых минералов, как диопсид, эпидот и цеолиты. Эндоконтактовые изменения в интрузивных породах сводятся к образованию мелкозернистой порфириновой оторочки.

Интрузивные тела разбиты трещинами отдельности. В дайках они имеют обычно параллелепипедальную отдельность, а для силлов свойственны столбчато-призматические и, реже, пластовые, матрацевидные, а в некоторых случаях шаровые отдельности.

Внутреннее строение интрузивных тел указывает на слабую степень их дифференциации, которая сводится в основном к уменьшению от центра к периферии крупности зерен слагающих породу минералов. Лишь в центральных частях наиболее мощных пластовых интрузий

отмечается присутствие пород типа габбро-долеритов. В то же время отдельные находки пироксенита и пород с повышенным по сравнению с обычным содержанием оливина свидетельствуют о возможности обнаружения здесь интрузивных тел, сложенных более основными дифференциатами трапповой магмы.

По петрографической характеристике среди интрузивных траппов данной области выделяются оливиновые долериты, среднезернистые гиперстенсодержащие долериты, габбро-долериты и базальтовые долериты.

Оливиновые долериты имеют наибольшее распространение и слагают большинство как согласных, так и секущих интрузивных тел. Это мелко-, средне- и крупнозернистые породы темно-серого цвета. Для средне- и крупнозернистых разновидностей характерна горошчатая текстура, для мелкозернистых разновидностей — массивная. Структура средне- и крупнозернистых разновидностей долеритов пойкилоофитовая и офитовая, в мелкозернистых разновидностях преобладает долеритовая. Минералогический состав характеризуется постоянным присутствием основного плагиоклаза (№ 56—80), моноклинного пироксена, оливина. Вулканическое стекло встречается не повсеместно. Отмечены также единичные случаи присутствия кварца (крупнозернистые разновидности долеритов) и гиперстена. Вторичные минералы представлены минералами группы иллингит-боулингита, амфиболом, биотитом, серицитом, тальком и кальцитом. В качестве аксессуарных минералов встречается апатит и сфен.

Среднезернистые гиперстенсодержащие долериты представляют собой разновидность оливиновых долеритов, характерной особенностью которой является постоянное присутствие в них гиперстена — от 5 до 6%. В остальном эти породы как по структуре, так и по минералогическому составу совершенно аналогичны оливиновым долеритам. Особо следует отметить, что среднезернистые гиперстенсодержащие долериты играют преобладающую роль в пластовых интрузиях, внедрившихся в отложения среднего палеозоя. Они нигде не были встречены в интрузиях более высоких ярусов. Поэтому их несколько аномальный состав, возможно, обусловлен характером взаимодействия с вмещающими породами.

Габбро-долериты, как уже указывалось, слагают центральные части наиболее крупных пластовых интрузий. Макроскопически — это среднезернистые и частично крупнозернистые породы с характерной темно-зеленой или темно-серой окраской, с зеленоватым оттенком. Структура габбро-долеритов субофитовая или габброофитовая и значительно реже пойкилоофитовая. Отмечается присутствие участков с микропегматитовой структурой. Главные породообразующие минералы те же, что и в оливиновых долеритах. Иногда в заметных количествах встречаются микропегматит и зерна кварца.

Базальтовые долериты развиты в приконтактовых частях интрузивных тел, а также слагают небольшие по мощности sill и дайки. Макроскопически — это плотные, темно-серые или темно-зеленые скрытокристаллические, с массивной текстурой, породы. Структура их преимущественно гиалопилитовая или гранулоофитовая, реже наблюдается пойкилоофитово-интерсертальная. Главнейшие породообразующие минералы в основном те же, что и в оливиновых долеритах, но оливин встречается редко и преимущественно в виде иллингит — боулингитовых псевдоморфоз.

Помимо обычных представителей интрузивных траппов, имеющих широкое распространение в пределах центральной части Тунгусской синеклизы, следует отметить присутствие в этой области дифференциатов трапповой магмы, занимающих подчиненное положение. Среди последних выделяются долеритовые пегматиты и альбититы.

Долеритовые пегматиты образуют небольшие жильные тела с весьма ограниченной мощностью (единицы и десятки сантиметров), залегающие в теле трапповых интрузий и обладающие, как правило, нерезкими границами по отношению к вмещающей породе. Характерным для этих пород является их относительная крупнозернистость, пегматоидная или призматическая структура, а также наличие мелкокристаллического мезостазиса. В той или иной степени они захвачены процессами позднемезоматической и гидротермальной переработки, в связи с чем среди них выделяются слабо измененные и автометаморфизованные разности — диабаз-пегматиты. Состав их в общем близок к составу габбро-долеритов, но отличается несколько более лейкократовым характером.

Альбититы также залегают в виде тонких жилков в интрузивных телах и представляют собой крайне лейкократовые дифференциаты траппов. По составу среди них выделяются пироксеновые и кварц-микропегматитовые разности. Пироксеновые альбититы — это светлоокрашенные породы, обладающие неравномернозернистой, панидиоморфнотакситовой и в отдельных участках долеритовой структурой. В их минералогическом составе основная роль принадлежит кислому плагиоклазу (альбит-олигоклаз), присутствующему в виде крупных идиоморфных зерен, а также в аплитовой мелкозернистой основной массе. Кроме того, в породе постоянно в небольших количествах наблюдается моноклинный пироксен в виде мелких удлиненных зерен. Мелкозернистая основная масса породы состоит главным образом из кали-натриевого полевого шпата с некоторой примесью кислого плагиоклаза — альбита. Помимо того, отмечается присутствие в породе ромбического пироксена и мелких кристаллов коричневой (базальтической) роговой обманки. Кварц-микропегматитовые альбититы также имеют светлую, иногда слегка розоватую окраску. Структура их гипидиоморфная, неравномернозернистая. В минералогическом составе главную роль играют кислый плагиоклаз — альбит, образующий крупные призматические зерна, микропегматит, слагающий тонкоструктурную массу, и кварц в виде округлых зерен. Цветные минералы имеют подчиненное значение и представлены моноклинным пироксеном, образующим мелкие призматические зерна.

Помимо описанных выше главных типов дифференциатов трапповой магмы, характерных для Тунгусской синеклизы, но почти повсеместно присутствующих в других областях проявления траппового вулканизма, следует еще упомянуть о встречающихся иногда интрузивных траппах, содержащих, кроме обычных для них породообразующих минералов, значительную примесь кварца и микропегматиты. Чаще всего подобного рода породы встречаются в пределах Анабарского щита, где они слагают хорошо обособленные участки в центральных частях некоторых трапповых даек или образуют неправильной формы участки, связанные постепенными переходами с нормальными долеритами. Ряд исследователей, в частности Б. И. Тест и А. А. Межвилк, связывают образование этого типа пород с явлениями гибридизации.

В Норильском районе, согласно данным Г. Г. Моора и Н. Н. Урванцева, устанавливаются проявления нескольких фаз интрузивной деятельности, которым предшествовала первоначальная — эффузивная — фаза вулканизма.

С первой интрузивной фазой траппового вулканизма здесь связано образование многочисленных пластовых интрузий — силлов, являющихся наиболее распространенной формой в этом районе. В стратиграфическом распределении силлов отмечается определенная закономерность, выражающаяся в том, что максимальное число силлов приурочено к лавовой толще, а ниже по разрезу количество их заметно сокращается. Представлены породы силлов различными типами долеритов. В строении маломощных силлов существенную роль играют порфириты. Структура этих пород в центральных частях более крупных интрузивных тел

является офитовой и пойкилоофитовой, а в мелких телах преобладают породы порфировой структуры с микродолеритовой и интерсертальной структурой основной массы. Особенно типичны в силлах средней и значительной мощности хорошо раскристаллизованные горошчатые пойкилоофитовые долериты с крупными (до 5—6 мм и более) округлыми зернами моноклинного пироксена с лейстами плагиоклаза.

Со второй фазой интрузивной деятельности в Норильском районе связано образование крупных интрузий габбро-долеритов. Среди них выделяются две резко различные группы — недифференцированные и дифференцированные интрузии. Недифференцированные интрузии габбро-долеритов представляют собой мощные (300—500 м) пластообразные или пологосекущие тела, которые местами переходят в крутосекущие. Иногда, как, например, на горе Барьерной, они являются многоэтажными. Сложены эти интрузии весьма однородными по петрографическому составу габбро-долеритами, аналогичными описанным выше.

Дифференцированные интрузии характеризуются отчетливой дифференциацией слагающих их пород, а поэтому резко отличаются от других интрузивных тел. Они имеют важное значение, так как с ними связаны медно-никелевые месторождения. Среди этих интрузий наиболее хорошо изучено интрузивное тело горы Рудной. Интрузия горы Рудной имеет форму пологосекущей залежи, вытянутой с северо-востока на юго-запад. Форма ее в поперечном сечении — корытообразная, с несколько утолщенными краями. Интрузивная залежь располагается в основном на контакте между лавовой свитой и толщей отложений тунгусской серии (туфовая свита здесь отсутствует) и в связи с этим может считаться здесь межформационной. В северной своей части интрузия горы Рудной переходит в более высокие горизонты разреза, залегая в нижней части лавовой свиты. Мощность интрузии колеблется от 70—100 до 300 м. Для нее характерна стратификация, выражающаяся в смене различных дифференциатов, располагающихся в общем параллельно очертаниям дна и бортов интрузивного тела. Такое распределение дифференциатов трапповой магмы обусловлено процессами фракционной кристаллизации (связанной с гравитацией), в результате которых происходило послойно распределение породообразующих минералов.

Верхние части интрузии сложены пегматитовыми разностями габбро-диоритов, далее идут габбро и габбро-диориты. Ниже располагаются габбро-долериты, первоначально безоливиновые, а затем оливиновые и оливино-биотитовые. Еще ниже находятся пикритовые габбро-долериты, переходящие в пикриты, почти нацело состоящие из магнезиального оливина. Под этими породами располагаются такситовые габбро-долериты. Наконец, в самом нижнем горизонте интрузии залегают контактовые габбро-долериты, характеризующиеся неустойчивым минералогическим составом, вплоть до совместного нахождения оливина и кварца, образование которых, по-видимому, связано с взаимодействием магмы с вмещающими породами. Все дифференциаты почти всегда связаны между собой постепенными переходами, в силу чего в целом они образуют единое интрузивное тело.

Главными минералами пород, слагающих интрузивное тело горы Рудной, являются плагиоклаз, моноклинный пироксен и оливин. В качестве второстепенных минералов присутствуют гиперстен, биотит, роговая обманка, апатит, магнетит, титаномагнетит, пирротин и пирит. Вторичные минералы представлены иддингситом, хлоритом, серпентином, тальком, серицитом, цеолитами и др.

Различие между отдельными дифференциатами в интрузии заключается в изменении по направлению от верхних к нижним горизонтам количественных соотношений главных породообразующих минералов, в частности, оливина и сульфидов; последние, начиная с горизонта

пикритовых габбро-долеритов, играют все более существенную роль в составе породы. С постмагматическими процессами в интрузии горы Рудной связано образование серпентина, иддингсита, хлорита, пренита, талька и серицита. Серпентин образуется за счет изменения магнезиального оливина пикритовых габбро-долеритов, хлорит — за счет более железистого оливина из верхней части интрузии.

В структурном отношении дифференциаты горы Рудной мало разнообразны: наиболее широко здесь развита офитовая и пойкилоофитовая структура, характерная для всех пород интрузии. В оливино-биотитовых габбро-долеритах, наряду с указанными выше структурами, отмечаются участки с призматически-зернистой структурой, в пикритовых — пойкилитовой, а в такситовых — гломеропорфировой.

Помимо интрузии горы Рудной, в Норильском районе известен целый ряд дифференцированных интрузивных массивов. По своему строению и составу все они в общих чертах аналогичны интрузии горы Рудной. В отдельных случаях, в частности в интрузии, расположенной в пределах горы Зуб, по данным Г. Шешуковой, верхние части интрузии сложены более кислыми дифференциатами — кварцевыми диоритами и гранодиоритами с жилками и шширами аплита, средние горизонты — кварцевыми габбро-долеритами. Дифференциаты нижних горизонтов интрузии близки к соответствующим породами горы Рудной — оливиновым, пикритовым и такситовым габбро-долеритам, отличаясь от них более низким содержанием сульфидов.

Остановившись на вопросе о взаимоотношении между дифференцированными и недифференцированными трапповыми интрузиями, следует отметить, что они, по-видимому, тесно связаны между собой, а следовательно, относятся к единой фазе траппового вулканизма. В пользу этого говорят установленные в ряде случаев постепенные переходы от недифференцированных к дифференцированным интрузиям, а также и то, что при определении возрастных взаимоотношений недифференцированные интрузии в одних случаях являются более древними, а в других более молодыми по отношению к дифференцированным интрузиям. Таким образом, можно предполагать, что дифференцированные и недифференцированные интрузии связаны общностью происхождения и отличаются лишь по содержанию летучих. Магматические очаги, обогащенные летучими компонентами, послужили основой для формирования дифференцированных интрузивных массивов с промышленными скоплениями сульфидов. Напротив, бедные летучими компонентами порции магматического расплава дали начало недифференцированным интрузиям. Это подтверждается наличием промежуточных интрузивных тел, с явлениями слабой дифференциации и убогим сульфидным оруденением.

К следующей фазе траппового вулканизма в Норильском районе, последовавшей за образованием недифференцированных и дифференцированных интрузий габбро-долеритов, относятся интрузии габбро-диоритов с переходами к монцонитам. Они образуют небольшие по мощности (от нескольких метров до 40 м) как секущие, так и пластовые тела. Макроскопически — это светло-серые полнокристаллические, чаще всего среднезернистые породы. Минералогический состав их обычный, как и для пород траппового комплекса. Главными породобразующими минералами являются плагиоклаз и моноклиновый пироксен, а второстепенными — роговая обманка, биотит, кварц, ромбический пироксен, магнетит, калиевый полевой шпат и апатит. С габбро-монцонитами, образующими некрупные секущие тела в восточной части Норильского района — в районе Имангды, связаны проявления магнетитового оруденения.

Наконец, с последней фазой траппового вулканизма в Норильском районе связано образование небольших по мощности секущих интрузий микродолеритов и долеритовых порфиритов, аналогичных по составу

ву тем, которые образовались в первую фазу интрузивной деятельности.

Зона сочленения Тунгусской синеклизы с Анабарской антеклизой, охватывающая значительную часть бассейнов рр. Котуя и Маймечи, резко отличается от других районов платформы по развитию изверженных пород с особым вещественным составом. Кроме обычных для других районов Сибирской платформы траппов, здесь на площади более 4000 км² развиты ультраосновные и щелочные эффузивные и интрузивные породы, среди которых имеется много редких разновидностей.

С многократными проявлениями эффузивной и интрузивной деятельности связано образование в этой части Сибирской платформы, в бассейнах верховьев р. Маймечи и низовьев р. Котуя, своеобразного магматического комплекса со специфическими проявлениями метасоматоза и своеобразной ассоциацией полезных ископаемых.

Территориально и по времени образования данный магматический комплекс сопряжен с широко проявившимся на Сибирской платформе трапповым вулканизмом. Однако основные особенности геологии, петрографии и химизма пород данного комплекса резко отличают его от нормальных траппов. Причины этих различий можно видеть в самостоятельном глубинном происхождении магмы, обогащенной основаниями и щелочами или в отщеплении ее от основного (траппового) магматического расплава.

Последовательность образования магматических пород видна из табл. 2, построенной в основном на данных Ю. М. Шейнмана и А. А. Волосатова с изменениями и дополнениями Е. Л. Бутаковой.

Э ф ф у з и в ы. Щелочные ультраосновные и субщелочные эффузивы распространены по самой северной окраине платформы на значительно меньшей площади (около 1500 км²), чем проявления интрузий аналогичного состава. Здесь вулканогенными породами сложена толща мощностью от 300 до 2000 м, которая перекрывает пермские отложения. В устье р. Медвежьей в основании вулканогенной толщи, по данным Е. Л. Бутаковой, наблюдается переслаивание покровов щелочных базальтоидов с песчаниками. По аналогии со смежными областями развития эффузивных образований возраст эффузивов района устанавливается предположительно как верхнепермский — нижнетриасовый.

Общая схема стратиграфического разделения толщи эффузивов в данном районе аналогична той, которая принимается для Тунгусской синеклизы в целом. Здесь в ее основании залегает довольно мощная толща пирокластических пород, выделяемая как туфовая свита. Выше следует лавовая свита, представляющая собой толщу перемежающихся между собой лавовых покровов. В то же время, характеризуя эти свиты, следует отметить ряд специфических черт, присущих эффузивным образованиям только данной области. Для пород туфовой свиты эта специфика выражается в том, что среди них отмечается присутствие туфов щелочных базальтоидов, правда, имеющих подчиненное значение. Характерно для лавовой свиты то, что среди слагающих ее эффузивных пород весьма значительная роль принадлежит эффузивам щелочных базальтоидов, в связи с чем она разделяется на четыре подсвиты. Каждая из этих подсвит характеризует последовательные этапы эффузивной деятельности в данном районе, сопровождавшейся образованием своеобразного как по петрографическому составу, так и по химизму комплекса пород. Здесь выделяются (снизу вверх): подсвита меланократовых нефелиновых базальтов и других щелочных базальтоидов, базальтовая подсвита, подсвита авгититов и трахибазальтов и подсвита авгититов, меланократовых нефелиновых базальтоидов, базанит-тефритов, трахибазальтов и андезитов. Как видно, только базальтовая подсвита по своему составу аналогична лавовой свите других районов Тунгусской синеклизы, а три другие подсвиты имеют особый, присущий только данному району характер.

В основании разреза толщи эффузивов, местами фациально замечающая туфогенную свиту траппового состава, лежит подсвета меланократовых нефелиновых базальтов, лимбургитов и родственных им щелочных базальтоидов. Она обнажается в нижнем течении р. Котуя, располагаясь на осадочных породах пермского возраста, и перекрывается базальтами. Мощность ее не превышает 250—300 м. В составе подсветы преобладают нефелиновые базальты и лимбургиты. Подчиненное значение имеют авгититы и меланократовые нефелиниты, а также наблюдающиеся в основании свиты туфы и вулканические брекчии меланократовых нефелиновых базальтов и других щелочных базальтоидов.

Таблица 2

Схема развития магматической деятельности в Маймечи-Котуйском районе

Формация комплекс	Фаза		Магматические образования
Комплекс (или формация) ультраосновных и щелочных пород	Восьмая		Интрузии и жилы щелочных и нефелиновых сиенитов
	Седьмая		Интрузии и жилы ийолитов, мельтейгитов и других бесполовошпатовых щелочных пород
	Шестая	Подфаза	Интрузивные залежи рудных перидотитов и пироксенитов и жилы биотит-пироксеновых перидотитов и пикритовых порфиритов, мончикитов и хатангитов
			Интрузии дунитов-перидотитов и дунитов-оливинитов (?)
	Пятая		Интрузии меймечитов
	Четвертая		Подсвета авгититов, меланократовых нефелиновых базальтов, базанитов-тефритов, трахибазальтов, андезитов и других пород
	Третья		Подсвета авгититов, трахибазальтов и других пород
Трапповая формация Комплекс ультраосновных и щелочных пород	Вторая	Подфаза	Силлы и секущие жилы долеритов и габбро-долеритов
			Подсвета базальтов
	Первая	Подфаза	Силлы и секущие жилы меланократовых нефелиновых долеритов Туфогенная свита основного состава
			Подсвета меланократовых нефелиновых базальтов, лимбургитов, анкаратритов и других пород

Породы этой подсветы темно-серые, темно-зеленые, черные, часто миндалекаменной текстуры. Все они близки друг к другу по минералогическому составу и структуре. Для них характерны значительные аутометасоматические изменения, в силу чего нефелин и стекло в них полностью замещены цеолитами. Преобладающая разновидность щелочных базальтоидов подсветы—нефелиновый базальт—состоит преимущественно из авгита, псевдоморфоз цеолита (натролит и шабазит) по нефелину

магнезиального оливина и рудных минералов. Вторичные минералы, кроме цеолитов, представлены кальцитом, идингсит-хлоритом, лейкоксеном и серпентинитом. Акцессорные минералы—биотит, апатит и перовскит. Структура пород порфировая при микролитовой структуре основной массы. Лимбургиты отличаются от меланократовых нефелиновых базальтов, тем, что в них не устанавливаются псевдоморфозы по нефелину, меланократовые нефелиниты — по отсутствию оливина, а авгититы тем, что они не содержат ни псевдоморфоз по нефелину, ни оливина. Вероятно, с метасоматическими изменениями пород этой свиты связано образование анкаратритоподобных базальтоидов, характеризующихся содержанием значительного количества биотита (от 5 до 15—20%).

Базальтовая подсвита представляет собой толщу покровов обычных эффузивных траппов, по составу аналогичных тем породам, которые развиты в пределах плато Путорана. Здесь присутствуют те же, что и на плато Путорана, разновидности базальтов, различающиеся между собой главным образом по степени раскристаллизации.

Подсвита базальтов перекрыта обнажающимися на левобережье р. Маймечи эффузивами разнообразного петрографического состава, среди которых преобладают щелочные базальтоиды и субщелочные основные породы. Эта очень плохо обнаженная часть вулканогенной толщи общей мощностью, по-видимому, более 1500 м может быть подразделена, по данным Е. Л. Бутаковой, на две части. Нижняя часть—меньшей мощности—сложена преимущественно авгититами, меланократовыми нефелиновыми базальтами, лимбургитами, базанитами, тефритами, трахибазальтами и меланократовыми базальтами. В верхней части покровы тех же эффузивов чередуются с покровами андезитов, трахиандезитов, андезито-базальтов, пикритовых порфиритов, трахитов и дацитов, а также туфами всех названных пород.

Эффузивы этих подсвит (щелочные базальтоиды, субщелочные основные породы) обычно имеют темно-серую, буровато-черную и зеленовато-черную окраску, часто обладают миндалекаменной и порфировой структурой. Цвет андезитов, трахиандезитов, дацитов и трахитов светло-серый, серовато-розовый и буровато-красный. Эти породы часто содержат вкрапленники полевых шпатов. Авгититы характеризуются присутствием вкрапленников авгита в основной массе, имеющей микролитовую структуру. Меланократовые нефелиновые базальты и лимбургиты подобны соответствующим породам из нижней подсвиты района. Пикритовые порфириты отличаются от щелочных базальтоидов преимущественным или исключительным развитием оливина в фенокристах более основным составом стекла; последнее также большей частью изменено. В отличие от щелочных базальтоидов, здесь нет цеолитов, но много серпентина и идингсит-хлорита. Отличие базанитов и тефритов от меланократовых нефелиновых базальтов заключается в появлении в основной массе наряду с псевдоморфозами цеолитов по нефелину, большого количества плагиоклаза. Тефриты отличаются от базанитов отсутствием оливина. Меланократовые базальты и трахибазальты образуют ряд пород, связанных между собой постепенными изменениями состава. Породы этого ряда отличаются от обычных траппов как по вещественному составу — широкому развитию авгита, цеолитов, присутствию биотита, так и по структуре — отсутствию типичных для траппов разновидностей офитовой структуры, развитию микролитовой структуры основной массы с высоким идиоморфизмом пироксена.

Интрузии. Излияния щелочных и ультраосновных лав сопровождались образованием многочисленных секущих и пластовых тел того же или очень близкого вещественного состава. Здесь намечается несколько фаз интрузивной деятельности, частично связанных с процессами образования эффузивных толщ, а частично имеющих самостоятельный характер. В общем виде последовательность образования интрузивных пород

отображена в схеме развития магматической деятельности (см. табл. 2), согласно которой выделяется четыре эффузивных фазы и шесть интрузивных фаз (две инфузивные фазы подчинены соответствующим им эффузивным фазам). В первую фазу интрузивной деятельности происходило образование силлов и секущих жил меланократовых нефелиновых долеритов и других близких к ним по составу пород. Процесс образования этих интрузий тесно связан с формированием нижней эффузивной подсвиты—меланократовых нефелиновых базальтов, лимбургитов и др. При формировании подсвиты базальтов проявилась вторая фаза интрузивной деятельности — внедрение силлов и секущих жил долеритов. С третьей фазой интрузивной деятельности связано образование интрузий меймечитов, за которыми последовала четвертая фаза—интрузии дунитов и перидотитов. Завершающие этапы вулканизма характеризуются образованием сложного комплекса щелочных пород. Здесь выделяются две последующие интрузивные фазы: более ранняя (пятая), характеризующаяся образованием интрузий и жил ийолитов, мельтейгитов и других бесполощпатовых щелочных пород, и последняя (шестая), выражающаяся интрузиями щелочных и нефелиновых сиенитов.

С нижней свитой щелочных базальтоидов территориально и генетически связаны силлы и секущие жилы меланократовых нефелиновых долеритов и близких им по составу пород. Обычная мощность силлов от 1—2 до 10—30 м. Дайки имеют мощность от 0,2—0,5 до 1—2 м. Меланократовые нефелиновые долериты по составу* и структуре очень близки меланократовым нефелиновым базальтам, отличаясь от них главным образом более высокой степенью раскристаллизованности и появлением перовскита среди аксессуарных минералов. Другие породы той же жильной фации — котуиты, как указывает Е. Л. Бутакова, отличаются от меланократовых нефелиновых долеритов главным образом меньшим содержанием оливина и большим содержанием нефелина и присутствием значительного количества (5—10%) биотита. Структура пород порфировая или порфиرويدная. Структура основной массы—микрoгипидиоморфнозернистая до гипидиоморфнозернистой.

За образованием базальтовой подсвиты последовало внедрение пластовых и секущих интрузий, сложенных породами, обычными для трапповой формации. Среди них выделяются следующие разновидности: 1) долериты и габбро-долериты, оливинные и безоливиновые, 2) долеритовые порфириты и различные базальтовые порфириты, 3) дифференциаты трапповой магмы — долериты и габбро-долериты с микропегматитом и жильные породы кислого ряда.

Дифференциаты трапповой магмы представлены породами, минералогический состав которых характеризуется присутствием, помимо обычных для интрузивных траппов минералов, значительных количеств микропегматита и кварца, а также жильными породами, близкими по составу к гранитоидам. Долериты и габбро-долериты с кварцем и микропегматитом в отдельных случаях слагают хорошо обособливающиеся центральные части некоторых секущих интрузий или образуют неправильной формы участки, связанные постепенными переходами с нормальными диоритами. Наиболее кислые дифференциаты траппов, близкие по составу к гранитоидам, образуют в теле крупных интрузий либо неправильной формы обособления, либо мелкие жилки. По составу они создают целую гамму переходов — от пород типа гранодиоритов или граносиенитов до гранитов и гранофиров.

Со следующей интрузивной фазой связано внедрение интрузий меймечитов, приуроченных главным образом к западной части Гулинской интрузии. Площадь выходов тела меймечитов составляет около 50 км². По характеру контактов и элементам первичного расслоения тело меймечитов представляет собой пластовую залежь с падением на север под углами от 10 до 30°. Так ее рассматривают Ю. М. Шейнманн, Я. И. Поль-

кин и Т. Л. Гольтбург. Мощность залежи меймечитов составляет около 1000 м.

По генезису меймечиты представляют собой, вероятно, субвулканические образования. Е. Л. Бутакова придерживается в этом вопросе иной точки зрения и считает, что основная масса меймечитов, залегающих в пределах Гулинской интрузии, имеет эффузивное происхождение. В этой связи она выделяет еще одну (пятую) фазу эффузивной деятельности. Интрузивными, по ее мнению, являются только породы, слагающие силлы и дайки. Меймечиты обладают темно-серым, почти черным цветом. Типично для них отчетливое порфиоровое строение. Вкрапленники представлены зеленым и, реже, черным оливином, слагающим в среднем 50—60% массы породы. Основная масса афанитовая или мелкозернистая. Текстура массивная или, реже, полосчатая. Иногда в меймечитах различимы мидалины, выполненные серпентином, реже, кальцитом. Структура основной массы стекловатая, микролитовая или кристаллически-зернистая. Минералогический состав меймечитов: оливин, форстерит, авгит, серпентин, магнетит, кальцит, биотит, лейкоксен. В качестве акцессорных минералов присутствуют хромит, сфен и апатит. Дайковая фация меймечитов представлена аналогичными породами, а также биотитовыми меймечитами, для которых характерно заметное содержание биотита. Они слагают секущие тела небольшой мощности. По структурным особенностям и петрографическому составу дайковые породы идентичны меймечитам пластовой залежи. Контактное воздействие щелочных пород на меймечиты проявляется в развитии магнетита, биотита, талька, кальцита и гумита.

В следующую фазу интрузивной деятельности, после завершения эффузивных процессов, образовались интрузии дунит-перидотитового и дунитового или оливинитового состава (Гулинская и Бор-Юряхская интрузии междуречья Меймечи — Котуя и массивы Одихинча и Кугда на правом берегу среднего течения р. Котуя). Перечисленные интрузии, кроме Гулинской, прорывают эффузивную толщу предположительно верхнепермско-нижнетриасового возраста.

Массивы, в которых щелочные породы (ийолиты, мельтейгиты, щелочные и нефелиновые сиениты) тесно связаны с ультраосновными породами, представляют собой сложные интрузии, образовавшиеся в несколько фаз. В интрузиях Одихинча и Кугда щелочные породы, по-видимому, преобладают над ультраосновными. В Гулинской и Бор-Юряхской интрузиях наблюдаются обратные соотношения. Более молодой возраст щелочных пород доказывается тем, что дуниты и перидотиты Гулинского массива (также, по-видимому, Бор-Юрях и на правом берегу р. Котуя) прорываются жилами ийолитов. Последними же внедрились щелочные и нефелиновые сиениты.

Расположенная на северной окраине Сибирской платформы Гулинская интрузия дунито-перидотитов является самым крупным интрузивным массивом рассматриваемого района. Площадь выходов интрузии превышает 400 км². Интрузия вытянута на западе в широтном, на востоке — в северо-восточном направлении. Ее южный контакт имеет крутое падение, северный — пологое. Есть предположение о связи формы и внутренней структуры интрузии с разломами, ограничивающими здесь Сибирскую платформу с севера. Находящаяся в 100 км к югу от Гулинского массива Бор-Юряхская интрузия обнажается на площади всего 15 км². Она, как указывает Ю. М. Шейнманн, по-видимому, представляет собой шток или купол, приподнимающий осадочные породы. Примерно таков же характер залегания в интрузиях Одихинча и Кугда.

Ультраосновные породы всех интрузий, кроме Гулинской, представляют собой существенно оливиновые породы (дуниты и оливиниты). В Гулинском массиве широко развиты перидотиты. К жильной фации Гулинской интрузии относятся магнетитовые пироксениты и перидотиты,

биотит-пироксеновые порфиroidные перидотиты, биотит-пироксеновые пикритовые порфириты, а также мончикиты и другие обогащенные щелочами ультраосновные породы. Магнетитовые пироксениты и перидотиты образуют довольно крупные линзовидные тела площадью до нескольких квадратных километров, залегающие исключительно внутри Гулинской интрузии. По-видимому, позже образовались широко распространенные маломощные дайки биотит-пироксеновых пикритовых порфиритов и других выше названных пород.

Контактный метаморфизм перидотитов Гулинской интрузии в значительной мере маскируется более сильным контактовым воздействием щелочных интрузий. Базальты в контактах с дунитами-перидотитами превращены в роговики. Карбонатные породы, вмещающие Бор-Юряхскую интрузию, на расстоянии до 1 км мраморизованы.

В следующую фазу магматизма происходило образование бесполевошпатовых щелочных пород ряда уррита-якупирангита. Среди них преобладают средние члены ряда: ийолиты и мельтейгиты. Породы этой фазы магматизма широко распространены в районе. У восточной его границы (на правом берегу р. Котуя) находятся несколько сложных интрузий, в которых значительная роль тоже принадлежит ийолитам и мельтейгитам (Одихинча, где площадь выходов составляет более 50 км², Маган — около 30 км², Кугда — 25 км²). Определенную роль эти породы играют и в сложной Гулинской интрузии. Отмечается еще ряд более мелких интрузий аналогичного состава площадью от 1 до 4 км².

Установлению формы интрузий препятствует плохая обнаженность. Большинство рассматриваемых интрузий залегает среди карбонатных отложений нижнего палеозоя. Контуры таких массивов округло изометричные или овальные. Падение контактовых поверхностей интрузий крутое, почти вертикальное. Имеются указания, например у В. Е. Савицкого, о том, что некоторые из этих массивов приподнимают вмещающие породы, создавая мелкие куполовидные структуры (Маган, Одихинча).

Различные бесполевошпатовые щелочные породы связаны между собой постепенными изменениями минералогического состава. Ийолит-мельтейгиты богаты цветными минералами. Это темно-серые, зеленовато-серые среднезернистые, мелкозернистые до тонкозернистых породы. Главными породообразующими минералами являются титан-авгит, нефелин, эгирин-авгит, эгирин-диопсид, биотит. Аксессуарные минералы представлены апатитом, рудными минералами, сфеном, а вторичные минералы — кальцитом и канкринитом. Структура пород гилпидиоморфнозернистая или порфиroidная. Широко развиты структуры метасоматического или бластического характера. Породы рассматриваемых интрузий часто интенсивно автометаморфизованы, с образованием слюд биотит-флогопитового ряда, меланита, апатита и других минералов.

Воздействие на вмещающие породы щелочных интрузий наиболее сильно проявилось в Гулинской интрузии, где наблюдаются активные контакты с известняками, эффузивами щелочного, ультраосновного и основного состава, а также дунитами и перидотитами. В контакте с карбонатными породами наблюдается мощная зона (в среднем около 0,5 км) контактово-метаморфических пород, в составе которых преобладают диопсид, эгирин-диопсид, слюда биотит-флогопитового ряда, меланит, гроссуляр, нефелин, кальцит, магнетит, апатит, мелилит. Эти породы по ряду признаков очень близки к магнезиальным скарнам. Интенсивно изменены высокотемпературным метасоматозом (образование биотита, флогопита, клиногуммита и др.) и названные выше изверженные породы. Проявления контактового метаморфизма других щелочных интрузий недостаточно изучены. Возле контактов таких интрузий, залегающих среди карбонатных отложений, отмечается скарниро-

вание этих пород (образование диопсида, граната, тремолита) на расстоянии до 1 км.

Щелочные и нефелиновые сиениты в количественном отношении резко подчинены бесполовошпатовым щелочным породам. Они не были встречены вне контуров сложных интрузий (Гулинской, Одихинча, Кугда, Маган), в которых они тесно ассоциируются с ультраосновными и бесполовошпатовыми щелочными породами. Обычно они образуют небольшие, по-видимому, штокообразные тела площадью в несколько десятков метров и маломощные жилы.

Образованием щелочных и нефелиновых сиенитов, очевидно, заканчивается магматическая деятельность в этом районе. Возрастные взаимоотношения щелочных сиенитов с нефелиновыми не установлены. Нефелиновые сиениты встречаются реже щелочных.

Среди щелочных сиенитов есть разновидности, в различной степени обогащенные цветными минералами. Лейкократовые породы имеют светло-серую и желтоватую окраску, меланократовые — темно-серый и зеленовато-серый цвет. Встречаются все разновидности — от крупнозернистых до тонкокристаллических. Структура пород трахитоидная, гипидиоморфнозернистая или порфиroidная. Минералогический состав определяется присутствием калиевого полевого шпата, пироксена (эгирин-диопсид, эгирин-авгит), иногда щелочного амфибола. Акцессорными минералами являются сфен, апатит, рудные минералы, а вторичными — альбит, кальцит, гидроокислы железа.

Среди нефелиновых сиенитов преобладают мезократовые и меланократовые разновидности с различными размерами зерна. Структура этих пород гипидиоморфнозернистая, порфиroidная, призматическизернистая. Главные породообразующие минералы представлены калиевым полевым шпатов, нефелином, эгирин-диопсидом, эгирин-авгитом, канкринитом, эгирином, щелочным амфиболом, а акцессорные — сфеном, апатитом, иногда цирконом и флюоритом.

Среди магматических пород Гулинской интрузии Ю. М. Шейнманом установлены кристаллические карбонатные породы кальцитового и доломитового состава, которые он назвал карбонатитами, считая, что образование их связано с эндогенными процессами, заканчивающимися формированием интрузии. Позднее выдвигалась гипотеза о первичноосадочном происхождении этих пород (Е. Л. Бутакова, Е. М. Эпштейн). Однако вопрос об их генезисе в настоящее время еще нельзя считать окончательно решенным.

* * *

Характеризуя проявления траппового вулканизма в восточной части рассматриваемой территории, нужно отметить, что они совершенно аналогичны тем, которые были приведены выше для Тунгусской синеклизы. Можно лишь указать, что роль изверженных пород трапповой формации в геологическом строении этой области гораздо меньшая, чем в Тунгусской синеклизе. Наиболее широкое развитие как эффузивных, так и интрузивных траппов отмечается в пределах полосы нижнего палеозоя, протягивающейся из низовьев р. Котуя к низовьям р. Оленек и на Оленек-Вилуйском водоразделе. В остальных местах отмечается наличие небольших по мощности даек (от 5 до 25 м), прослеживающихся по простиранию на десятки и даже сотни километров, например, Оленекская дайка имеет длину 180 км.

В пределах Анабарского щита также зафиксировано наличие ряда даек пород трапповой формации, причем мощность их в отдельных случаях достигает нескольких десятков метров. Вещественный состав пород в этих районах ничем существенным не отличается от описанных выше пород. Интрузивные породы трапповой формации в пределах Анабарского щита характеризуются довольно широким распространением таких дифференциатов траппов, как долериты с микропегматитом.

Кимберлиты. Следует особо остановиться на недавно обнаруженных здесь кимберлитах, представляющих собой весьма интересные и своеобразные образования. Необходимость самостоятельного описания кимберлитов диктуется тем, что имеющиеся в настоящее время данные не позволяют сделать определенные выводы о связи этих пород с какой-либо определенной фазой вулканизма. Область распространения кимберлитов приурочена к той части Анабарской антеклизы, в геологическом строении которой главная роль принадлежит карбонатным породам нижнего и среднего палеозоя. Территориально эта область охватывает бассейн левых притоков р. Вилюя, Оленек-Вилюйский водораздел и протягивается далее на север в среднее течение р. Оленек, распространяясь здесь как на Оленек-Анабарский, так и на Лено-Оленекский водоразделы.

О морфологии кимберлитовых тел и их вещественном составе можно судить по трубке взрыва, обнаруженной в 1955 г. Д. С. Соловьевым в верховьях р. Алакит.

Кимберлитовое тело, представляющее собой трубку взрыва, прорывает известняки нижнего ордовика. В плане она имеет эллипсоидную форму с осями 220 и 300 м. Контакт с вмещающими известняками довольно резкий. Кимберлитовая порода, слагающая трубку, характеризуется в общем брекчиевой текстурой и неоднородным составом. Брекчиевая текстура обусловлена многочисленными включениями различных по величине (до 20 см) обломков пород и вкрапленников минералов, сцементированных сильно измененной карбонатно-серпофитовой, иногда с примесью хлорита, основной массой. Центральная часть трубки сложена мелкозернистой, слегка слоистой, светло-серой массой, состоящей из серпентина с небольшим количеством включенных обломков пород и минералов. Ближе к контакту количество обломочного материала значительно возрастает. В общем соотношение между обломками и цементом варьирует в широких пределах и выражается в большинстве случаев примерно равными объемами.

По составу обломки представлены: а) полностью серпентинизированными породами типа пикритового порфирита, б) известняками, доломитизированными известняками, глинисто-карбонатными, хлорито-карбонатными и кремнисто-карбонатными сланцами и в) кристаллическими сланцами. Из минеральных включений характерны округлые зерна граната пиропового ряда, обломки пикроильменита и магнетита, пластинки флогопита, мелкие призмочки апатита и отдельные зерна алмаза. В некоторых участках трубки кимберлитовая порода сильно кальцитизирована и хлоритизирована, а местами рассекается магнетитовыми жилками мощностью 3—7 см. Из небольшого объема опробованного элювия кимберлитов было извлечено несколько зерен алмазов.

Другие трубки, приуроченные к Оленекско-Вилюйскому водоразделу, по форме и составу в общем сходны с описанной выше, хотя в некоторых из них имеются участки менее измененных пород, содержащих свежий оливин.

Кроме перечисленных выше минералов, здесь встречается хромдиопсид.

Почти постоянное присутствие в кимберлитовых трубках в ассоциации с алмазом таких устойчивых к процессам выветривания минералов, как пироп, пиройльменит и хромсодержащий диопсид, позволило считать эти минералы спутниками алмазов. Тем самым устанавливаются достаточно надежные поисковые критерии, обеспечившие нахождение отдельных трубок и открытие новых алмазоносных районов.

Кимберлитовые тела, приуроченные к бассейнам рр. Омонос и Чамурдах, были открыты в 1956 г. при помощи шлиховой съемки и наземной магнитометрии. Они представлены в большинстве своем трубками взрыва, эллипсоидной формы и, кроме того, в верховьях р. Ча-

мурдах дайкообразными телами. Наиболее крупное из дайкообразных тел имеет длину 70 м и ширину около 5 м. Другое сравнительно маломощное тело, еще более похоже по форме на дайку, имеет мощность 2 м и длину около 200 м.

В общем все кимберлитовые тела в бассейне р. Чамурдах простираются по азимуту СВ 50° и приурочены к одной зоне, прослеженной в этом же направлении примерно на 30 км, что свидетельствует, по-видимому, о ее тектонической природе. Породами, вмещающими кимберлиты, являются горизонтально залегающие карбонатные отложения верхнего кембрия.

По внешнему виду кимберлиты бассейна рр. Омонос и Чемурдах очень схожи с кимберлитами Оленекско-Виллюйского водораздела. Они также богаты включениями обломков вмещающих пород, обломков пикритового порфирита и содержат гранат пиропового ряда, пикроильменит, хром-диопсид, флогопит и отдельные зерна алмаза, т. е. все типичные минералы, свойственные описанным выше кимберлитам.

ТЕКТОНИКА

В пределах северной части Сибирской платформы расположены две главные структуры—Анабарская антеклиз и Тунгусская синеклиза.

Древнейшей является Анабарская антеклиз. Она расположена в северо-восточной части платформы и занимает территорию между долинами р. Котуя на западе, р. Хатанги и Хатангского залива — на севере, р. Лены — на востоке и верховьями рр. Оленек и Мархи — на юге.

От Тунгусской синеклизы Анабарская антеклиз отделяется дизъюнктивной зоной, вытянутой меридионально вдоль долины р. Котуя. На северо-западе и севере Анабарскую антеклиз окаймляют Лено-Хатангская, а на востоке Ленская впадины (периферические синеклизы, по мнению И. П. Атласова) — краевые прогибы, граничащие с сопряженными с ней Таймырской и Верхоянской складчатыми областями.

В современной структуре Анабарской антеклизы отчетливо выделяется Центральное Анабарское сводовое поднятие, в пределах которого на дневную поверхность выходят архейские метаморфические породы ядра Анабарской антеклизы. В нижнем течении р. Оленек на восточной периклинали Анабарской антеклизы располагается Оленекское сводовое поднятие, в центре которого обнажаются отложения протерозоя, синия и нижнего кембрия, окруженные более молодыми осадками. К югу от Оленекского поднятия и к юго-востоку от Центрального Анабарского поднятия И. П. Атласов выделяет Мунское сводовое поднятие, расположенное по левобережью р. Лены. В своде Мунского поднятия обнажаются породы среднего кембрия, а по северной и западной его периклиналям—верхнекембрийские отложения. К востоку и юго-востоку кембрийские отложения погружаются под юрские осадки. В северной части Анабарской антеклизы выделяется Лено-Попигайский вал, ось которого протягивается от верховьев р. Попигая в юго-восточном направлении к бассейну р. Молодо.

На юго-западной периклинали Анабарской антеклизы Я. И. Полькин выделяет Аганьлийскую впадину, представляющую собой мульдообразный прогиб широтного простирания, заполненный меловыми — третичными (?) и четвертичными отложениями. К юго-западу от Аганьлийской впадины на той же периклинали Анабарской антеклизы расположена Муруктинская внутриплатформенная впадина. Она представляет собой широкий мульдообразный прогиб, вытянутый в северо-восточном направлении.

Западная, более широкая часть Муруктинской впадины фактически относится уже к зоне сочленения Анабарской антеклизы с Тунгусской синеклизой. Кроме перечисленных структур, И. П. Атласов относит

к Анабарской антеклизе Попигаийский грабен, который мы склонны рассматривать как специфическое проявление зоны сочленения ее с Таймырской депрессией.

Тунгусская синеклиза является наиболее крупной структурой Сибирской платформы. В описываемую нами территорию входит лишь ее северная часть. С запада, севера и востока она ограничена дизъюнктивными зонами, с которыми связаны здесь локальные пликативные деформации. Они выделяются как зоны сочленения Тунгусской синеклизы со смежными геоструктурами.

Непосредственно северная часть Тунгусской синеклизы представляет собой несколько вытянутую в меридиональном направлении очень пологую гигантскую мульду, выполненную морскими отложениями нижнего и среднего палеозоя, континентальными, терригенными образованиями преимущественно пермского возраста и вулканогенными породами трапповой формации. В границах описываемой территории ширина синеклизы изменяется от 400 км на севере до 550 км на юге.

На составленной С. В. Воскресенским карте кровли пермских отложений Тунгусской синеклизы видно, что между меридианами 91 и 94° в. д. располагается вытянутая с севера на юг полоса наиболее глубокого залегания кровли пермских отложений — здесь они опущены ниже уровня моря. Таким образом, Тунгусская синеклиза является структурой асимметричной; ее западные склоны круче восточных и наиболее погруженные части цоколя, по-видимому, ближе к западному борту синеклизы.

Тунгусская синеклиза не переходит постепенно в прогиб Таймырской депрессии, как это может показаться при поверхностном рассмотрении геологической карты, а отделена от депрессии валообразным поднятием, намечающимся в среднем течении рр. Аяна и Аякли, по данным А. А. Кордикова и П. И. Кабанова, и в бассейне рр. Авама, Кыстыктаха и Микчанды, по данным В. С. Домарева.

Тунгусская синеклиза является вмещителем обширного лавового поля. Мощность пород эффузивного комплекса колеблется от десятков метров по окраинам синеклизы до 1500 м и более в ее внутренних частях. Наибольшие мощности приурочены к полосе меридионального простирания, располагающейся непосредственно к востоку от Норильских озер, где, по последним данным, В. А. Марковского и А. А. Межвилка, видимая мощность лавовой свиты достигает 1400—1600 м, а действительная, по косвенным данным, определяется в 2200 м.

Согласно общим представлениям о Тунгусской синеклизе, в ее западной половине лавовые покровы наклонены на восток, а в восточной половине — на запад. Кроме того, имеются данные, свидетельствующие о горизонтальном и почти горизонтальном залегании лавовой свиты в центральной части плато Путорана.

Структурой второго порядка, развитой непосредственно в пределах Тунгусской синеклизы, является Путоранское сводовое поднятие. Последнее впервые было выделено Я. И. Полькиным. Установить наличие указанного поднятия позволили наблюдения, произведенные над положением подошвы лавовой свиты в ядре и на периклиналях этой структуры. В центральной части Путоранского поднятия она имеет на 200—250 м более высокие отметки, чем на периферии структуры. Свод и периклинали поднятия сложены мощной толщей базальтов, а ядро более древними образованиями — пермо-триасовой туфовой свитой и пермскими терригенными отложениями. При определении амплитуды сводового поднятия Я. И. Полькин исходил из предположения, что формирование лавовой свиты происходило в условиях компенсационного погружения Тунгусской синеклизы. Таким образом, к концу завершения лавовых излияний синеклиза мало отличалась в высотном отношении

от остальных сопредельных областей Средне-Сибирского плоскогорья. В последующие периоды центральная часть северной половины Тунгусской синеклизы испытывала интенсивное поднятие, вследствие чего лавовая свита оказалась поднятой по отношению к смежным частям платформы более чем на всю ее мощность, достигающую, по данным Я. И. Полькина, 1200 м. Вот почему подошва лавовой свиты в центральной части Путоранского свода имеет высотную отметку на 200—250 м больше, чем на периферии. Учитывая же вероятный эрозионный размыв верхних горизонтов лавовой свиты. Я. И. Полькин допускает, что амплитуда поднятия здесь должна быть гораздо большей и достигать 2000 м. Начало сводового поднятия Я. И. Полькин относит к концу нижнего и началу верхнего мела. Следы этого поднятия, по его мнению, фиксируются верхнемеловыми (?) конгломератами, встреченными в основании четвертичных отложений Муруктинской котловины и других понижений.

Интересные, но недостаточно точные данные о положении и размерах Путоранского сводового поднятия были получены П. С. Вороновым в результате анализа рельефа и гидросети этого региона, применительно к построению им неотектонической схемы севера Средней Сибири. Путоранское сводовое поднятие, по представлению П. С. Воронова, располагается в северной части синеклизы, примерно между 90 и 95° в. д. Оно имеет правильную овальную форму с центром несколько северо-восточнее оз. Аян. К началу четвертичного периода свод был разбит на отдельные блоки сетью радиальных и концентрических трещин, по которым якобы произошло оседание центральной части свода на 1500—1600 м, в результате чего возникла обширная котловина, названная П. С. Вороновым «кратером оседания». Геологические исследования, произведенные в центральной части плато Путорана в 1955 г. А. А. Межвилком и В. А. Марковским, а также изучение гипсометрических карт, составленных по последним данным аэрофотосъемочных работ, не подтверждают некоторых положений П. С. Воронова, касающихся тектоники этой части Сибирской платформы. Данные анализа рельефа по вышеупомянутым материалам указывают, что на месте «кратера оседания» располагается участок плато, существенно не отличающийся в гипсометрическом отношении от соседних участков. Наблюдения над поведением маркирующих горизонтов лавовой свиты в этом районе, по данным А. А. Межвилка, тоже не подтверждают существования «кратера оседания».

Построенная С. В. Воскресенским карта положения кровли пермских отложений показывает, что поднятие развивалось в северо-восточной части Тунгусской синеклизы со сводом между 96 и 98° в. д. Сводовая часть этого поднятия охватывает верховья рр. Котуя и Аякли, а также район озер Харпича, Себяки и Нёрангда. Северные, восточные и южные контуры Путоранского сводового поднятия намечены С. В. Воскресенским по положению кровли пермских отложений, обнажающихся кое-где на соответствующих участках Тунгусской синеклизы. Что касается поведения кровли пермских отложений на западном крыле сводового поднятия, то прямые данные такого порядка отсутствуют, а косвенные соображения о характере погружения здесь на запад кровли пермских осадков не вполне убедительны. Поэтому не исключена возможность, что западные и северо-западные контуры Путоранского сводового поднятия могут быть несколько раздвинуты, а само поднятие занимает большую площадь, чем это показано на схеме С. В. Воскресенского.

В настоящее время Я. И. Полькин на основании новых полученных им данных о строении рельефа разных частей Путоранского поднятия приходит к выводу, что свод поднятия с течением времени менял свое положение, в общем мигрируя в западном направлении.

Говоря о разломах Тунгусской синеклизы, следует отметить, что в пределах последней проявления дизъюнктивной тектоники незначительны. Подавляющее число разрывов как с перемещениями крыльев, так и без подвижек — трещин растяжения — приурочено к ее периферии и главным образом к зонам сочленения Тунгусской синеклизы с другими крупными геоструктурами.

В. А. Марковский, работавший непосредственно к западу и юго-западу от оз. Аян, выделяет среди разрывных нарушений разломы нижнетриасового, мезо-кайнозойского (доледникового) и послеледникового возраста. Описывая мезо-кайнозойские разломы, он указывает на их сравнительно широкое распространение и приуроченность к ним большинства крупных речных и озерных долин. К числу долин такого тектонического происхождения относится долина оз. Аян и р. Аян и сквозная долина р. Курейки — оз. Дюпкун. Возраст четвертичных послеледниковых нарушений устанавливается В. А. Марковским на основании того, что эти разломы пересекают останцевые вершины, склоны плато и долины с чехлом ледниковых отложений.

По-видимому, к новейшим разломам следует отнести зияющие трещины, не использованные речной системой; ширина их 10—15 м, иногда больше. Глубина незаасыпанной делювием части таких расщелин 10—20 м. Прослеживаются они по простиранию от 1 до 10 км, а серии таких трещин — на десятки километров. В 1954 г. такие трещины наблюдались В. В. Ермоловым в районе верховьев рр. Кочучумо и Курейки и в 1955 г. В. А. Марковским в бассейне р. Хихакаль.

При изучении зон взаимопереходов от Тунгусской синеклизы к Енисейской складчатой области на западе, к Таймырской депрессии и Таймырской складчатой области на севере и к Анабарской антеклизе на востоке можно убедиться в том, что кажущаяся постепенность таких переходов по существу отсутствует.

Промежуточные зоны самим характером геологических элементов дают представление о своих качественно отличных структурных особенностях, что вызывает необходимость выделить их как самостоятельные структуры под названием «зон сочленения» (название, предложенное для южной части Сибирской платформы П. Е. Оффманом).

Отличительными чертами этих зон является специфическая их раздробленность: большое количество разломов, простирающихся преимущественно вдоль зон сочленения или под некоторыми углами к последним, а также значительное развитие локальных пликативных нарушений, не выходящих за пределы зон сочленения, хотя и выдерживающихся на некотором расстоянии по их простиранию.

Все имеющиеся геологические и геофизические данные показывают, что в основании зон сочленения Тунгусской синеклизы со смежными геоструктурами, очевидно, существуют весьма древние, по-видимому, докембрийские, региональные глубинные разломы кристаллического доколя. Они, вероятно, существовали еще до образования Анабарской антеклизы и Тунгусской синеклизы (В. А. Вакар, П. С. Воронов, Р. М. Деменицкая, 1956 г.). Такие разломы, по-видимому, активизируются в процессе последующих тектонических движений, явились естественными границами крупных геоструктур. Во время образования трапповой формации такие разломы послужили подводящими каналами для основной и ультраосновной магмы. С последней же связаны целые серии эндогенных месторождений ценнейших полезных ископаемых. Продолжая активизироваться под воздействием мезо-кайнозойских тектонических процессов, разломы кристаллического доколя вызывали в верхнем структурном этаже сравнительно мелкие разрывы и локальные пликативные дислокации, которые накладывались на периферические части Тунгусской синеклизы и Анабарской антеклизы, видоизменяя их.

Меридиональная зона разломов, осложненная пликативными дислокациями, которая развита вдоль западной окраины Тунгусской синеклизы, выделяется под названием зоны сочленения с Енисейской складчатой областью. Непосредственно к этой зоне сочленения относится Хантайско-Рыбнинское валообразное поднятие и подобные же структуры к югу от него, по существу являющиеся его непосредственным продолжением, а также расположенная вдоль края Тунгусской синеклизы полоса, к которой приурочена целая серия северо-северо-восточных, меридиональных и северо-северо-западных разломов, осложненных локальными пликативными деформациями иногда с довольно крутыми углами падения слоев. Зона сочленения синеклизы с Енисейской складчатой областью имеет северо-северо-западное, почти меридиональное простирание. Ширина ее 100—125 км.

Центральная и в то же время самая крупная пликативная структура, расположенная в пределах зоны сочленения, имеет форму широкого и пологого вала, строение которого отчетливо выявляется в низовьях р. Курейки. Шарнир складки имеет здесь северо-западное простирание и пересекает р. Курейку в 73—74 км выше ее устья. В этом же направлении происходит и погружение шарнира. Ядро антиклинального поднятия сложено породами ордовика, собранными в мелкие пологие складки, которые нередко нарушены незначительными сбросами северо-западного и западного простирания с амплитудой, исчисляемой десятками метров.

Севернее, в пределах долины р. Кулумбе, выступает широкая антиклинальная складка, имеющая северо-восточное простирание. Она пересекает р. Хантайку в ее среднем течении, протягивается к среднему течению р. Рыбной, погружается к северо-востоку от оз. Мелкого и скрывается под осадками верхнего палеозоя. Здесь эта структура известна под названием Хантайско-Рыбнинского вала. Ширина антиклинального поднятия достигает 50—70 км.

Хантайско-Рыбнинское валообразное поднятие имеет в общем симметричное строение; углы падения на крыльях составляют 7—8°, редко больше. В ядре поднятия выходят породы верхнего кембрия, а крылья сложены отложениями ордовика, силура, девона и карбона. Н. Н. Урванцев высказывает предположение о том, что формирование этого поднятия, возможно, началось в девоне. Следует иметь в виду, что в бассейне р. Курейки на продолжении этой же структуры к югу отложения силура залегают с угловым несогласием на породах ордовика. Таким образом, эта структура, по-видимому, заложена в период развития каледонид в сопряженной Енисейской складчатой области и продолжала развиваться в верхнем палеозое и начале мезозоя в связи с герцинидами Таймыра.

Разрывные нарушения непосредственно зоны сочленения Тунгусской синеклизы с Енисейской складчатой областью развиты преимущественно по ее западному краю. Наиболее значительным по масштабам является сброс вдоль долины р. Туколанды (азимут от 10 до 35°). Амплитуда сброса в верховьях р. Туколанды 1600—2400 м, причем опущено восточное крыло. На западном крыле Хантайско-Рыбнинского вала наблюдается ряд более мелких сбросов, по-видимому, ступенчатого характера, в результате которых западный край платформы опущен под мезо-кайнозойские осадки Западно-Сибирской низменности. Из Норильского района разломы протягиваются далее на юг. Они хорошо выражены в бассейне нижнего течения р. Курейки, где образуют зону, проходящую в 4—5 км к северо-востоку от Мундуйского озера. Здесь зафиксирован ряд сбросов меридионального простирания, по которым западные участки подняты по отношению к восточным.

Региональные разломы, близкие к широтному направлению, разви-

тые по северному краю Сибирской платформы, относятся собственно уже к северному борту Тунгусской синеклизы.

Между весьма пологими восточными склонами Тунгусской синеклизы и западными Анабарской антеклизы, обладающими углами падения, редко превышающими $1-2^\circ$ и лишенными крупных разломов, резко выделяется как своеобразная в структурном отношении пограничная полоса между синеклизой и антиклизой — зона их сочленения. Эта зона отличается от склонов Тунгусской и Анабарской антеклиз в первую очередь большей раздробленностью, частыми, а иногда и крупными разломами, прослеживаемыми на значительные расстояния, а также значительным проявлением резких, но территориально связанных с разломами пликативных дислокаций и, наконец, интенсивным магматизмом, выраженным многочисленными интрузиями основного и ультраосновного состава. При этом последние, очевидно, связанные с весьма глубинными разломами, приурочены лишь к территории зоны сочленения и не выходят за ее пределы.

Зона сочленения Тунгусской синеклизы с Анабарской антеклизой протягивается с юга, от бассейна рр. Верхнего, Среднего и Нижнего Виллюйкана, вдоль долины р. Мойеро, к среднему течению р. Котуя, затем далее следует в бассейн р. Чангоды и верховьев р. Туколана, охватывает верховья рр. Маймечи и Амбардака и уходит к низовьям р. Котуя. Общее направление этой зоны в пределах описываемой территории меридиональное. Ширина ее непостоянна и колеблется от 80 до 150 км. Интенсивное проявление разрывной тектоники и широкое развитие основных и ультраосновных интрузий, в частности субвулканов, с породами ультраосновного и щелочно-ультраосновного состава свидетельствуют о том, что вдоль восточного края Тунгусской синеклизы в цоколе платформы существуют глубинные расколы. Они, во-первых, способствовали в пределах этой зоны проникновению ультраосновной магмы в верхние горизонты земной коры и, во-вторых, являлись причиной возникновения в верхних структурных ярусах разновозрастных повторных дизъюнктивных и пликативных деформаций.

Глубинный характер разломов зоны сочленения синеклизы с антеклизой подтверждается наличием интенсивных положительных магнитных аномалий, прослеженных на большие расстояния по этой зоне и свидетельствующих о внедрении по разломам основных и ультраосновных интрузий. Крупные дизъюнктивные нарушения, установлены в архейском цоколе геофизическими методами (Р. М. Деменицкая), по-видимому, проявляются в последующих структурных этажах в виде флексуры, осложненной сравнительно мелкими разломами.

Наряду с разрывными нарушениями в зоне сочленения Тунгусской синеклизы с Анабарской антеклизой широко распространены пликативные нарушения локального характера. Чаще всего это изолированные складки, образование которых непосредственно связано с разломами. Складки обычно меридионального простирания имеют ширину от сотен метров до $1-2$ км. Углы падения слоев на крыльях от $5-7$ до $10-20^\circ$, иногда круче. Так, например, в среднем течении р. Кунтыкахи силурийские известняки образуют пологие антиклинальную и синклинальную складки северо-западного направления шириной 600 и 400 м, с падением пластов в крыльях под углом $6-7^\circ$.

Разрывы часто фиксируются дайками долеритов, с внедрением которых тесно связаны во времени дополнительные как дизъюнктивные, так и пликативные нарушения, что хорошо видно в целом ряде обнажений по р. Котую.

В пределах восточного борта синеклизы располагаются три достаточно крупные структуры второго порядка: Гулинское, Бор-Юряхское и Чиридинское сводовые поднятия.

Гулинское сводовое поднятие располагается в северной части восточного борта Тунгусской синеклизы, или, точнее, на пересечении его с северным бортом, в пределах бассейна р. Гули, правого притока р. Маймечи. Размеры его неясны, так как северная часть поднятия погружена под четвертичные отложения. Свод и крылья поднятия сложены эффузивными покровами щелочных базальтоидов пермо-триасового возраста, а ядро более древними, сильно скарнированными породами, условно отнесенными к верхнему карбону. Участие в строении структуры пермо-триасовых щелочных базальтоидов и непосредственная связь сводового поднятия с внедрением ультраосновной Гулинской интрузии, несколько более молодого возраста, чем щелочные базальтоиды, свидетельствуют о том, что образование Гулинского сводового поднятия следует относить к нижнему триасу.

Бор-Юряхское куполообразное поднятие находится на междуречье Котуя и Маймечи, в 125 км севернее Гулинского поднятия. Диаметр его достигает 10—15 км. Северные, западные и южные склоны поднятия сложены осадками среднего кембрия, а ядро — отложениями нерасчлененного нижнего и среднего кембрия с углами падения 3—5°. Внутренние части описываемого поднятия представляют собой интрузивное штокообразное тело, до 3,5 км в поперечнике, сложенное дунитами. Время внедрения Бор-Юряхской интрузии и образования поднятия не может быть непосредственно установлено с достаточной точностью из-за отсутствия здесь осадков моложе среднего кембрия. Но так как Бор-Юряхская и Гулинская дунитовые интрузии и связанные с ними поднятия, очевидно, одновозрастны, то Бор-Юряхскую структуру, вероятно, так же как и Гулинскую, следует относить к нижнему триасу.

Чириндинское сводовое поднятие, по представлению Я. И. Полькина, имеет овальную форму, длинная ось которой ориентирована в северо-северо-западном направлении. Длина поднятия около 100 км, а ширина около 80 км. Западное и восточное крылья поднятия сложены силурийскими и пермскими отложениями, падающими под углом 2—5°. Восточное крыло осложнено рядом более мелких складок, иногда нарушенных сбросами, по которым внедрились силлы долеритов. В ядре вскрываются известняки верхнего ордовика, полого падающие на запад и на восток под углом 2—3°. Южная периклиналь структуры, прослеживающаяся до истоков р. Сиды, кроме силурийских и пермских отложений, сложена породами туфовой и лавовой свит. Местами отложения перми и туфовой свиты отсутствуют, и в таких случаях лавы ложатся непосредственно на силурийские осадки. Северная периклиналь поднятия прослеживается до оз. Чиринды, где оно скрывается под мощной толщей лавовых покровов. Отсутствие в своде поднятия отложений перми и туфовой свиты, а также залегание лавовой свиты непосредственно на известняках силура свидетельствуют о том, что поднятие образовалось после накопления туфовой свиты, но до излияния базальтов лавовой свиты. Перерыв между образованием этих двух свит должен был быть настолько значительным, что за это время смогли подвергнуться размыву туфы и подстилающие их отложения, вплоть до силура.

Наблюдения С. В. Воскресенского, произведенные на том участке бассейна р. Котуя, который Я. И. Полькин относит к периферической части западного склона поднятия, свидетельствуют о наличии и здесь большого количества мелких пликтивных дислокаций и разрывных нарушений. Все это говорит о том, что Чириндинская структура не является простым сводовым поднятием, а представляет собой значительно более сложную структуру. Чириндинское поднятие, вероятно, является или горстом, осложненным в периферических частях локальными пликтивными нарушениями, или же структурой облекания над приподнятым блоком доколя.

Строение зоны сочленения Тунгусской синеклизы с Таймырской депрессией изучено слабее, чем зон сочленения ее с Енисейской складчатой областью и Анабарской антеклизой. Это обусловлено отчасти тем, что значительная часть лежащих в ее основании разломов северо-северо-восточного простирания скрыта под мезо-кайнозойскими отложениями Таймырской депрессии. Поэтому лишь кое-где по северному краю лавового плато фиксируется сброс, близкий к широтному простиранию с опущенным северным крылом. Возможно, что не везде этот сброс проявляется в верхних структурных ярусах, вызывая в них лишь флексуру. Между тем, судя по геофизическим данным (Р. М. Деменицкая), здесь в цоколе имеется глубинный разлом или ряд разломов, заполненных основными и ультраосновными интрузиями. Стык двух зон сочленения Тунгусской синеклизы — с Енисейской складчатой областью и с Таймырской депрессией — характеризуется развитием серии норильских дифференцированных интрузий траппов, с ультраосновными фациями которых связаны медно-никелевые месторождения. Пересечение меридиональных разломов восточной зоны сочленения Тунгусской синеклизы с разломами северо-северо-восточного простирания северной зоны сочленения синеклизы обусловило внедрение крупного субвулкана — Гулинской ультраосновной интрузии, с которой связано образование месторождений флогопита и редких металлов.

Краевое валообразное поднятие является крупной структурой северной зоны сочленения Тунгусской синеклизы. Эта структура замыкает синеклизу с севера, отделяя ее от Таймырской депрессии. Вдоль северного края синеклизы, по данным В. С. Домарева, намечается крупная и очень пологая складка, имеющая простирание, близкое к широтному. В районе р. Микчанды ширина структуры более 50 км. Структура представляет собой как бы продолжение Хантайско-Рыбнинского вала. Ее ось лежит здесь на одной линии с шарниром северо-восточной части вала, и, очевидно, эти две структуры имеют тесную генетическую связь.

Краевое валообразное поднятие, вероятно, продолжается и восточнее северного края Тунгусской синеклизы, переходя в зону сочленения Анабарской антеклизы с Таймырской депрессией. Подтверждением этого является наличие широтных складок в северо-западной части склона Анабарской антеклизы.

К востоку-северо-востоку от этих структур, в пределах той же зоны, в бассейне р. Попигая известен так называемый Попигайский грабен, заполненный пермо-триасовыми агломератовыми туфами трапповой формации. Наряду с туфами базальтового состава встречены туфы щелочных базальтоидов. Огромные размеры грабена, площадь которого исчисляется сотнями квадратных километров, и целые серии разломов, установленных восточнее его, в пределах Попигайско-Анабарского водораздела, свидетельствуют о чрезвычайной раздробленности этой части зоны сочленения Анабарской антеклизы с Таймырской депрессией в верхнем палеозое и начале мезозоя.

Еще одна дизъюнктивная зона, подобная зоне сочленения Тунгусской синеклизы с Анабарской антеклизой, располагается восточнее, непосредственно в пределах Анабарской антеклизы. Она имеет меридиональное направление и прослеживается вдоль р. Анабара, далее на юг в среднем течении р. Оленек и южнее вдоль р. Мархи, левого притока р. Вилюя.

Характерно, что именно к бассейну р. Анабара приурочена одна из трех меридиональных полос (114° в. д.), по которым проходят оси крупнейших гравитационных аномалий северной части Сибирской платформы. Первая из этих полос приурочена к долине р. Енисея, а вторая совпадает с долинами рр. Котуя и Мойеро, также подчеркивая глубинный характер западного и восточного бортов Тунгусской синеклизы (В. А. Вакар, П. С. Воронов, Р. М. Деменицкая). Наличие в пределах

этой же зоны относительно крупных положительных аномалий связывается Р. М. Деменицкой с внедрениями секущих основных и ультраосновных магматических пород в осадочную толщу, происшедшими по упомянутому разлому. Эти аномалии с юга на север фиксируются как Кылайский, Оттокуйский и Бегичевский максимумы. Последний из них расположен на продолжении указанной дизъюнктивной зоны к северу, уже в пределах Таймырской депрессии. Оттокуйская же аномалия приурочена к пересечению меридионального разлома с широтным сбросом северного борта Анабарской антеклизы, фиксируемым здесь в рельефе.

Оленекско-Анабарская дизъюнктивная зона, как и ранее описанные зоны сочленения Тунгусской синеклизы с Анабарской антеклизой и Енисейской складчатой областью, очевидно, связана с глубинными разломами цоколя.

Об активизации тектонических движений в пределах восточной зоны сочленения Анабарской антеклизы в новейшее время можно судить по спрямленным участкам долин рек, приспособившихся к этим разломам. К такому отношению почти вся долина р. Анабара, вытянутая по 114° меридиану. Южнее к меридиональным же разломам, очевидно, приспосабливаются отдельные участки среднего течения р. Оленек и его некоторых притоков, а еще южнее часть долины р. Мархи. На эти особенности гидросети указывал П. С. Воронов, считая, что они обусловлены проявлениями неотектоники.

Наконец, весьма веским аргументом в пользу активизации тектонических движений по Оленекско-Анабарской дизъюнктивной зоне в самое новейшее время является установление в пределах этой зоны и на ее продолжении к северу эпицентров современных землетрясений. В 1927 г. зарегистрированы эпицентры землетрясений с силой 6—7 баллов.

Вследствие своей раздробленности и связи с глубинными разломами Оленекско-Анабарская дизъюнктивная зона, так же как и ранее описанные зоны сочленения Тунгусской синеклизы и Анабарской антеклизы, во-первых, обеспечила проникновение в верхние структурные ярусы ультраосновной магмы из перидотитового пояса Земли и, во-вторых, в новейшее время обусловила возникновение здесь эпицентров землетрясений.

Геологическая история Сибирской платформы может быть восстановлена, начиная с архейской эры. О характере геологических процессов, происходивших здесь в архее, имеются две различные концепции. И. П. Атласов считает, что выходы складчатых образований архея на Анабарском щите свидетельствуют о существовании здесь геосинклинальной области. Такое предположение требует допущения существования архейских платформ, ограничивающих геосинклинальный прогиб. Однако особенности структурного плана известных в земной коре архейских комплексов, по-видимому, исключают возможность выделения в архее таких геоструктур, как платформы и геосинклинали. В. А. Вакар и М. Г. Равич допускают значительную динамичность всей земной коры в архее и большую роль в ее развитии внедрений и излияний магмы. Активно образующиеся складки больших амплитуд, осложнявшиеся частыми блоковыми подвижками, вероятно, могли приводить к тому, что палеогеографический облик всей Земли в течение архея характеризовался значительной площадью океанической поверхности. Последняя изобилвала весьма многочисленными быстро размывавшимися архипелагами, дававшими большой объем терригенного материала. Если это справедливо, то существование в архейское время платформ, а следовательно, и геосинклинальных прогибов совершенно необязательно.

В течение архейской эры последовательно развивались три тектоно-магматических цикла. С первым из них связано внедрение гранитоидов, со вторым — апортозитов и с третьим — перидотитов. Конец архейской эры характеризовался, по-видимому, общим поднятием страны и связанным с ним глубоким эрозионным срезом архейских структур.

Таким образом, очевидно, наступила первая стадия платформенного существования данного региона. Площадь Сибирской платформы в это время далеко заходила на север, где в начале протерозоя стал образовываться геосинклинальный прогиб, отделивший Карскую платформу от Сибирской, и в пределах Таймырско-Североземельской области стали накапливаться преимущественно терригенные отложения, за счет которых впоследствии образовался комплекс протерозойских складчатых сооружений Северного Таймыра и Северной Земли.

В течение протерозоя к юго-западу и западу от Сибирской платформы начала формироваться Енисейская геосинклиналь, реликты которой проявляются в Енисейском кряже и в более северных выходах протерозойских пород вдоль р. Енисея. Кроме того, на последних этапах протерозойской эры образовался прогиб в северо-восточной части Сибирской платформы (район р. Солооли). В этом прогибе возникли геосинклинальные условия осадконакопления. Развитие верхнепротерозойской геосинклинали завершилось здесь мощными пликативными дислокациями, обусловившими образование складок северо-западного направления, сопровождавшихся внедрением в осадочную толщу гранитной и гранодиоритовой магмы.

В синийское время в пределах Анабарской антеклизы развивались Попигайско-Анабарское сводовое поднятие и Анабарский вал. Во впадинах на склонах этих поднятий отлагались осадки синийского комплекса, залегающие очень полого, с резким угловым несогласием на порогах архея и протерозоя.

В начале кембрия в районе Анабарского щита продолжала еще существовать область сноса, обеспечивавшая образование в смежных районах терригенных отложений. С последующим, более полным погружением этой области, при отсутствии в ближайших районах областей сноса связано образование карбонатных осадков кембрия.

Каледонский тектогенез, развивавшийся в Енисейской геосинклинали, отражался на западной краевой части Сибирской платформы лишь колебательными движениями и разломами с локальными пликативными нарушениями, что вообще характерно здесь для зоны сочленения Тунгусской синеклизы с Енисейской складчатой областью. В Норильском районе эти колебательные движения, выразившиеся неоднократно сменной поднятий опусканиями, проявились в конце кембрия, верхнем ордовике и нижнем силуре. К этапам поднятий, вызывавшим регрессии моря, приурочены отложения пестроцветных сланцев и мергелей с прослоями гипсов.

В верхнем силуре западная окраина Сибирской платформы испытала региональное опускание, о чем свидетельствует достаточная мощность карбонатных отложений с фауной ландовери и венлока, которые здесь широко распространены.

В процессе развития нижнепалеозойской структуры северо-восточной части Сибирской платформы Анабарский вал разросся в Центральное поднятие, явившееся, по-видимому, сводовой частью Анабаро-Оленекской антеклизы с весьма пологими склонами. На последних образовались Кукухундинское сводовое поднятие по правобережью р. Котуя, Оленекско-Мунский вал к юго-востоку от Центрального поднятия и Средне-Оленекская синеклиза на юге.

Значительное изменение структурного плана северной части Сибирской платформы, происшедшее в среднем и верхнем палеозое, по-видимому, свидетельствует о воздействии на Сибирскую платформу интенсивных дислокаций, развивавшихся в это время в смежной с ней зоне Таймырской геосинклинали. С начала девона резко проявились дифференцированные движения с преобладанием поднятий.

О существовании Тунгусской синеклизы в середине палеозоя данных очень мало, так как вся территория синеклизы, за исключением ее

окраин, покрыта более молодыми отложениями, но есть основание предполагать, что начало ее развития относится к среднему палеозою или даже к еще более раннему времени.

В пермское время Сибирская платформа почти не заливалась морем; происходило накопление сравнительно маломощных, преимущественно лагунно-континентальных осадков. По-видимому, северо-западная часть платформы представляла в это время обширную низменность, к которой примыкало мелководное, часто осушавшееся Таймырское море. С начала нижней перми, а кое-где (например, в Норильском районе), вероятно, даже с середины карбона, условия осадконакопления резко меняются как в Таймырской геосинклинали, так и в пределах Сибирской платформы. Если в течение девона и нижнего карбона здесь в общем преобладали карбонатные осадки, то в Норильском районе с середины карбона, а в большей части Тунгусской синеклизы в пермское время исключительное развитие получили терригенные отложения, свидетельствующие о появлении в соседних регионах значительных областей сноса этого материала. Объектами размыва и сноса огромного количества терригенного материала могли быть только крупные поднятия прилегающих к данному региону участков земной коры, сложенных преимущественно кварцево-полевошпатовыми породами. Такими областями, вероятно, были поднятые на большую высоту над уровнем моря районы развития докембрия, например Таймырско-Североземельский на севере и Енисейский на западе.

Кроме того, можно допустить, что к северо-востоку от описываемого региона, в районе моря Лаптевых, в течение перми тоже располагалось поднятие, снабжавшее терригенным материалом восточные части Таймырской геосинклинали и краевого прогиба Сибирской платформы.

В связи с вертикальными колебательными движениями небольшой амплитуды низменность, занимавшая всю северо-западную часть территории Сибирской платформы, ненадолго погружалась под воды мелкого эпиконтинентального моря. Поэтому нижний отдел перми на Сибирской платформе характеризуется маломощными, преимущественно лагунно-континентальными отложениями, которые переслаиваются с мелководными морскими осадками.

Во второй половине нижней перми в северо-западной части Сибирской платформы отлагались угленосные отложения с промышленными пластами каменного угля. В восточной части Тунгусской синеклизы, как и на Восточном Таймыре, в это время отлагалась терригенная толща с углистыми сланцами и маломощными пластами углей.

В верхней перми на значительной части Сибирской платформы установился лагунно-континентальный режим, нарушавшийся локальными трансгрессиями. Одновременно такие же условия создались и в сопряженной с нею геосинклинальной зоне Бырранга. Это обеспечило во второй половине верхней перми развитие на огромной площади угленосных отложений.

Глубинные разломы, возникшие в Сибирской платформе, как и в сопряженной с нею геосинклинали Таймыра, на последнем этапе развития пермской фазы герцинского тектогенеза вновь оживали в конце верхней перми, во время максимальных сводовых поднятий, приводивших к растяжению верхних слоев земной коры. По раскрывающимся глубинным трещинам начался подъем к поверхности основной магмы, обусловивший сначала извержения взрывного характера, а затем и излияния базальтовой лавы.

По мере того как огромные массы основной магмы из недр Земли перемещались на ее дневную поверхность, глубокие слои земной коры начали испытывать дефект массы, а ее поверхность усиливавшуюся нагрузку. Региональное поднятие, с которым были связаны массовые извержения, постепенно приостановилось и сменилось региональным

опусканием. К этому периоду относится максимальное развитие Тунгусской синеклизы.

Следы перерыва между отложениями туфовой свиты и вышележащей толщей лав местами с заметным размывом первой свиты, а кое-где наличие углового несогласия между ними свидетельствуют о колебательных движениях в процессе развития Тунгусской синеклизы. Мелкие же перерывы внутри лавовой свиты, выявляющиеся по прослойкам граувакк, иногда с туфовым материалом, говорят о пульсационном характере излияний, обусловленном, по-видимому, ритмическими колебательными движениями.

Массовые излияния, обусловившие образование мощной нижнетриасовой лавовой свиты, привели к перераспределению масс в пределах данного участка земной коры: все увеличивавшийся дефект массы в нижних горизонтах земной коры с одновременно возростающей нагрузкой на ее поверхности вызвали смену регионального поднятия региональным же опусканием (прогибанием) земной коры в центральных и западных частях Тунгусской синеклизы, где суммарная мощность базальтовых покровов была наиболее значительна. Такое прогибание, очевидно, приводило к сжатию верхних слоев земной коры и растяжению более глубоких, а также к закрытию верхних частей глубинных трещин, по которым магма поступала к дневной поверхности, к прекращению эффузивной деятельности и усилению интрузивной деятельности, с проявлением последней на глубине. Более глубокие части трещин расширялись, и в стороны от них образовывались межпластовые разрывы. В них сразу же поступала магма и способствовала дальнейшему их расширению.

На последних этапах развития трапповой формации специфическую роль продолжал играть магматизм в зоне сочленения Тунгусской синеклизы со смежными геоструктурами. Это привело к образованию в Норильском районе крупных дифференцированных трапповых интрузий, а в низовьях р. Котуя — ультраосновной Гулинской интрузии и других, ей подобных.

Примерно в эту же фазу магматизма и в той же зоне развивались интрузии меймечитов, пород, приближающихся по составу к кимберлитам. Находки алмазов вдоль зоны сочленения Тунгусской синеклизы с Анабарской антеклизой дают основание предполагать, что здесь существуют и кимберлитовые трубки, пока еще не обнаруженные. К этой же завершающей фазе траппового магматизма, по-видимому, относятся найденные в течение последних трех лет кимберлитовые алмазоносные трубки, образовавшиеся в восточной части Анабарской антеклизы.

В течение всего мезозоя большая часть Сибирской платформы продолжала оставаться сухой, причем эффузивы трапповой формации местами подвергались значительной эрозии. В это время, очевидно, продолжалось развитие Тунгусской синеклизы. Амплитуда вертикальных перемещений в пределах синеклизы за этот отрезок времени была сравнительно небольшая; в мезозое синеклиза ни разу не опускалась ниже уровня моря. Все же продолжающееся опускание средней части большого по площади прогиба, наряду с относительным поднятием его краевых частей, привело к тому, что посередине синеклизы и у ее северного края — в зоне сочленения с Таймырской депрессией — сохранилась лавовая свита, а по краям из-под покровов обнажились более древние породы: туфы, терригенные отложения перми и карбонатные осадки карбона, девона и силура.

В северо-восточной части Сибирской платформы сводовая часть Анабарской антеклизы в течение триаса и юры переместилась в западном направлении, по сравнению с тем положением, которое она занимала в Анабаро-Ленской антеклизе в верхнем палеозое.

В конце мезозоя и в кайнозое контуры Анабарской антеклизы в общем совпадают с контурами ее в юрском периоде, но периферические синеклизы — Ленская и Лено-Хатангская — в меловое время заходили несколько дальше в сторону платформы, чем в юрское время. По левобережью р. Лены развивалось Мунское сводовое поднятие и ряд более мелких брахиантеклинальных и куполовидных структур, в нижнем течении р. Оленек — Оленекское сводовое поднятие, по юго-западной периклинали — Аганылийская впадина и к юго-западу от последней, уже в пределах зоны сочленения Анабарской антеклизы с Тунгусской синеклизой, — Муруктинская впадина. Эти впадины по мере их образования заполнялись верхнемеловыми третичными и затем четвертичными осадками.

Примерно к этому же времени следует относить образование Попигайского грабена, внутри которого сохранились пермо-триасовые туфогенные породы, уцелевшие здесь от мощной эрозии, по-видимому, широко проявившейся в третичном периоде.

В мезо-кайнозойское время, очевидно, получило также свое основное развитие крупное, но относительно пологое Путоранское сводовое поднятие, расположенное в северной части Тунгусской синеклизы.

Здесь следует остановиться также на региональных колебательных движениях, которые Сибирская платформа испытала в кайнозое.

Можно предполагать, что в нижнечетвертичное время, как и в третичное, Сибирская платформа испытывала региональное поднятие, которое в совокупности с значительным изменением климата привело к максимальному покровному оледенению. Об этом говорят ледниковые и флювиогляциальные отложения, распространенные в пределах платформы в среднем отделе четвертичной системы.

Начало верхнечетвертичной эпохи характеризуется относительным опусканием Сибирской платформы. Об этом свидетельствуют отложения бореальной трансгрессии, наступавшей на северные окраины Сибирской платформы со стороны Таймырской депрессии, и синхронные им озерные и речные осадки, широко развитые в Муруктинской, Аганылийской и других котловинах, а также в бассейнах рек. Весь комплекс данных отложений подтверждает явное преобладание в это время аккумуляции над эрозией в пределах Сибирской платформы, т. е. то, что поднятие сменилось опусканием.

Последовавшее затем зырянское оледенение, охватившее ледниковыми шапками плато Путорана, Анабарский массив и проявившееся в других частях северной половины Сибирской платформы в виде длинных ледников, указывает на то, что ему предшествовало региональное поднятие с соответствующим изменением климата. Позднейшее отступление ледников с потеплением климата говорит о вероятном, возможно, и небольшом, региональном опускании, которое сменилось снова поднятием, о чем свидетельствует развитие надпойменных террас.

На фоне развития небольших колебательных движений современной эпохи четвертичного периода заметно выделяется продолжающееся поднятие плато Путорана. На это указывают глубокие каньоны, врезающиеся в породы, слагающие плато.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В пределах северной части Сибирской платформы установлено присутствие целого ряда полезных ископаемых. Некоторые месторождения в настоящее время уже разрабатываются.

Среди горючих полезных ископаемых основное значение имеют каменные угли. Все каменноугольные месторождения связаны с континентально-лагунными угленосными отложениями, образование которых происходило на протяжении от среднего карбона до верхней перми

включительно. Угленосные отложения играют большую роль в геологическом строении Тунгусской синеклизы, а также встречаются и восточнее, где они слагают узкую полосу, протягивающуюся вдоль северного края платформы. В пределах рассматриваемой территории Тунгусской синеклизы располагается северная часть обширного Тунгусского каменноугольного бассейна, самого крупного в СССР. Границы описываемой в настоящей очерке территории Тунгусского бассейна совпадают с границами синеклизы. Его площадь равна 900 тыс. км². Запасы углей, согласно произведенному недавно для этой территории подсчету, определяются в 1139 млрд. т. Каменные угли Тунгусского бассейна — высокого качества. Здесь имеются угли самых различных марок — от антрацитов до газовых и даже длиннопламенных. Об этом свидетельствуют данные, полученные при изучении наиболее доступных, располагающихся по периферии бассейна, месторождений. В настоящее время в Тунгусском бассейне достаточно хорошо изучены и эксплуатируются только угли Норильского и Котуйского районов. Что касается каменноугольных месторождений, расположенных за пределами Тунгусской синеклизы — в бассейне рр. Анабара и Попигаи, — то они не велики по размерам. В составе каменных углей преобладают длиннопламенные угли. Они частично используются для удовлетворения местных нужд.

Следует остановиться на весьма благоприятных перспективах в отношении нефтеносности восточных районов Анабарской антеклизы. Здесь признаки нефтеносности приурочены, с одной стороны, к обширной области развития кембрийских пород, а с другой, к пермским отложениям, залегающим на северной периклинали Оленекского поднятия. В пределах области распространения пород кембрия установлены два пункта выхода жидкой нефти по р. Канелек, и, помимо того, в отдельных горизонтах разреза кембрийских отложений отмечается повышенная битуминозность, что, наряду с довольно высокими коллекторными свойствами и наличием благоприятных для концентрации нефти структур, указывает на вполне удовлетворительные перспективы для обнаружения здесь месторождений нефти.

Еще более перспективна в этом отношении область Оленекского поднятия, где признаки нефтеносности в основном связаны с пермскими отложениями. Выходящие на дневную поверхность пермские отложения в бассейне нижнего течения р. Оленек содержат асфальтиты. При бурении в них было установлено присутствие капельно-жидкой нефти, а также выходы горючих газов.

К горючим ископаемым следует также отнести горючие сланцы, пользующиеся широким распространением на Лено-Анабарском междуречье. Они образуют довольно хорошо выраженный стратиграфический горизонт на границе между отложениями нижнего и среднего кембрия, прослеживающийся на значительном расстоянии. Теплотворная способность сланцев колеблется в пределах от 2000 до 3000 кал, а зольность — от 63 до 74%. Весьма интересно, что в них установлено довольно высокое содержание ванадия и молибдена в единичных пробах.

Среди металлических полезных ископаемых в первую очередь следует указать на месторождения медно-никелевых руд Норильского района¹. По данным Н. Н. Урванцева, эти месторождения связаны с интрузиями дифференцированных габбро-долеритов и являются месторождениями ликвационного типа. По составу руды Норильского месторождения являются комплексными. Помимо меди и никеля, они содержат золото, кобальт, платину и другие металлы платиновой группы.

¹ Под Норильским районом в данном случае подразумевается охваченная геологическими исследованиями Норильского комбината западная окраина Сибирской платформы, протягивающаяся от р. Северной на юге платформы до северной окраины Средне-Сибирского плоскогорья на севере.

Руды сложены пирротином, халькопиритом, пентландитом и отчасти магнетитом. Они возникли в процессе разделения основной магмы на сульфидную и силикатную жидкие фазы. Этот процесс происходил и в интрателлурический период формирования магматического расплава, но главным образом во время его кристаллизации во вмещающих интрузии камерах. Последующая гравитационная дифференциация обусловила обогащение придонных частей полого залегающих рудных тел более тяжелыми рудными компонентами. При застывании магматического расплава, протекавшего параллельно процессу дифференциации, под влиянием возникавшего в интрузивном теле давления происходило выжимание и инъекция более легкоплавкого сульфидного расплава во вмещающие породы.

Таким образом, формирование медно-никелевых месторождений Норильского района зависело от двух основных факторов: от степени и характера дифференциации и от условий отсадки обогащенного сульфидами расплава. Первый фактор всецело зависел от насыщенности первоначальной магмы сульфидами, а второй от внешних геологических условий: формы интрузивной камеры и тектонической обстановки. В связи с этим все медно-никелевые сульфидные месторождения Норильского района могут быть разделены на хорошо и слабо дифференцированные, а по форме на пластообразные и дайкообразные. К пластообразным принадлежит большинство известных в районе месторождений.

Железорудные месторождения в пределах северной части Сибирской платформы слабо изучены. Среди них можно указать на выявленные в Норильском районе метасоматические, существенно гидротермальные, магнетитовые месторождения, связанные с интрузиями габродiorитов, а также на месторождения магнетитовых руд в верховьях р. Маймечи, образование которых связано с расположенной здесь крупной Сабыда-Гулинской интрузией ультраосновных пород, и на магнетитовое оруденение, приуроченное к некоторым разновидностям кристаллических сланцев в области Анабарского кристаллического щита.

В качестве возможного источника титановых руд следует указать на перовскит, встречающийся в зоне развития ультраосновных и щелочных пород на междуречье Котуй—Маймеча и Котуй—Анабар. Необходимо отметить также довольно высокое содержание ильменита, установленное шлиховым опробованием в аллювиальных отложениях рек, протекающих в области развития кристаллических пород докембрия Анабарского щита.

Среди неметаллических полезных ископаемых в первую очередь следует назвать месторождение алмазов, которые обнаружены в восточной части рассматриваемой области. Здесь установлено присутствие как россыпных, так и коренных месторождений алмазов. Россыпные месторождения их связаны с русловыми и террасовыми аллювиальными отложениями. Коренные месторождения алмазов приурочены к интрузиям кимберлитов. Отмечается неравномерное содержание алмазов в интрузивных телах. Встречаются интрузии кимберлитов, в которых не обнаружено этого полезного ископаемого, тогда как другие интрузии характеризуются высоким содержанием алмазов. Следует отметить, что единичные их находки зафиксированы далеко за пределами территории, где установлены коренные месторождения.

Весьма интересно Гулинское месторождение слюды — флогопита, расположенное в районе междуречья Котуй—Маймеча. Месторождение флогопита приурочено к зоне метасоматически измененных пород — скарнов, образовавшихся в связи с внедрением интрузий щелочных пород из группы ийолитов. Среди скарнов выделяются эндоскарны, представленные метасоматически переработанными щелочными породами (ийолитами и экоскарнами), измененные ультраосновные и карбонатные по-

роды. С магнезиальными скарнами и связан наиболее интересный вкрапленный тип месторождений флогопита. В них флогопит представлен чаще всего отдельными кристаллами пластинчатого и таблитчатого облика и реже образует округлые или неправильной формы гнезда размером от нескольких сантиметров до 2—3 м. Мощность флогопитоносных скарнов колеблется в пределах от 100 до 300 м. Определенный интерес представляют и эндоскарны, запасы флогопита в них, правда, менее значительны, но кристаллы его имеют более крупные размеры. Технологические испытания флогопита показали вполне удовлетворительные его электроизоляционные свойства. Не исключена возможность обнаружения аналогичных месторождений флогопита в других интрузиях щелочных пород.

Среди месторождений неметаллических полезных ископаемых следует также отметить месторождения графита, наличие которых установлено в пределах Тунгусской синеклизы. Все они метаморфического типа. Графит в них образовался в результате контактового воздействия интрузий траппов на угольные пласты. Наиболее крупное месторождение расположено на р. Курейке, в 90 км от устья реки. Оно разведывалось в двадцатых годах, а добытый здесь графит экспортировался. Графит аморфный и имеет вполне удовлетворительную качественную характеристику. Мощность пласта графита определяется 15 м.

Следует указать на то, что с породами туфовой свиты могут быть связаны месторождения исландского шпата. Имеются также перспективы открытия соляных месторождений. В пользу этого свидетельствует наличие в ряде мест (Есей, Хатанга) соляных источников.

Говоря о других неметаллических полезных ископаемых, следует указать, что их наличие может удовлетворить нужды самого широкого по объему строительства сырьем для производства различных строительных материалов. Широкое развитие карбонатных пород дает основание предполагать наличие месторождений цементного сырья и извести. Как цементное сырье могут быть использованы также и основные изверженные породы — базальты и долериты. Гипсоносные толщи силура могут послужить источником разработки месторождений гипса.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СЕВЕРО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ (ТАЙМЫРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ)

ВВЕДЕНИЕ

Западная часть Северо-Сибирской низменности располагается между горами Бырранга на севере и Средне-Сибирским плоскогорьем на юге. На западе Северо-Сибирская низменность смыкается с Западно-Сибирской низменностью. Границу между ними принято проводить по р. Енисею и Енисейскому заливу, хотя заметной разницы в рельефе и геологическом строении между обоими берегами р. Енисея и Енисейского залива нет. На восток Северо-Сибирская низменность протягивается за пределы рассматриваемой области, восточную границу которой мы условно совмещаем с водоразделом Анабара и Хатанги. В этих границах западная часть Северо-Сибирской низменности нередко фигурирует под названием Таймырской низменности. Однако это последнее название не принято на существующих географических картах.

В структурном отношении Таймырская низменность включает восточную часть Усть-Енисейской впадины (западная часть этой впадины занимает северо-восток Западно-Сибирской низменности) и целиком Хатангскую впадину.

Таймырская низменность находится в пределах Таймырского (Долгано-Ненецкого) национального округа Красноярского края. Лишь очень небольшие участки, расположенные на Анабаро-Хатангском междуречье, принадлежат к Якутской АССР.

До 1917 г. мы располагали лишь крайне отрывочными сведениями о геологии Таймырской низменности. Путешествие на Таймыр А. Ф. Миддендорфа в 1843 г. доставило первые данные о геологическом строении низменности на юге Таймырского полуострова. Река Енисей была обследована в 1868 г. И. А. Лопатиным и Ф. Б. Шмидтом, Анабаро-Хатангское междуречье посещалось в 1893 г. Э. В. Толлем и в 1905 г. И. П. Толмачевым и О. О. Баклундом. Очень скудные материалы по геологии берегов р. Енисея и о. Преображения привезли экспедиции А. Э. Норденшельда на р. Енисей и по Северному морскому пути.

Первые 15 лет после Великой Октябрьской социалистической революции ознаменовались существенным сдвигом в изучении геологии низменности. Н. Н. Урванцев в 1919 г. исследовал район, примыкающий к Норильскому плато. Он пересек Северо-Сибирскую низменность по р. Пясине в 1922 г., а также прошел маршрутом от плато Караелак к Таймырскому озеру в 1929 г. В 1928 г. А. И. Толмачев описал четвертичные и меловые отложения района Таймырского озера. Все же геологические исследования и в этот период не вышли за пределы ред-

кой сети отдельных маршрутов и потому могли дать только самое общее представление о геологическом строении территории низменности.

С 1933—1934 г. началось систематическое изучение Хатангской и Усть-Енисейской впадин организациями Главсевморпути в связи с решением выдвинутой Н. С. Шатским (1932 г.) проблемы нефтеносности. Геологические исследования в тридцатых годах носили еще преимущественно маршрутный характер, и только на небольших площадях проводились площадные геологические съемки. Особенно большое значение для понимания геологического строения имели работы Т. М. Емельянцева в пределах Хатангской впадины, В. Н. Сакса и К. В. Антонова в низовьях р. Енисея. Начиная с 1935—1936 гг. в районах Нордвика и Усть-Енисейского порта стало проводиться бурение на нефть, а в Нордвике и на соль, сначала колонковыми скважинами, а затем и роторными глубиной до 1,5—2,5 км. С 1937 г. в Нордвикском районе бурением была охвачена территория бухты Кожевникова, а с 1941 г. — площадь Тигяно-Анабарской антиклинали. С 1935 г. стали проводиться геофизические исследования (гравиметрия, магнитометрия, сейсморазведка), позволившие осветить глубинное строение изучаемых районов.

В годы Великой Отечественной войны особенно широкое развитие получили буровые и геофизические работы; геологические исследования охватили новые площади в бассейнах рр. Пясины и Хатанги, Таймырского озера и на Восточном Таймыре (работы Т. П. Кочеткова, Ф. Г. Маркова, В. Н. Сакса и др.).

После окончания Великой Отечественной войны были проведены на всей территории низменности площадные геологические съемки. Буровые работы охватили ряд новых площадей как в низовьях р. Енисея, так и в Хатангской впадине. Региональный характер приобрели геофизические исследования.

Геолого-съёмочные работы до 1953 г. проводились организациями Главсевморпути, а позднее в основном Научно-исследовательским институтом геологии Арктики.

В настоящей работе краткое описание рельефа и описание четвертичной системы выполнены И. С. Егоровой, остальные разделы В. Н. Саксом. В составлении геологической карты участвовали В. Д. Дибнер (четвертичные отложения) и В. Н. Сакс (дочетвертичные).

КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ РЕЛЬЕФА

Таймырская низменность, являясь частью Северо-Сибирской низменности, сливается в низовьях р. Енисея с Западно-Сибирской низменностью и протягивается широкой (до 400 км) полосой между горами Бырранга на севере и Средне-Сибирским плоскогорьем на юге. Современный рельеф низменности предопределен тектоническим развитием и особенностями морской и ледниковой аккумуляции.

В орографическом отношении описываемая территория представляет холмисто-увалистую равнину с абсолютными высотами, не превышающими 300 м. Только на крайнем северо-востоке низменности расположены разобщенные между собой горные возвышенности Тулай-Кирыка-Тас высотой до 550 м и Кирыка-Тас высотой 600—650 м. К юго-востоку от них, на северо-западном побережье Хатанского залива, находятся гора Балахни (около 450 м) и сопка Белая (180—200 м). Средние абсолютные высоты равнинной части низменности составляют 80—140 м. Юго-западная и северо-восточная части низменности более приподняты по сравнению с ее южной и юго-восточной окраинами. Наибольшие высоты наблюдаются в бассейне р. Агалы. Здесь гряда Ньяпан достигает 180—200 м над уровнем моря, сопки Сейраха-Седе и Джангодской возвышенности 230 м, в районе оз. Половинного высоты 270 м. Другой возвышенный массив, несколько меньший

по площади, расположен на междуречье Янгоды и Горбиты, где высота урочищ Декса-Тас, Кабыка-Тас и Тарикодя достигает 200—230 м. Высота северной оконечности урочища Горбита-Тас равна 260 м. Третья возвышенная область в Таймырской низменности расположена к югу от р. Верхней Таймыры и Таймырского озера. На междуречье Верхней Таймыры и Новой, Большой Балахны и Яму-Тарида высоты отдельных водоразделов достигают 200 м. Наибольшее количество минимальных высот низменности наблюдается в придолинных участках рр. Боганиды и Хеты (50—75 м) и на Анабаро-Хатангском междуречье, высота которого в среднем равна 50—60 м.

В общем современный рельеф Таймырской низменности, как области ледниковой аккумуляции, характеризуется моренными ландшафтами (на уровне 120—250 м) с вытянутыми преимущественно в северо-восточном направлении грядами и холмами и множеством озер в понижениях между ними. Области моренного ландшафта чередуются с равнинными участками водно-ледниковой (на уровне 70—120 м) и озерно-аллювиальной аккумуляции (абсолютные высоты 30—85 м). Вся поверхность низменности расчленена послеледниковыми эрозионными долинами, которые нередко приспособились к понижениям ледникового рельефа. Величина эрозионного вреза редко превышает 30—45 м.

В Таймырской низменности развита густая речная сеть равнинного типа. Имеются в основном три водосборные площади: бассейна р. Пясины, бассейна рр. Хеты и Хатанги и Таймырского озера. Небольшие правые притоки р. Енисея и реки, впадающие в море Лаптевых, имеют подчиненное значение. Наиболее крупными реками низменности являются: р. Пясины с ее притоками — Дудыпта, Агапа, Янгода и Пура; р. Верхняя Таймыра, принимающая притоки Горбита, Дептумола и Логата; рр. Хета и Хатанга с притоками Боганида, Большая Романиха, Маймечя, Новая и Попигай.

В пределах низменности распространены многочисленные озера, различные не только по своим очертаниям и величине, но и по происхождению. По-видимому, наиболее крупные озера Таймырской низменности, как Таймырское, Пясино, Лабаз, Портнягино, Кунгасалах и др., имеют тектоническое происхождение. Однако в количественном отношении преобладают ледниковые озера, связанные с первичными неровностями рельефа. Поскольку все озера связаны реками, их режим находится в прямой зависимости от деятельности этих рек.

СТРАТИГРАФИЯ

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Силурийские отложения вскрыты только на р. Енисее, на Точинском поднятии Малохетской антиклинали, под среднеюрскими породами на глубине 545 м от поверхности и пройдены на глубину 1457 м. Однако, учитывая углы падения пластов, истинная пройденная мощность этих пород составляет около 1330 м. По данным Л. Д. Мирошникова, они представлены серыми и серо-зелеными метаморфизованными известняками и мраморами, а с глубины 1190 м преимущественно доломитами. В карбонатных породах присутствуют редкие прослои аргиллитов и туфогенных песчаников, а в верхних горизонтах туфы и туффиты; встречаются также пластовые залежи и частично покровы диабазов, гналодиабазов, диабазовых порфиритов, порфиритов и габбро-диабазов. В верху разреза описываемых пород имеется 35-метровая пачка туфов и туфолов, которую большинство исследователей было склонно относить к триасу, но, вероятнее всего, ее следует включать в рассматриваемый комплекс отложений, поскольку прослои туфов среди известняков есть и ниже.

Возраст описываемых пород определяется по находке на глубине 440 м от кровли разреза остатков кораллов ландовери-венлокского габитуса. На 100 м ниже по разрезу были обнаружены мшанки, которые, по определению М. М. Шульги-Нестеренко, представлены видами: *Phaenopora* cf. *lindströmi* Ulr., *Ph.* cf. *ensiformis* Hall., *Stigmatella* cf. *foordii* Nick., *Pachidictya* cf. *flabellum* Lem., относящимися частью к силурийским представителям, частью к ордовикским видам. Вполне вероятно, как и считает Л. Д. Мирошников, что нижняя часть известняково-доломитовой толщи, вскрытой на Точинском поднятии, относится к ордовику.

На остальной площади Усть-Енисейской впадины силурийские отложения не достигнуты скважинами. Судя по приводимым Р. М. Деменицкой геофизическим данным, вероятно нахождение известняков, скорее всего силурийского возраста, под юрско-меловой толщей на своде Малохетской антиклинали к северо-востоку от Точинского поднятия и на Долганском поднятии к югу от Точинского поднятия.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Девонские отложения обнаружены только в солянокупольных структурах внутри Хатангской впадины. Предположительно к нижнему девону М. К. Калинин отнесены залежи каменной соли, слагающие ядра куполов. Приуроченные к кепрокам куполов гипсы имеют средне-девонский возраст, а верхнему отделу принадлежат известняки и доломиты, перекрывающие гипсовую толщу. Вне области распространения соляных куполов девонские отложения, вероятно, присутствуют, но не выходят на поверхность и не вскрыты буровыми скважинами.

Нижний отдел

Залежи каменной соли, слагающие в Нордвикском районе на куполах Юрюнг-Тумус, Кожевниково и Ледовка штоки площадью 1—13 км², по подсчетам М. К. Калинин, имеют объем до 38 км³ (купол Ледовка). Они содержат включения, в прошлом, вероятно, прослои ангидритов и глин. Мощность соленосной толщи, за счет которой образовались соляные штоки, была не менее нескольких сот метров. Возраст соленосных отложений лишь предположительно определяется М. К. Калинин как нижнедевонский. Не исключена принадлежность этих отложений к более древним системам палеозоя, например к кембрию.

Средний отдел

Среднедевонский возраст имеют гипсы с включениями доломита, известняка, реже ангидрита, диабазы и глины, слагающие кепроки тех же соляных куполов, а также сопку Белую к западу от Хатангского залива. По мнению М. К. Калинин, гипсы носят первичный характер. Мощность гипсоносной толщи неизвестна, в кепроках соляных куполов глыбы гипсов обладают мощностью до 130 м, а на сопке Белой мощность толщи составляет не менее 300 м. На возвышенности Киряка-Тас на сопке Серой, по данным В. А. Виноградова, гипсы и ангидриты и перекрывающие их известняки приурочены к зонам тектонических нарушений.

В залегающих среди гипсов известняках и доломитах с сопки Белой Д. В. Наливкиным были определены: *Productus subaculeatus* M u r c h., *Spirifer undifera* R o e m., *Sp. subumbonus* H a l l, скорее всего указывающие на живетский ярус.

Верхний отдел

К верхнему девону относятся доломиты и известняки, встречающиеся в кепроках соляных куполов в виде отторженцев, а также най-

денные на п-ове Юрюнг-Тумус под фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего карбона.

Франский ярус представлен темно-серыми и почти черными кавернозными доломитами и доломитизированными известняками с характерной для этого яруса фауной, определенной Д. В. Наливкиным: *Atrypa micans* Buch, *A. biliformis* Tschern., *Spirifer subumbonus* Halli., *Chonetes* cf. *nana* Vern., *Productus sericeus* Buch, *Tornoceras simplex* Buch, *Buchiola* ex gr. *retrostriata* Buch. Мощность этих отложений неизвестна. В кепроках присутствуют глыбы доломитов мощностью до 30 м.

Стратиграфически выше лежат породы, предположительно относимые к фаменскому ярусу. В нижней части разреза, по описанию М. К. Калинин, это темно-серые тонкослоистые глинистые известняки, иногда переходящие в мергели, мощностью более 190 м. Микрофауна представлена, по определениям О. А. Лапиной, *Hyperammna minima* Bir., *H. elegans* Raus. et Reitl. Эти слои перекрываются известняками турнейского яруса.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Каменноугольные отложения обнаружены на п-ове Юрюнг-Тумус на глубине 1200 м от поверхности. Пройденная скважинами толща известняков общей мощностью до 880 м принадлежит к нижнему отделу карбона и разделяется М. К. Калинин на турнейский, визейский и предположительно намюрский ярусы.

Турнейский ярус представлен известняками. В основании лежат темно-серые доломитизированные известняки мощностью 260 м с микрофауной, переходной от девона к карбону (слои этрень): *Endothyra nana* Lip., *E.* cf. *sibirica* Lip., *E.* cf. *antiqua* Raus. и др. Они перекрываются известняковыми конгломератами и выше по разрезу темно-серыми доломитизированными известняками с *Athyris* cf. *propinqua* Tolm., *Streptorhynchus crenistria* Phill.

Выше по разрезу появляются коричневато-серые афанитовые известняки с тонкими прослойками глинистого сланца и со *Spiriferina* cf. *octoplicata* Sow., *S. mortonanus* Mill., *Punctospirifer bipartitus* Portl. (определения С. В. Семихатовой и Б. В. Милорадовича). По всему разрезу встречается микрофауна, в том числе характерные для турнейского яруса *Endothyra spinosa* Tschern., *E. convexa* Raus., *Archaeosphaera minima* Sul. (определения О. А. Лапиной и Д. М. Раузер-Черноусовой). Общая мощность отложений турнейского яруса достигает 640 м.

К визейскому ярусу принадлежат темно-серые органогенно-обломочные известняки мощностью 140 м с желваками и прослоями ангидрита, содержащие остатки *Brachythyris altonensis* Weller, *Gigantoproductus mirus* (Fred.), *Linoproductus continentalis* Tornq. и других видов (определения С. В. Семихатовой и Б. В. Милорадовича), с микрофауной, определявшейся Д. М. Раузер-Черноусовой, *Hyperammna vulgaris* Raus. et Reitl., *Endothyra* cf. *similis* Raus. et Reitl., *E.* ex gr. *globulus* Eichw.

Предположительно намюрский возраст имеют вышележащие темно- и светло-серые мелкокристаллические известняки с прослоями аргиллитов и мергелей общей мощностью 70 м. Найденная в этих породах фауна *Productus* ex gr. *laevigatus* White, *Spiriferina* sp., *Brachythyris* sp. nov. и микрофауна *Hyperammna* aff. *vulgaris* Raus. не противоречит намюрскому возрасту, но и не доказывает его.

Следует считать, что нижнекаменноугольные отложения широко распространены в Хатангской впадине, но вне пределов п-ова Юрюнг-Тумус еще не достигнуты скважинами. На поверхность породы ниж-

него карбона выходят как к северу от Хатангской впадины, на Восточном Таймыре, так и к югу, на Сибирской платформе.

Средне- и верхнекаменноугольные отложения в Хатангской впадине не выделяются, но не исключено, что верхний карбон входит в состав терригенных пород, относимых к перми и описываемых ниже.

Предположительно каменноугольные светло- и темно-серые известняки видимой мощностью до 100 м слагают, по описанию В. А. Виноградова, свод антиклинальной структуры Тулай-Кирыка-Тас. Они же попадают по линиям разломов в тектонических брекчиях на возвышенности Кирыка-Тас. В пользу отнесения этих пород к карбону говорит их залегание непосредственно под терригенной толщей перми.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Пермские отложения встречены в пределах Хатангской впадины в многочисленных скважинах в районах Нордвика, Тигяно-Анабарской антиклинали, в бухте Сындаско. Выходы пермских пород на поверхности известны к западу от Хатангского залива в отдельных горстовых поднятиях (сопка Балахня, возвышенности Кирыка-Тас и Тулай-Кирыка-Тас), а также в сводах антиклинальных структур в районе мыса Цветкова.

Всюду выделяются отложения обоих отделов перми и, по-видимому, всех ярусов, хотя их окончательное ярусное расчленение еще не сделано. Не исключено, что нижние горизонты терригенной толщи, относимой к пермской системе, в действительности принадлежат к верхнему карбону. Граница этих систем остается еще недостаточно определенной. Точно так же нуждается в уточнении верхняя граница пермской системы. Решением Межведомственного совещания по стратиграфии Сибири в 1956 г. предложено проводить верхнюю границу перми по подошве эффузивно-туфовой свиты, хотя имеются известные основания эту последнюю помещать частично в верхнюю пермь.

Мощность пермских отложений в Хатангской впадине доходит до 2100 м в южной ее части и до 5000 м на севере впадины, возрастая по мере приближения к Таймырской складчатой области.

Нижний отдел

М. К. Калинин относит к нижнему отделу перми Анабаро-Хатангского междуречья две свиты: тустахскую и нижнекожевниковскую (подъильинскую).

Тустахская свита сложена чередующимися между собой аргиллитами, алевролитами и песчаниками с растительными остатками, на п-ове Юрюнг-Тумусе — с тонкими прослойками угля. По данным М. К. Калинин, в тустахской свите устанавливается ритмичность в осадконакоплении (насчитывается до 19 ритмов). Нижние ритмы характеризуются равномерным соотношением глинистых и песчаных пород, в средних преобладают глинистые, а в верхних, наоборот, — песчаные осадки. Мощность тустахской свиты на п-ове Юрюнг-Тумусе достигает 892 м. На Тигяно-Анабарской антиклинали и на Ильино-Кожевниковском участке эти породы пройдены на глубину 662 м, но подошва их не достигнута. В бухте Сындаско в тустахскую свиту скважина углубилась на 1120 м и не дошла до ее подошвы (457 м приходится на интрузивные тела внутри свиты).

Микрофауна в верхних 180 м разреза тустахской свиты представлена *Saccamina arctica* Gerke, *Ammodiscus* ex gr. *semiconstrictus* Wat., *Hyperammina borealis* Gerke, *Waylandella syndascoensis* Lev. Из флоры в верхах свиты найден отпечаток *Noeggerathiopsis derzavii*

nit Neub. Спорово-пыльцевой комплекс, по заключению А. Ф. Дибнер, имеет нижнепермский облик. Все это позволило М. К. Калинин условно относить тустахскую свиту к низам нижней перми — сакмарскому ярусу.

Выше лежит нижнекожевниковская (по схеме Т. П. Кочеткова — подтыльинская) свита, сложенная темно-серыми аргиллитами и алевролитами, чередующимися с мелкозернистыми песчаниками. Глинистые пачки приурочены к нижней и средней частям свиты, песчаники располагаются над ними, составляя вместе два крупных ритма. Мощность свиты достигает 450 м на Тягано-Анабарской антиклинали и 260 м в бухте Сындаско. Находки фауны очень редки. Только в нижней части свиты встречены *Rhynchopora* cf. *lobjaensis* Tolm. Микрофауна приурочена к двум горизонтам, сложенным глинистыми породами. Нижний горизонт песчаных фораминифер, по заключению А. А. Герке, верхне-артинского или нижнекунгурского возраста; верхний горизонт гладких фрондикулярий — верхнекунгурского возраста. Горизонт песчаных фораминифер характеризуется *Saccamina arctica* Gerke, *Hyperamina borealis* Gerke, *Hyperamminoides proteus* Cushman et Watson, рядом видов *Frondicularia*. В горизонте гладких фрондикулярий много *Frondicularia inflata* Gerke, *F. hemitnflata* Gerke, *Cornuspira megasphaerica* Gerke. Споры и пыльца, изучавшиеся А. Ф. Дибнер, принадлежат к нижней перми. Они отличаются от комплекса тустахской свиты преобладанием спор папоротникообразных с шиповатой экзиной.

В северной части Хатангской впадины мощность нижнепермских отложений возрастает до 2100—3500 м. В. А. Виноградов разделяет эти отложения на две свиты: подугленосную мощностью 2400—2500 м, сложенную ритмично чередующимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами, и нижнюю угленосную мощностью 900—1000 м, состоящую в основном из песчаников и алевролитов, вверху с подчиненными прослоями углистых сланцев и алевролитов.

Подугленосная свита в нижней части содержит фауну брахиопод сакмарского или низов артинского яруса, по определениям В. И. Устрицкого: *Avonia* ex gr. *tuberculata* Moell., *Muirwoodia mammata* Keys., *Rhynchopora lobjaensis* Tolm., *Spirifer* cf. *dieneri* Tschern., *Waagenoconcha* ex gr. *humboldtii* Orb., а в верхней части охарактеризована брахиоподами верхов артинского или кунгурского яруса: *Chonetes capitalinus* Toula, *Avonia* aff. *verhojanica* Fred., *Waagenoconcha pseudotirginiae* Huang, *W. wimant* Fred., *Rhynchopora nikitini* Tschern., *Brachythyris* cf. *ufensis* Tschern.

Нижняя угленосная свита в районе мыса Цветкова содержит флору, сходную с флорой ишаново-кемеровских горизонтов балахонской свиты Кузбасса, т. е. свойственную верхам нижней перми, по определениям Н. А. Шведова: *Noeggeratniopsis* cf. *derzavini* Zhal., *N.* ex gr. *theodori* Zhal. et Tschirk., *N.* cf. *subangusta* Zhal., *Zamtopterts* cf. *longifolia* Schwed., *Samaropsis mirabilis* Schwed.

Как предполагает М. К. Калинин, обе эти свиты в основном соответствуют тустахской свите Анабаро-Оленекского междуречья, тогда как нижнекожевниковская свита должна отвечать нижней части межугленосной свиты или промежуточной толще Таймыра, сложенной в основном песчаниками, имеющей мощность до 500 м и содержащей, по данным В. А. Виноградова, фауну казанского яруса: *Linoproductus* ex gr. *cora* Orb., *L.* cf. *kuliki* Fred., *Spirifer* ex gr. *rugulatus* Kut., *Sp.* cf. *subfasciger* Lich. Если это так, то граница нижней и верхней перми на Анабаро-Хатангском междуречье нуждается в пересмотре. Возможно, однако, что нижнекожевниковская свита в основном параллелизуется с нижней угленосной свитой, а тустахская с подугленосной свитой.

Верхний отдел

По мнению М. К. Калинко, на Анабаро-Хатангском междуречье верхний отдел перми начинается с верхнекожевниковской свиты, состоящей из чередующихся между собой аргиллитов, алевролитов и мелкозернистых песчаников. В нижней части свиты преобладают глинистые осадки, в верхней — песчаные. Очень широко в породах свиты развиты подводно-оползневые деформации и внутриформационные брекчии. Мощность свиты составляет 270—460 м. Свита охарактеризована фауной, определявшейся Е. М. Люткевичем и О. В. Лобановой (*Solenopsis parvulus* Netsch., *Nuculana* cf. *kasanensis* Verp., *Nuculana* sp. nov., *Anthraconauta* sp. (близкая к *A. anthracomyoides* Fed.), *Edmondia* sp.) и описанной из лемберовской свиты Западного Таймыра. Эта фауна указывает на казанский возраст свиты.

Микрофауна, изучавшаяся А. А. Герке, приурочена к трем микрофаунистическим горизонтам. В нижней части свиты расположен горизонт разнообразных фораминифер: *Cornuspira* ex gr. *kinkelini* Spand., *Orthovertella* (?) *protea* Cushman et Wat., *Nodosaria cuspidatula* Gerke, *N. elabugae* Tschern., *N. krotovi* Tschern., *Frondicularia pseudotriangularis* Gerke, свойственных казанскому ярусу крупных равнины и цехштейну Германии. Выше находятся горизонт крупных саккаммин и мелких фрондикулярий с *Pseudoglandulina pygmaea* Mikl. Makl. var. *supera* Gerke, *Frondicularia mica* var. *reliqua* Gerke и над ним горизонт мелких саккаммин с *Saccamina parvula* Gerke, с обедненной микрофауной, не дающей точных указаний о возрасте вмещающих пород.

В верхней части свиты присутствует определявшаяся М. Ф. Нейбург листовая флора верхнепермского типа: *Pnyllothea equisetitoides* Schmalh., *Annularia lanceolata* Radcz., *Noggerathiopsis* cf. *insignis* Radcz. Верхнепермский облик имеют и изучавшиеся А. Ф. Дибнер спорово-пыльцевые комплексы, содержащие свойственные верхней перми формы: *Letotrilletes nigrans* Naum., *Acanotrilletes spinoselius* Naum., *Monoptycna magna* Naum., *Lubumella regulifera* Lub., *Diclyotrilletes angulosus* Naum.

В северной части Хатангской впадины верхнекожевниковская свита, по мнению М. К. Калинко, соответствует верхней части промежуточной толщи и верхней угленосной толще, выделенным И. М. Мигаем в районе мыса Цветкова.

Промежуточная толща сложена в верхней части темно-серыми аргиллитами с сидеритизированными прослоями и конкрециями мощностью не менее 300 м, с фауной *Linoproductus* cf. *curvatus* Tolm., *Wagenoconcha* aff. *purdoni* Dav., *Spirifer nittenstis* Diep. var. *kimaarti* Bion., *Kolymia* sp. nov. Здесь В. А. Виноградовым обнаружены казанские формы: *Chonetes* ex gr. *capitolinus* Toula, *Linoproductus* cf. *kulkki* Fred., *Horridonia* cf. *pseudohorrida* Wim., *Rhynchopora lobjaensis* Tolm., *Spirifer grewingki* Netsch., *Athyris* ex gr. *royssiana* Keys. (определения В. И. Устрицкого).

Верхняя угленосная толща состоит из песчаников, чередующихся с аргиллитами и алевролитами. Она имеет мощность 350 м и включает остатки *Kolymia* sp., *Noeggerathiopsis aequalis* Гоерр., *N. candalepensis* Zal., *N.* cf. *angustifolia* Radcz., *Lepeophyllum actaeonelloides* Gein. и, по вполне основательному предположению В. А. Виноградова, возможно, относится уже к татарскому ярусу.

К татарскому ярусу должна относиться также мисайлапская свита, развитая на Южно-Тигянской и Ильино-Кожевниковской площадях, но отсутствующая вследствие размывов перед отложением морского триаса на своде Тигяно-Анабарской антиклинали и на структуре Юрюнг-Тумус, а также, по-видимому, в бухте Сындаско. Свита сложена

в основании конгломератами, содержащими гальку диабазов, выше по разрезу темными зеленовато-серыми аргиллитами и алевролитами с примесью туфогенного материала и прослоями песчаников. Мощность свиты с последующими размывами сильно варьирует, не превосходя, однако, 100—108 м. Возраст мисайлапской свиты определяется, по заключению Е. М. Люткевича, присутствием в ней свойственных татарскому ярусу пресноводных Anthracosiidae, *Palaenodonta castor* Eichw., *Palaemutella subparallela* Amal., филлопод — *Estheria trapezoidalis* Netsch., *E. elongata* Netsch., остракод — *Darwinula fragilis* Schm. var. *minima* Lev, *D. telmachovi* Spizh. subsp. *proelivis* Lev. Листовая флора имеет верхнепермский характер (*Phyllothea equisetitoides* Schmalh., *Samaropsis kotschetovii* Neub.) Спорово-пыльцевой комплекс в мисайлапской свите также верхнепермский. Как указывает А. Ф. Дибнер, здесь присутствуют *Leiotriletes glaber* Naum., *Circella rotata* Leb., *Protopinus lepidus* Waltz., *Pseudopicea sublevis* Lub. и другие формы, отвечающие комплексу верхней части ерунковской свиты Кузбасса.

Аналоги мисайлапской свиты на севере Хатангской впадины неизвестны. М. К. Калинин и Т. М. Емельянец склонны искать их в эффузивно-туфовой свите, но поскольку вулканогенные породы есть и в верхах верхней угленосной свиты, возможно сопоставление мисайлапской свиты с верхней частью последней. Допустимо также предположение о том, что на севере Хатангской впадины мисайлапская свита оказалась полностью уничтоженной в результате размыва и складчатости, имевших место перед отложением эффузивно-туфовой свиты.

Пермские отложения, вероятно, распространены на всей площади Хатангской впадины и далее на запад заходят на территорию Усть-Енисейской впадины, где они пока не достигнуты буровыми скважинами. В северной части Хатангской впадины, включая район сопки Балахни, пермские отложения интенсивно дислоцированы и метаморфизованы, на юге впадины они приобретают платформенный характер.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Триасовые отложения, включающие все три отдела, обнаружены только на востоке и северо-востоке Хатангской впадины — в районах Тигяно-Анабарской антиклинали, Нордвика и вдоль края Таймырской складчатой области, вплоть до восточного окончания Таймырского озера на западе. На всей остальной площади Хатангской впадины и в пределах Усть-Енисейской впадины известны только нижние горизонты триаса, входящие в состав фундамента и представленные в значительной части вулканогенными образованиями (эффузивно-туфовая свита в Хатангской впадине и эффузивно-аргиллитовая свита в Усть-Енисейской впадине). Необходимо оговориться, что поскольку строения наиболее глубоко погруженных частей впадин мы не знаем, нельзя исключить возможность в дальнейшем нахождения полного или почти полного разреза триаса и за пределами указанных выше площадей.

Мощности триаса очень велики. Даже нижние его горизонты достигают в Усть-Енисейской и Хатангской впадинах мощности 1000 м и более. На северо-восточной окраине Хатангской впадины суммарная мощность отложений триаса доходит до 1600—3200 м, сокращаясь к югу, в сторону Тигяно-Анабарской антиклинали, до 700 м. Нижний и средний отделы триаса представлены всеми ярусами, в верхнем отделе выпадают верхи разреза, вероятно, размывы перед отложением юры.

Нижний отдел

В пределах Усть-Енисейской впадины на Малохетской антиклинали нижнетриасовый возраст имеют, как это впервые предположил Н. А. Гед-

ройц, сильно дислоцированные и метаморфизованные породы эффузивно-аргиллитовой свиты, на которые юра налегает с резким угловым несогласием. Эффузивно-аргиллитовая свита вскрыта скважинами только в юго-западной части Малохетской антиклинали, на площади около 12 км². Ни одна скважина не достигла подошвы свиты. Скв. 14-Р прошла по этим породам 970 м, что при углах падения 45--50° дает истинную пройденную мощность около 700 м. Породы представлены пестроцветными туфогенными аргиллитами с прослоями туфопесчаников, покровами основных эффузивов и силами диабазов. В ряде других скважин пройдены такие же породы, но вследствие крутых углов падения нельзя сказать с уверенностью, повторяют ли они разрез скв. 14-Р или должны наращивать его.

На северо-западном крыле структуры в скв. 3-Р вскрыты на 480 м (истинная мощность, с поправкой на углы падения от 35 до 80°, не менее 300 м) черные аргиллиты с подчиненными прослоями песчаников, алевролитов и туффитов, с силами траппов. Судя по различию в литологическом составе, эти породы, вопреки мнению Л. Д. Мирошника, не должны совмещаться с разрезом скв. 14-Р и, скорее всего, представляют более высокие горизонты свиты. Таким образом, мощность эффузивно-аргиллитовой свиты в пределах Малохетской антиклинали не менее 1000 м, а возможно, и значительно больше. В нижних горизонтах черных аргиллитов присутствуют, по определениям Е. М. Люткевича, *Estheria gutta* Litk., *E. aequale* Lutk. и другие виды, характерные для корвунчанской свиты р. Нижней Тунгуски и для ветлужского яруса Русской платформы. Здесь же найдены остатки, по заключению Е. Э. Беккер-Черноусовой, предположительно нижнетриасовых насекомых из сем. Cixiidae (*Boreocixius* gen. nov.) и из сем. Geintziidae. Все это дает основание относить эффузивно-аргиллитовую свиту к нижнему триасу, считая ее, в соответствии с мнением Н. А. Гедройца, аналогом корвунчанской свиты р. Нижней Тунгуски.

Можно также предположить, что эффузивно-аргиллитовая свита Малохетской антиклинали отвечает по возрасту лавовой свите Сибирской платформы и Таймырской складчатой области, слагающей борта Усть-Енисейской впадины и имеющей мощность на Сибирской платформе не менее 2 км. Эта свита, переходя, возможно, по простирацию в эффузивно-аргиллитовую свиту, пользуется, вероятно, очень широким распространением в Усть-Енисейской впадине, входя в состав ее фундамента.

Морские отложения триаса в Хатангской впадине подстилаются эффузивно-туфовой свитой, возраст которой остается еще не вполне определенным. В районе мыса Илья, бухты Кожевникова и Южно-Тигянской площади эта свита, состоящая из основных эффузивов, чередующихся с туфами и туффитами, имеющая мощность до 160 и даже 227 м, по данным М. К. Калинин, согласно налегает на относимую к татарскому ярусу мисайлапскую свиту, также заключающую туфогенные породы. В самой эффузивно-туфовой свите найдены остракоды, определяющиеся О. Э. Лев как *Darwinula paralella* Sprizh., *D. acuta* Lev и прочие виды, которые являются общими с мисайлапской свитой и тяготеют к татарскому ярусу. Вышележащие морские триасовые отложения налегают на эффузивно-туфовую свиту с угловым несогласием, благодаря чему на структуре Юрюнг-Тумус и на своде Тигяно-Анабарской антиклинали эффузивно-туфовая свита полностью размыта. Все это и дало исследователям основание относить эффузивно-туфовую свиту еще к перми.

К югу от Нордвикского района эффузивно-туфовая свита, будучи перекрыта уже породами юры, а на р. Котуе даже мела, обнаруживается в скважинах в районе бухты Сындаско (Хатангский залив) и на р. Котуе. Мощность ее в бухте Сындаско равна всего 24 м. Начиная с междуречья Попигая и Котуя и далее на запад, вулканогенные

образования, главным образом покровы основных эффузивов мощностью до 1000 м и более, слагают целиком южный борт впадины, погружаясь на север под юрские и меловые отложения.

К западу от Хатангского залива эффузивно-туфовая свита появляется в горстовом поднятии горы Балахны, где, по данным П. С. Воропова и В. А. Черепанова, она представлена туфами, туфобрекчиями и мандельштейнами.

На северном склоне Хатангской впадины в районе мыса Цветкова эффузивно-туфовая свита (песчаники, алевролиты, аргиллиты, туффиты, туфоконгломераты, вверху покровы эффузивов) лежит, по наблюдениям И. С. Грамберга, с угловым несогласием на породах перми и вверх по разрезу без перерыва сменяется морскими нижнетриасовыми отложениями. В свите найдена листовая флора (*Cladophlebis* sp., *Araucarites* sp., близкий к *Araucarites* из мальцевской свиты Кузбасса, *Phoenicopsis* sp.), по заключению Н. А. Шведова, мезозойского типа, содержащая общие с вышележащими индскими (подоленикскими) слоями формы. Мощность эффузивно-туфовой свиты здесь составляет 280—320 м, но западнее на рр. Подкаменной и Чернохребетной мощность возрастает до 700—750 м (данные А. Б. Алексеевой), а на склонах возвышенностей Тулай-Кирыка-Тас и Кирыка-Тас даже до 1200—1300 м (данные В. А. Виноградова). В составе свиты наблюдается чередование покровов базальтов, базальтовых туфов, туффитов и песчаников, в верхних горизонтах присутствуют конгломераты с галькой пермских осадочных пород, базальтов, долеритов и фельзитовых порфиритов.

Надо заметить, что И. М. Мигай для района мыса Цветкова, А. Б. Алексеева для бассейнов рр. Подкаменной и Чернохребетной и В. А. Виноградов для возвышенностей Тулай-Кирыка-Тас и Кирыка-Тас высказываются против наличия перерыва и углового несогласия между породами перми и эффузивно-туфовой свитой. Однако для района мыса Цветкова такое мнение опровергнуто исследованиями И. С. Грамберга, в районе работ А. Б. Алексеевой, по ее же данным, степень дислоцированности пермских и триасовых отложений и даже их простирания резко различны, а на склонах возвышенностей Тулай-Кирыка-Тас и Кирыка-Тас контакт эффузивно-туфовой свиты с пермью не наблюдался.

Подводя итоги рассмотрению эффузивно-туфовой свиты, следует признать, что она, по всем данным, очень широко, вероятно почти повсеместно, распространена в пределах Хатангской впадины, выпадая из разреза только на сводах отдельных структур. Можно думать, что в западной части впадины и мощности эффузивно-туфовой свиты окажутся весьма значительными, приближаясь к тем величинам, которые известны на северном и южном ее бортах (1000 м или более). К востоку мощности явно сокращаются, не превосходя на восточном склоне впадины 100—200 м. Возможно, что при этом происходит фациальное замещение вулканогенных пород морскими отложениями индского яруса нижнего триаса, мощность которых, в отличие от всех других горизонтов триаса, по направлению на запад не возрастает, а наоборот, сокращается. Вероятно, формирование эффузивно-туфовой свиты шло одновременно с проявлением складчатости в Таймырской геосинклинали, благодаря чему перерывы и несогласия устанавливаются то в кровле свиты (Нордвикский район), то в ее подошве (мыс Цветкова). Кроме того, приходится учитывать наличие отдельных покровов эффузивов и туфов как в подстилающих эффузивно-туфовую свиту верхнепермских отложениях, так и, по данным А. Б. Алексеевой и В. А. Виноградова, в покрывающих свиту морских нижнетриасовых отложениях.

Возраст эффузивно-туфовой свиты остается неопределенным. Мы, в соответствии с решениями Совещания по стратиграфии Сибири, состоявшегося в январе 1956 г., условно относим ее к низам нижнего три-

аса, опираясь при этом на факты находок нижнетриасовой флоры в лавовой толще Сибирской платформы, тесную связь и возможное фациальное замещение эффузивно-туфовой свиты и морских нижнетриасовых отложений.

Морские нижнетриасовые отложения начинаются с отложений, выделенных в 1956 г. в индский ярус, ранее же описывавшихся под названием подоленекских слоев. Они представлены серыми глинами с прослоями алевролитов и песчаников мощностью, по данным Т. М. Емельянцева, в Нордвикском районе 10—15 м.

У северного борта Хатангской впадины в составе индских отложений преобладают песчаники, в значительной части туфогенные, туффиты и алевролиты мощностью до 100—200 м. А. Б. Алексеева приводит мощность, равную даже 400—500 м, но, вероятно, бóльшая часть выделенных ею подоленекских слоев, представленных туфопесчаниками и туффитами с залежами лав мощностью около 300 м должна относиться к эффузивно-туфовой свите. Все же и в разрезе индского яруса, по наблюдениям А. Б. Алексеевой и В. А. Виноградова, встречаются единичные покровы базальтов и спилитов. В непосредственной близости к последним найдена характерная для индского яруса фауна (определения Ю. Н. Попова и Е. М. Люткевича): *Myalina* aff. *schatarae* Bittn., *M.* aff. *kochi* Spath., *Lingula* ex gr. *tenuissima* Br., *L.* cf. *borealis* Bittn., *Glyptoptceras* (?) sp. indet., *Estheria gutta* Lutk., *E.* cf. *aequale* Lutk. В Нордвикском районе присутствуют остракоды *Healdia bella* Lev и мелкие песчаные фораминиферы: *Ammobaculites longus* Schl., *Orthovertella cocchilis* Schl., *Dentalina acuta* Schl. и др.

Кверху отложения индского яруса сменяются отложениями оленекского яруса (оленекскими слоями), представленными преимущественно серыми аргиллитами, лишь в верхних горизонтах переходящими в песчаники. Мощность их в Нордвикском районе составляет не более 40—50 м, на севере Хатангской впадины — до 300 м. Здесь обнаружена обильная фауна, по определениям Ю. Н. Попова и Л. Д. Кипарисовой, состоящая из *Keyserlingites middendorffi* (Keys.), *Koninckites keyserlingi* (Mojs.), *Sibirites eichwaldi* (Keys.), *Olenekites* cf. *intermedius* (Mojs.), *Xenodiscus karpinskii* Mojs., *X. demokidowi* Kipar., in coll., *X.* aff. *schmidti* Mojs., *Meekoceras euomphalum* (Mojs.), *Taimyrensis alexeevae* Gorow, *Pervillia mytiloides* Schl., *Myalina putianensis* Kipar., *Velopecten minutus* Kipar., *Lingula borealis* Bittn. и других видов.

Средний отдел

Средний триас, как указывает большинство исследователей, ложится согласно на оленекский ярус. Однако И. С. Грамберг, основываясь на характере структуры, видимой на аэрофотоснимках района мыса Цветкова, а также исходя из данных А. Б. Алексеевой об особенностях распространения анизийских слоев в районе рр. Подкаменной и Чернохребетной, допускает наличие несогласия между нижним и средним триасом. Об этом же говорят резкие изменения мощностей нижнего триаса и присутствие конгломератов в основании среднего триаса в скважинах Нордвикского района. На Южно-Тиганской структуре морские отложения нижнего триаса полностью выпадают из разреза и, по описанию Т. М. Емельянцева, средний триас налегает непосредственно на эффузивно-туфовую свиту.

Начинается средний триас с анизийского яруса. Это — алевролиты и песчаники, часто пестроцветные, иногда туфогенные, с косой слоистостью и растительными остатками мощностью от 80—130 м в Нордвикском районе, до 390—700 м у северного борта впадины. Анизийские

слои содержат богатую фауну, определяющуюся Л. Д. Кипарисовой и В. Н. Поповым: *Hungarites* aff. *soltmani* Toulou, *H. gusevi* Kipar., *H. tetragonus* Voyn., *H. involutus* var. *laevis* Kipar., *Ptychites* cf. *trochleaeformis* Lingstr., *Parapopanoceras* cf. *torelli* Mojs., *Beyrichites migayi* Kipar., *Gervillia?* *arctica* Kipar., *Myophortopsis* cf. *gregaroides* Phill. В районе мыса Цветкова верхние горизонты анизийских отложений, представленные, как указывает И. М. Мигай, преимущественно песчаниками, охарактеризованы: *Grypoceras* aff. *whitneyi* Gabb., *Gervillia?* *arctica* Kipar., *Trigonodus* cf. *praelongus* Kipar., *Lingula polaris* Lundgr.

Анизийские слои перекрываются отложениями предположительно ладинского яруса, относимыми в Нордвикском районе к гурымисской свите и представленными песчаниками с прослоями алевролитов и конгломератов, содержащими растительные остатки. В районе мыса Цветкова в верхней части ладинских отложений преобладают песчано-глинистые породы с тонкими пропластками угля. Мощность этих отложений в Нордвикском районе составляет 70—140 м, в районе мыса Цветкова 190 м, на северном склоне возвышенности Тулай-Кирыяк-Тас до 400 м. В последнем районе В. А. Виноградов считает указанные отложения верхнетриасовыми на основании находок в них определяющей Н. Д. Василевской флоры: *Taeniopteris taimyrensis* Vas., *Juceites* cf. *spathulatus* Rуп. Однако в других районах рассматриваемые слои перекрываются карнийским ярусом, что и позволяет относить их к ладинскому ярусу.

Верхний отдел

Верхний триас начинается с карнийского яруса, сложенного серыми аргиллитами и глинами, переходящими выше по разрезу в алевролиты и затем песчаники, которые и заканчивают разрез яруса. Мощность карнийского яруса колеблется от 30—70 м в Нордвикском районе до 230 м в районе мыса Цветкова. К востоку от последнего верхний триас не обнаружен. Карнийские глинистые отложения содержат определяющую Л. Д. Кипарисовой фауну: *Discophyllites* sp., *Germanonautilus* sp. indet., *Atractites* sp., *Halobia zitteli* Lindstr., *Pseudomonotis tasyrensis* Vor., *Pecten* cf. *derbekensis* Kipar., *P.* ex gr. *hiemalis* Tell., *P.* ex gr. *scutella* Hörn, *Lingula* cf. *polaris* Lundgr. В Нордвикском районе к карнийским отложениям приурочен описанный А. А. Герке комплекс микрофауны: *Dentalina praenuda* Gerke, *Cristellaria* ex gr. *prima* Orb., *C.* ex gr. *varians* Born., *Ogmoconcha* sp. и другие виды.

Над карнийскими отложениями залегает чайдахская (в районе мыса Цветкова — немцовская) свита, состоящая из серых песчаников, чередующихся с алевролитами и глинами, с прослоями конгломератов, углистых сланцев и каменных углей. Мощность свиты в Нордвикском районе достигает 25—100 м, на мысе Цветкова 135—400 м. В породах, по определению Н. А. Шведова, содержатся растительные остатки: *Podozamites* ex gr. *lanceolatus* Нг., *Podozamites* sp. sp., *Cladophlebis* sp. sp., *Pecopteris* sp. sp., *Equisetites* sp. и споры и пыльца, по заключению Э. Н. Кара-Мурза, верхнетриасового типа. Можно предположительно отнести рассматриваемую свиту к норийскому ярусу. В кровле ее устанавливается крупный разрыв, отделяющий триасовые отложения от юрских. Надо, однако, оговориться, что в Нордвикском районе намечается перерыв и в основании чайдахской свиты.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Юрские отложения в пределах Усть-Енисейской и Хатангской впадин развиты повсеместно, но, будучи перекрыты мощной толщей меловых отложений, залегают большей частью на глубинах порядка несколь-

ких километров (до 4—5 км в Усть-Енисейской впадине). На поверхности юрские отложения появляются, и то не повсеместно, лишь вдоль южного и северного бортов Хатангской впадины и на участке, разделяющем Хатангскую и Усть-Енисейскую впадины. На периферии Усть-Енисейской впадины юрские отложения выклиниваются раньше меловых и потому нигде, насколько нам известно, на поверхность не выходят. Внутри Усть-Енисейской впадины только в районе Малохетской антиклинали юрские отложения вскрыты скважинами под меловыми отложениями на глубинах 265—2500 м.

Представлены юрские отложения в пределах Усть-Енисейской и Хатангской впадин тремя отделами и всеми их ярусами, начиная от домерского и кончая верхним волжским ярусом. Нижний лейас и плинсбах предположительно устанавливаются только в восточной части Хатангской впадины. Мощность отложений юрской системы в Усть-Енисейской впадине доходит до 1600 м, а в зоне максимального прогиба, возможно, и больше. В окраинных частях впадины и на приподнятых структурах мощности юрских пород быстро сокращаются. В Хатангской впадине мощность их, по имеющимся данным, достигает на приподнятых участках (на крыльях структур) 800—900 м, а на периферии впадины не более 350 м, в зонах же наибольшего прогибания остается вообще неизвестной.

Нижний отдел

В основании юрских отложений Хатангской впадины в районах Тигяно-Анабарской антиклинали и структуры Юрюнг-Тумус, по описанию Т. М. Емельянцева, лежат пески и песчаники с прослоями коричневых глин и конгломератов мощностью до 140 м. В них обнаружена фауна, которая, по определениям Н. С. Воронец, представлена: *Pseudomonotis lisabeti* Vog., *Myophoria* aff. *laevigata* Ziet., *Burefamyia emeljanzevi* Vog. Здесь же установлена и микрофауна *Turritellella volubilis* Gerke et Soss. и ряд форм, общих с формами вышележащих заведомо среднелейасовых слоев. Эти отложения могут быть предположительно отнесены к нижнему лейасу, поскольку согласно перекрываются горизонтом со среднелейасовыми представителями рода *Harpax*.

Средний лейас представлен в нижней части песчаниками, песками и алевролитами с галькой кремня, диабазы и пермских песчаников. Породы содержат остатки *Harpax*. Мощность их 50—90 м. Выше лежат темно-серые глины с прослоями песчаников и алевролитов мощностью 70—100 м, также содержащие представителей рода *Harpax*. В верхней части этих отложений устанавливается чередование глин и песчаников. К глинистой пачке приурочены находки характерных для домерского яруса *Amaltheus margaritatus* Mont. Нижняя же пачка может предположительно относиться к плинсбахскому ярусу. По всему разрезу среднего лейаса присутствует микрофауна: *Ammodiscus pseudoinfimus* Gerke et Soss., *Trochammina* ex gr. *inflata* (Mont.), *Nodosaria columnaris* Franke и другие виды.

На периферии Хатангской впадины непосредственно на доюрские породы налагают глинисто-алевритовые и песчано-глинистые породы среднего лейаса, обычно с прослоями конгломератов в основании разреза, общей мощностью 40—100 м. Надо думать, что эти породы соответствуют верхней пачке среднего лейаса Нордвика и Тигяно-Анабарской антиклинали, так как содержат на р. Анабар, по определению В. И. Бодылевского, наряду с *Harpax*, домерских *Amaltheus margaritatus* Mont. В верхней части этих отложений возрастает роль песчаных осадков, а иногда песчаники даже преобладают.

В Усть-Енисейской впадине разрез юрских отложений тоже начинается со среднего лейаса, по аналогии с Хатангской впадиной домер-

ского яруса. Породы последнего с резким (до 25—50°) угловым несогласием налегают на размытую поверхность нижнетриасовых отложений.

К домерскому ярусу В. Н. Саксом и З. З. Ронкиной отнесены две свиты. Нижняя свита мощностью 50—105 м сложена темно-серыми и буровато-серыми аргиллитами, в нижней части с прослоями крупногальчатых конгломератов, с рассеянной галькой и подчиненными прослоями алевролитов и песчаников. Она содержит характерную для среднего лейаса фауну, определяющуюся В. И. Бодылевским и Н. И. Шульгиной: *Harpax laevigatus* Ogb., *Pseudomonotis* sp. indet. cf. *deleta* Dum., *Pecten* aff. *subulatus* Goldf., и микрофауну: *Marginulina quinta* Gerke, *Ogmoconcha ornata* Gerke et Lev и др. (определения Н. В. Шаровской). Среди гальки в конгломератах встречаются нижнетриасовые породы, траппы, изредка гранитоиды. Верхняя свита мощностью 59—82 м представлена светло-серыми мелкозернистыми, реже разнозернистыми песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов, с галькой глини, многочисленными обломками древесины. Она предположительно отнесена к среднему лейасу.

Отложения тоарского яруса в Усть-Енисейской впадине также разделяются на две свиты. В основании нижней свиты, имеющей мощность 63—110 м, находится горизонт темно-серых глин и аргиллитов с *Pseudomonotis substriata* Goldf., *Inoceramus (Mytiloides) aff. quenstedti* Pöchl., перекрываемый пачкой светло-серых мелкозернистых песчаников с прослоями алевролитов и аргиллитов, содержащими растительные остатки. Разрез верхней свиты тоарского яруса также начинается с горизонта серых алевролитов, реже аргиллитов, с *Pseudomonotis* cf. *substriata* Goldf. и остатками чешуи рыб. Над этим горизонтом снова лежат светло-серые мелкозернистые песчаники с прослоями алевролитов и аргиллитов, с растительными остатками. Мощность толщи 74—120 м.

В составе отложений тоарского яруса Хатангской впадины доминируют глинисто-алевролитовые породы. В основании тоарских пород районов Тигяно-Анабарской антиклинали и Юрюнг-Тумуса располагается горизонт голубовато-серых глин мощностью 22—25 м, содержащий мелкие формы *Pseudomonotis* и *Inoceramus* (китербютский горизонт). Выше лежат чередующиеся между собой пачки глин, песчаников и песчано-глинистых пород. Общая мощность тоарских отложений составляет в районах Тигяно-Анабарской антиклинали и Юрюнг-Тумуса 80—100 м, на южном склоне впадины — 35—65 м, на северном склоне 125 м (район мыса Цветкова, по данным Т. П. Кочеткова).

Тоарские отложения охарактеризованы фауной: *Dactylioceras* cf. *microtatum* Ogb., *Passalothoeuthis tolli* Pavl., *Nannobellus janus* Dum., *N. brevis* Hel., *N. pavlovi* Krimh., *Hastites* cf. *virgatum* May, *Eumorphotis vai* Bod., *Pseudomonotis substriata* Goldf., *Tancredia subendorffi* Schm., *Leda acuminata* Goldf. var. *popigajis* Bod. (определения В. И. Бодылевского и Н. С. Воронца). А. А. Герке выделен комплекс характерной для тоарского яруса микрофауны с *Cristellaria praefoliacea* Gerke, *Ammodiscus* ex gr. *asper* (Terq.), *Camptocythere mandelstami* Gerke et Lev и др.

Средний отдел

Отложения средней юры залегают на породах нижней юры без видимого перерыва. В Усть-Енисейской впадине в основании разреза средней юры лежит толща темно-серых, иногда сидеритизированных аргиллитов и глин, с редкими прослоями алевролитов и песчаников мощностью 48—82 м с рассеянной галькой песчаников, нижнетриасовых аргиллитов, траппов и метаморфических пород. Породы охарактеризо-

ваны фауной: *Pseudomonotis (Eumorphotis) lenaensis* L a h., *Inoceramus (Mytilloides) aff. amygdaloides* Schloth., *Ophurites* sp. и многочисленными плевромиями *Pleuromya* sp. пов. aff. *tenuistria* A g. Предположительно к аалену относятся вышележащие светло-серые мелкозернистые песчаники с тонкими пропластками угля и очень редкими прослоями алевролитов и глин, содержащие растительные остатки. Мощность их 70—108 м.

В Хатангской впадине ааленский ярус (в Нордвикском районе арангастахская свита) представлен в нижней части пачкой аргиллитов, глин и алевролитов с подчиненными прослоями песчаников общей мощностью 70—75 м, содержащей ааленские виды: *Ludwigia concava* S o w., L. aff. *rudis* B u c k m., *Eumorphotis lenaensis* L a h., *Tancredia subtilis* L a h., *Inoceramus* ex gr. *retrorsus* K e y s. На р. Анабар, в 4 м выше слоя с *Ludwigia* aff. *rudis* B u c k m., найден остаток *Ammonites* sp. (? *Normannites*), определявшийся Н. С. Воронец. Если бы определение *Normannites* подтвердилось, мы имели бы здесь средний байос, но плохая сохранность аммонита пока не позволяет делать такой вывод. Пачка глин охарактеризована комплексом микрофауны с *Cristellaria nordvikensis* M j a t l., *Trochammina praesquamata* M j a t l. и другими видами. Выше лежит пачка светло-серых алевролитов, песчаников и песков мощностью 15—25 м с *Eumorphotis lenaensis* L a h., *Inoceramus* ex gr. *retrorsus* K e y s. Они заключают своеобразную микрофауну, относимую А. А. Герке к слоям с грубозернистыми аммодискусами и характеризующуюся развитием *Ammodiscus pseudoinfirmus* G e r k e et S o s s. f. *granulata*. Описываемая пачка пород может оказаться, как предполагает А. А. Герке, и байосской, но по аналогии с Усть-Енисейской впадиной, где к байосу принадлежит вышележащая глинистая пачка, более вероятно считать песчано-алевритовую пачку ааленской.

Над ааленом в Усть-Енисейской впадине залегают относимые к байосу буровато-серые глины и алевролиты с редкими прослоями песчаников с характерными флюидалными текстурами мощностью 95—165 м с *Pseudomonotis decussata* G o l d f., *Harpax* sp., *Tancredia subtilis* L a h. и довольно разнообразной микрофауной. Последняя весьма сходна с микрофауной батских отложений Хатангской впадины и в то же время содержит много видов, свойственных байосу Русской равнины и Западной Европы: *Dentalina vasta* M j a t l., *Cristellaria inconstans* S c h w., C. ex gr. *semitrinvoluta* T e r q., C. ex gr. *nitronovi* D a i n., C. *stellaris* T e r q. и др.

Батский ярус представлен светло-серыми мелкозернистыми песчаниками с прослоями глин и алевролитов мощностью 143—155 м. Породы заключают тонкие пропластки углей. Изредка встречаются раковины неопределимых пелеципод и микрофауна, близкая к микрофауне батского яруса Хатангской впадины: *Dentalina* aff. *gumbeli* S c h w., *Cristellaria* ex gr. *bilobata* G e r k e и др. Среди многочисленных растительных остатков Н. Д. Василевской определены *Pityophyllum ci. solmsi* S o w., *P. lindströmi* N a t h. и др.

В Хатангской впадине над арангастахской свитой без видимого перерыва залегают породы юрiong-тумусской свиты, также разделяющиеся на две пачки. Нижняя из них состоит из темно-серых, почти черных глин, в верхней части с тонкими прослойками песчаников, сростками кристаллов кальцита и конкрециями пирита; мощность этой пачки равна 75—120 м. Найденная фауна представлена *Inoceramus* ex gr. *retrorsus* K e y s., *Eumorphotis* ex gr. *lenaensis* L a h. и другими формами, не определяющими возраст до яруса. Следует отметить, что белемниты, собранные на р. Анабар, по предварительному заключению Н. С. Воронец, ближе к байосским, чем к батским формам (*Mesoteuthis* sp.). Микрофауна в рассматриваемых породах очень обильная и чрезвычайно сходная с микрофауной байосского яруса Усть-Енисейской

впадины. Здесь присутствуют *Cristellaria inconstans* Schw., *C. protracta* Born., *Glomospira gordialis* (Park. et Jon.), *Camptocythere* aff. *nordvikensis* (Schar.), *C. aff. adiki* (Schar.), *C. solida* Gerke et Lev.

Приведенная палеонтологическая характеристика дает основание нижнюю пачку юрюнг-тумусской свиты в Хатангской впадине предположительно относить к байосу, оставляя окончательное решение вопроса о возрасте до нахождения в ней аммонитов и обработки собранных уже белемнитов. Т. М. Емельянец относит эту пачку уже к батскому ярусу. Верхняя пачка юрюнг-тумусской свиты, сложенная алевролитами, мелкозернистыми песками и песчаниками с прослоями и линзами глин, с растительными остатками, имеет мощность 52—135 м. Она охарактеризована батской фауной: *Cranoccephalites vulgaris* Spath, *Arctoccephalites* sp. (определения В. И. Бодылевского), *Morrisceras* sp. nov. (определение Н. С. Воронец), *Inoceramus* ex gr. *retrorsus* Keys., *I. aff. porrectus* Eichw., *Eumorphotis sublaevis* Bod. Микрофауна весьма близка к микрофауне нижележащих, предположительно байосских отложений, но обеднена. Появляются здесь свои, отличные от байосских представители формы: *Cristellaria guttata* Schl., *Eoguttulina* cf. *polygona* (Tegq.), *Camptocythere laeva* Gerke et Lev. Эта верхняя пачка по фауне аммонитов, несомненно, относится к батскому ярусу.

На периферии Хатангской впадины тоже различаются отложения аалена, состоящие преимущественно из песчано-алевритовых пород мощностью 40—60 м на юге и до 85 м на севере впадины, и байос-батские глинисто-алевритовые осадки мощностью около 100 м в южной части впадины и до 200 м — на севере, в районе мыса Цветкова. При этом в последнем районе, по данным И. М. Мигая, глины приурочены только к нижней части средней юры, выше же лежит мощная пачка песчаников с подчиненными прослоями алевролитов с *Inoceramus* ex gr. *retrorsus* Keys.

Верхний отдел

Верхняя юра в пределах рассматриваемой территории наиболее богато охарактеризована палеонтологически. Все ярусы надежно устанавливаются по фауне. Однако отложения верхней юры встречаются особенно на периферии впадин, как правило, в виде отдельных обрывков, что связано с рядом разрывов, происходивших на протяжении верхнеюрской эпохи и перед началом мелового периода.

Келловейский ярус в Усть-Енисейской впадине разделяется на нижний подъярус с *Arcticoceras* (?) sp. и верхний с *Quenstedticeras* sp. indet., *Cadoceras* cf. *nikitini* Sok., *Parallelodon elatmae* Boris., *Aucella lata* Traut'sch., *Pholadomya* aff. *follicea* Ag. Средний подъярус по фауне не выделяется. Сложен келловей буровато-серыми алевролитами, реже глинами, мощностью 30—44 м.

В Хатангской впадине келловейский ярус представлен всеми тремя подъярусами. Отложения его присутствуют в районе Тигяно-Анабарской антиклинали, на Нордвике, о-вах Бегичева и Преображения и на мысе Цветкова. В основании разреза лежат песчано-глинистые породы с *Cadoceras* sp., *Cristellaria* ex gr. *involvans* Wisp. мощностью 15—20 м. Выше располагаются преимущественно серые глины с линзами известняков мощностью до 35 м с фауной нижнего келловей: *Cadoceras calyx* Spath, *C. cf. frebaldi* Spath и среднего келловей: *Cadoceras tscheffkinti* Orb. Верхний келловей на о. Бегичева сложен глинами и алевролитами с *Quenstedticeras holtedahli* Freb., *Cadoceras nikitini* Sok. На Анабаро-Хатангском междуречье верхний келловей, по-видимому, входит в состав вышележащей пачки темно-серых и бурых глин, в основном принадлежащей к оксфорду.

На севере Хатангской впадины, на мысе Цветкова, к келловее относятся переслаивающиеся между собой глины, алевролиты и песчаники, имеющие мощность, по заключению И. М. Мигая, 225 м. В верхней части их имеется фауна верхнего келловоя: *Quenstedticeras holtedahli* F r e b.; нижесреднего келловоя — *Cadoceras tscheffkini* O r b. и в нижних горизонтах предположительно нижнекелловейские — *Paral-lodon stschurovskii* R o u i l l., *Pholadomya simplex* P h i l l., *Amberleya meyndorffi* O r b. (определения Н. С. Воронца).

К оксфордскому ярусу на Малохетской антиклинали принадлежат серые и зеленовато-серые песчано-глинистые породы мощностью 43—57 м внизу с *Cardioceras jacuticum* P a v l. (нижний подъярус), выше с *Amoeboceras* cf. *alternoides* N i k. и *Aucella* cf. *bronni* R o u i l l. (средний подъярус). Верхний подъярус оксфорда (с *Amoeboceras alternans* V u s h), по крайней мере в присводовой части Малохетской антиклинали, из разреза выпадает.

В Хатангской впадине оксфордские отложения известны только в районе Тигяно-Анабарской антиклинали и на севере Хатангской впадины, на р. Подкаменной.

Нижний оксфорд сложен на Тигяно-Анабарской антиклинали темно-серыми и бурыми глинами с прослойками известняков мощностью 30—35 м с *Cardioceras jacuticum* P a v l., *C. excavatum* S o w., *C. anabarensis* P a v l., *C. percaelatum* P a v l. На р. Малой Подкаменной к нижнему оксфорду принадлежат серые аргиллиты, глины, алевролиты и алевролиты, в нижней части чередующиеся с песчаниками. Обнаружена фауна: *Cardioceras anabarensis* P a v l., *C.* cf. *levisculptum* P a v l. Мощность отложений составляет не менее 50 м. Средний подъярус оксфорда по фауне не выделяется.

Отложения верхнего подъяруса, на основании находок *Amoeboceras* ex gr. *alternans* V u s h, указываются М. С. Шлейфером для участка среднего течения р. Подкаменной, Т. М. Емельянцевым — для Нордвикского района, Р. Ф. Гуголем и В. П. Петелиным — для р. Маймечи. В первом районе они представлены песками с конкрециями песчаника и обломками древесины, во втором районе эти отложения входят в состав пачки темно-серых глин с прослоями глауконитовых песчаников мощностью 10—25 м, включающей и фауну нижнего кимериджа. На р. Маймече найдены только валуны песчаника с *Amoeboceras alternans* V u s h v a g.

Надо заметить, что выпадение из разреза на Малохетской антиклинали отложений верхнего оксфорда, приуроченность там горизонта глауконитовых песчаников к нижнему кимериджу, а также наличие в основании толщи нижнего кимериджа размывов на рр. Енисее, Хете и на мысе Цветкова, позволяют ставить вопрос о том, правильно ли определены в Хатангской впадине *Amoeboceras* ex gr. *alternans*, послужившие критерием для выделения верхнего оксфорда, и не принадлежат ли эти аммониты к нижнекимериджской группе *Amoeboceras kitchini*.

Отложения кимериджа ложатся на подстилающие породы с размывом. На Малохетской антиклинали они местами налегают на келловейские породы, а на северном склоне Сибирской платформы даже непосредственно на нижнетриасовые траппы. На Малохетской антиклинали нижний кимеридж начинается с темно-зеленых и серо-зеленых глауконитовых песчаников и алевролитов мощностью до 20—30 м с *Amoeboceras* cf. *kitchini* S a l f., *Cylindroteuthis* aff. *puzosianus* O r b., *Aucella* cf. *aviculoides* P a v l., *A.* ex gr. *bronni* R o u i l l. Выше лежат темно-серые глины и алевролиты с *Amoeboceras sokolovi* B o d., *A.* cf. *kochi* S p a t h., *Pictonta* sp. indet., *Pachyteuthis pandermanianus* O r b., *Aucella* cf. *kirghisensis* S o k., *A.* cf. *bronni* R o u i l l., *A.* cf. *tenuistriata* L a h., в верхних горизонтах с *Amoeboceras* cf. *decipiens* S p a t h (верхи нижнего кимериджа). Фауны верхнего кимериджа нет. Общая мощность

отложений кимериджа достигает 167 м. В верховьях р. Хеты породы нижнего кимериджа, налегающие непосредственно на траппы, представлены серыми песчаниками с конкрециями и прослоями известковистых песчаников, содержащими гальку траппов, обломки древесины и остатки фауны: *Amoeboceras kitchini* S a l f.

В районах Нордвика, Тигяно-Анабарской антиклинали и бухты Сындаско к нижнему кимериджу, хотя бы частично, приурочен горизонт глин с прослоями глауконитовых песчаников. Здесь встречены *Amoeboceras kitchini* S a l f., *A. cf. taimyricus* B o d., *Rasenia* sp., своеобразный комплекс микрофауны с *Cristellaria* aff. *initabilis* Z a s p., *C. ex gr. navicula* O r b., *Lagena hispida* R e u s s.

В районе мыса Цветкова, на р. Чернохребетной, нижний кимеридж лежит на келловее и сложен зеленовато-серыми мелкозернистыми песчаниками с горизонтом конгломерата в основании. В нижних слоях песчаников присутствуют *Amoeboceras kitchini* S a l f., *Aucella lindstroemi* S o k., а в верхних — *Amoeboceras taimyricus* B o d., *Aucella lindstroemi* S o k. И. М. Мигай принимает мощность песчаников в 280 м, что вряд ли верно, если учесть отсутствие сплошного разреза и постоянство литологии и состава фауны. По заключению И. С. Грамберга, мощность нижнего кимериджа на р. Чернохребетной не превосходит 120 м.

Верхний кимеридж по фауне не выделяется, но оснований для предположений о региональном перерыве все же нет. Местные размыты бесспорно были, так как известны случаи налегания нижеволжских отложений на породы древнее кимериджа. Вместе с тем М. К. Калинин и Т. М. Емельянцева высказываются за наличие непрерывного разреза верхней юры в районах Тигяно-Анабарской антиклинали и Нордвика, что находит подтверждение в постепенном переходе от горизонта глин с прослоями глауконитовых песчаников к вышележащим глинам нижнего волжского яруса.

Отложения нижнего волжского яруса лежат на породах кимериджа в своде Малохетской антиклинали с разрывом. Они сложены темно-серыми и черными глинами с прослоями алевролитов, реже песчаников, и с пропластками мергеля. Мощность их достигает 210 м. Фауна в нижних горизонтах представлена *Subplanites rotor* B o d., *Dorsoplanites* sp. indet., *Pachyteuthis* cf. *explanata* P h i l l., *Cylindroteuthis* cf. *magnifica* O r b., *C. ingens* K r i m h. var., *Aucella* ex gr. *mosquensis* B u c h. В верхних горизонтах этих отложений появляются *Laugeites* (?) sp.

Верхний волжский ярус представлен также черными и темно-серыми глинами мощностью до 130 м, с прослоями алевролитов и пропластками мергеля. Они согласно перекрывают нижеволжские отложения и содержат в нижней части разреза фауну аммонитов нового выделенного В. И. Бодылевским рода *Taimyroceras* (*T. laevigatus* B o d., *T. niiga* B o d.), *Aucella* ex gr. *fischeriana* O r b. В верхних горизонтах отложений найдены *Craspedites* (*Paracraspedites*?) sp. indet., *Aucella* aff. *tolti* S o k., *Modiola* cf. *sibirica* B o d. и своеобразный комплекс мелких фораминифер: *Haplophragmoides fimbriatus* S h a r., *Ammobaculites* ex gr. *fontinensis* T e r q., *Lamarckina* aff. *rjasanensis* U h l.

В верхнем течении р. Хеты отложения верхов верхней юры состоят из зеленовато-серых алевритов с караваями и конкрециями известковистых алевролитов, с фауной аммонитов из группы *Perisphinctes*, *Aucella* ex gr. *mosquensis* B u c h, выше по разрезу — с *Taimyroceras taimyrensis* B o d. В осыпи найден также характерный для верхнего волжского яруса *Craspedites okenis* O r b.

В районах Тигяно-Анабарской антиклинали и Нордвика верхние горизонты верхней юры представлены пачкой мощностью до 30 м плотных темно-серых глин, с линзовидными прослойками известняка, с остатками панцирей ракообразных. Судя по разрезу на р. Анабар,

изученному Т. М. Емельянцевым, сюда входят как нижний волжский ярус с белемнитами *Cylindroteuthis absoluta* Fisch., *C. magnifica* Orb., *Pachyteuthis* aff. *explanata* Phill., так и предположительно верхний волжский ярус с *Craspedites* sp. nov., *Taimyroceras* ? sp., *Aucella subinflata* Pavl. Эта пачка глин охарактеризована комплексом микрофауны с *Haplophragmoides emeljanzevi* Schl. и многочисленными *Ammotiscus* ex gr. *incertus* Orb. Для нижней части пачки (нижний волжский ярус) свойственны *Haplophragmoides minttisstmus* Shag.

В северной части впадины глины, а у самого края Таймырской складчатой зоны пески и песчаники нижнего волжского яруса, имеющие мощность до 50—100 м, включают *Aucella mosquensis* Buch, *Cylindroteuthis magnifica* Orb., *C. porrecta* Phill., *C. subporrecta* Bod., а также аммонитов — *Pavlovta* ex gr. *iatrinstis* Illov., *Dorsoplanites* cf. *triplex* Spath, *D.* aff. *maximus* Spath и др. Эти породы присутствуют на рр. Подкаменной и Журавлевой, к востоку от Таймырского озера, на р. Верхней Таймыре и, судя по данным Т. П. Кочеткова, на берегу Хатангского залива к югу от устья р. Чернохребетной.

У южного борта Хатангской впадины нижеволжские, преимущественно глинистые породы встречены на р. Маймече и на левобережье р. Анабара. Они имеют мощность до 20—35 м и содержат *Dorsoplanites dorsoplanus* Mich., *Aucella mosquensis* Buch, выше по разрезу — *Aucella russtensis* Pavl., *A. subovalis* Pavl. На левом притоке р. Попигая — р. Половинной, по мнению И. Е. Ширяева, к нижнему волжскому ярусу может относиться 6-метровый слой зеленых и серых песчаников с окатанными рострами *Cylindroteuthis* cf. *magnifica* Orb., *C.* cf. *rizosi* Orb., лежащий между отложениями валанжина и средней юры и свидетельствующий о наличии размывов как перед отложением нижнего волжского яруса, так и перед отложением валанжина. На доваланжинские размывы указывают также частые находки переотложенных ростров нижеволжских белемнитов в нижних горизонтах валанжина вдоль всего южного борта Хатангской впадины.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Меловые отложения распространены в пределах Усть-Енисейской и Хатангской впадин повсеместно, будучи перекрыты четвертичными осадками. На поверхности преимущественным развитием пользуются верхнемеловые отложения. Они выклиниваются лишь в окраинных частях впадин и на сводах структур, где под четвертичными образованиями залегают непосредственно породы нижнего мела. Отсутствуют верхнемеловые отложения и в восточной части Хатангской впадины.

Выделяются оба отдела меловой системы и, насколько можно судить по имеющимся данным, все ярусы, начиная с валанжина и кончая маастрихтом. В юго-западной части Усть-Енисейской впадины, возможно, имеется и датский ярус. Мощность меловых отложений очень велика и в Усть-Енисейской впадине доходит до 3 км и более, причем на долю нижнего отдела приходится 2000 м, а на долю верхнего — более 1000 м. В Хатангской впадине мощность меловых отложений меньше (не свыше 1500 м), но надо оговориться, что в зоне наибольшего прогибания этой впадины мощности мела остаются пока неизвестными.

Нижний отдел

Нижнемеловые отложения на Малохетской антиклинали ложатся с размывом на различные горизонты верхней и средней юры, причем устанавливается слабое угловое несогласие. Верхнеюрские породы перед отложением валанжина подверглись, как показали геохимические исследования, выветриванию в континентальных условиях. Возможно все

же, что перерыв в основании мела, как и перерывы внутри верхней юры, не был региональным и проявился лишь в пределах поднимавшейся Малохетской складки.

Разрез меловых отложений начинается с валанжинского яруса. Нижний и средний подъярусы валанжина представлены глинами и алевролитами с редкими прослоями мелкозернистых песчаников, обладающими характерной светлой зеленовато-серой окраской. В основании этих пород на Малохетской антиклинали наблюдается горизонт алевролитов и, реже, песчаников; конгломераты же, несмотря на наличие явного перерыва в осадконакоплении, совершенно отсутствуют. Мощность глинисто-алевритовых пород на Малохетской антиклинали достигает 204 м на крыльях и 77—100 м на своде структуры, причем столь значительное сокращение мощности происходит за счет выпадения нижних горизонтов разреза (большей части нижнего валанжина. Это указывает на наличие размывов внутри толщи валанжина). На р. Яковлевой ниже- и средневаланжинские отложения пройдены скважиной на 185 м, но подошва их не достигнута.

В районе Малохетской антиклинали нижний валанжин охарактеризован: *Subcraspedites* sp. indet., *Paracraspedites* cf. *spasskensis* Nik., *Aucella terebratuloides* Lah., средний валанжин — *Temnoptychites* cf. *syzranicus* Pavl., *Polyptychites* sp. indet.

Микрофауна представлена многочисленными *Haplophragmoides nonioninoides* (Reuss), *Rhabdammina aptica* Damp. et Dain, *Globulina guttaeformis* Schl. и др. На р. Яковлевой в нижнем и среднем валанжине встречаются плохой сохранности аммониты, ауцеллы и фораминиферы, не указывающие точно на возраст.

В верхнем валанжине, имеющем мощность до 150 м на Малохетской антиклинали и 310 м на р. Яковлевой, возрастает роль песчаных пород. На Малохетской антиклинали наблюдается в общем равномерное чередование глин, алевролитов и песчаников, а на р. Яковлевой глинисто-алевритовые разности преобладают, но одновременно появляются мощные пачки песчаников, не встречавшиеся ниже по разрезу. На Малохетской антиклинали фауна в верхнем валанжине совершенно отсутствует, микрофауна того же типа, что и в нижнем и среднем валанжине сохраняется, но очень обедненная, в основном *Haplophragmoides nonioninoides* (Reuss). На р. Яковлевой в верхнем валанжине найдены *Polyptychites* cf. *stübendorffi* Schm., *Aucella* ex gr. *okenensis* — *unshensis* Pavl., из фораминифер *Haplophragmoides* ex gr. *nonioninoides* (Reuss).

В основании разреза нижнего мела Хатангской впадины залегают глины и алевролиты с подчиненными прослоями песков и известковистых песчаников, в нижних горизонтах темно-серые, выше по разрезу более светлые, мощностью 100—200 м. Эти отложения заключают богатую фауну и микрофауну. По фауне выделяются: нижний подъярус валанжина, внизу с *Paracraspedites spasskensis* Nik., *Subcraspedites kazakovianus* Bog., *Tollta tolmatschevi* Pavl., *T.* aff. *tzikwiniana* Bog. Средний подъярус валанжина включает в нижней части *Temnoptychites syzranicus* Pavl., выше *Euryptychites* aff. *gravesiformis* Pavl., *Polyptychites michalskii* Bog. Верхний подъярус характеризуется *Polyptychites polyptychus* Keys., *P. tscherskii* Pavl., *P. asteriptychus* Bod., *P. ramulicosta* Pavl., *Dichotomites bidichotomus* Leym., *Neocraspedites* sp., *Bochianites demissus* Bod.

Из ауцелл к нижней части валанжина преимущественно относятся *Aucella fischeriana* Orb., *A. volgensis* Lah., *A. terebratuloides* Lah., преимущественно к верхней части — *A. sublaevis* Keys., *A. crassicollis* Keys. и др. По всему разрезу валанжина встречаются *Ostrea anabarenensis* Bod., *Eumorphotis anabarensis* Petr., *Pecten* (*Camptonectes*) *clinctus* Sow. и др.

Микрофауна в валанжине составляет единый комплекс, характеризующийся, по данным А. А. Герке, обилием *Haplophargmoides nontoninoides* (Reuss), *Margitruolina gracilissima* Reuss var. *corneolus* Vass., *Cristellaria münsteri* Roem.

На периферии низменности отложения валанжина представлены преимущественно песчаными породами, причем в низах нижнего валанжина отмечается обилие растительных остатков и наличие углистых пропластков, а в верхнем валанжине возрастает роль прослоев алевроитов и глин. Мощность валанжина здесь доходит до 150 м и более. Местами, например на рр. Сабыда, Котуй, Харабыл, разрез валанжина начинается непосредственно со слоев верхней зоны нижнего валанжина (с *Tollia*) и даже со среднего валанжина (с *Polyptychites*). Это говорит о наличии размывов внутри валанжина.

В Усть-Енисейской впадине над отложениями валанжина залегают предположительно относимые к готериву светло-серые пески с подчиненными прослоями известковистых песчаников, алевроитов и глин, содержащие тонкие пропластки угля. В отдельных горизонтах глин встречена фауна *Aucella* cf. *sublaevis* Keus., *Pleuromya* cf. *anabarensis* Bod., *Haplophragmoides nontoninoides* (Reuss), *H. niveus* Shag. Мощность этих пород на Малохетской антиклинали достигает 200 м, на р. Яковлевой 330 м.

В Хатангской впадине отложения готерива представлены песками, заключающими отдельные прослои глин и алевроитов, тонкие пропластки угля и много растительных остатков. Фауна становится все более обедненной, сохраняются только те, что и в валанжине, виды ауцелл *Aucella crassicollis* Keus., *A. sublaevis* Keus., и ряд видов *Pleuromya*. Появляются формы, свойственные опресненным бассейнам — *Corbicula*. Микрофауна тоже сохраняет валанжинский облик, но существенно обеднена.

Из растительных остатков на р. Боярке во вторичном залегании собраны *Coniopteris nympharum* Нг., *Podozamites eichwaldi* Schimp. Мощность отложений готерива измеряется 100—200 м и доходит до 270 м на о. Бегичева. Однако ввиду неопределенности верхней границы, обычно проводимой по исчезновению в породах фауны и микрофауны, определения мощности являются очень неточными.

Над нижнемеловыми морскими отложениями лежит так называемая меловая угленосная толща, отчетливо разделяющаяся на ряд свит, верхняя из которых частично уже относится к верхнему мелу.

В Усть-Енисейской впадине нижняя свита — малохетская — на Малохетской антиклинали налегает на различные горизонты отложений готерива и валанжина. Судя по спорово-пыльцевым комплексам и остаткам листовой флоры (формы, сходные с *Sphenopteris kolymensis* Ргуп., *Podozamites* cf. *reinitii* Geul.), эта свита относится еще к неокому (баррему). Она имеет мощность на Малохетской антиклинали 220 м на своде и до 315 м на крыльях структуры, а на р. Яковлевой в центре Усть-Енисейской впадины 375 м. Сложена малохетская свита преимущественно мелкозернистыми светло-серыми песками с подчиненными прослоями глин, алевроитов и, редко, углей, группирующимися в два угленосных горизонта. В основании свиты залегает слой конгломерата с галькой кварца, песчаников, траппов и гравелита. В верхних горизонтах свиты наблюдаются прослои лиловых алевроитов, возможно указывающие на переход к пестроцветным отложениям, свойственным баррему южной и восточной частей Западно-Сибирской низменности.

Средняя свита угленосной толщи — яковлевская, состоит в основном из серых глинисто-алевроитовых пород с подчиненными прослоями песков. Она в наибольшей степени насыщена углями, приуроченными к трем угленосным горизонтам. Мощность свиты изменяется от 270 м на Малохетской антиклинали до 490 м на р. Яковлевой и свыше 380 м

в районе сел. Сопочная Карга, где подошва свиты не достигнута скважинами. Отложения яковлевской свиты вскрыты также скважинами в сел. Дудинке и Лузино. На поверхности они обнаружены к северу от устья р. Яковлевой у зимовья Пустого в виде ледниковых отторженцев, в бассейне р. Дудыпты на сопке Чагдай и, предположительно, на р. Малой Гольчихе. В районах р. Яковлевой и сел. Сопочной Карги яковлевская свита разделяется на две подсвиты, из которых нижняя мощностью 320 м включает два наиболее мощных угленосных горизонта, тогда как верхняя мощностью 170—205 м содержит угли только в районе сел. Сопочная Карга, а в районе р. Яковлевой является безугольной.

Возраст яковлевской свиты по спорам и пыльце и остаткам листовой флоры *Sphenopteris* cf. *setacea* Р г у п., *Sph.* cf. *goepperti* D u п. определяется как апт-альб. В нижней части свиты на Малохетской антиклинали найден горизонт с *Inoceramus* (?) sp. indet. и фораминиферами *Milliammina rasilis* В u l., *Verneuilina praeasanoviensis* В u l. и другими, свойственными микрофаунистическому горизонту с *Ammobaculites agglutinans* (O г b.), который в Западной Сибири приурочен к нижней части альба.

В Хатангской впадине угленосная толща состоит преимущественно из светло-серых и зеленовато-серых песков с подчиненными прослоями глин и алевроитов, с пластами углей.

Следуя схеме, предложенной нордвикскими геологами, В. Н. Сакс и З. З. Ронкина в угленосной толще выделяют нижнюю песчаную — тигянскую свиту, нижнюю угленосную — сангасалинскую свиту, песчаную — рассохинскую свиту и вторую угленосную — огневскую свиту.

Не вполне ясен характер перехода от нижнемеловых морских отложений к угленосной толще. По мнению большинства исследователей, этот переход осуществляется постепенно. Однако к востоку от р. Котуй угленосная толща подстилается, по-видимому, непосредственно эффузивно-туфовой свитой нижнего триаса, на структуре мыса Илья, по мнению В. И. Лаппо, угленосная толща налегает на разные горизонты морского нижнего мела. По-видимому, хотя бы на сводах отдельных структур, размывы в основании угленосной толщи все же происходили.

Тигянская свита, составляющая нижнюю часть угленосной толщи, имеет мощность 73 м на р. Котуе и 200—250 м на севере Хатангской впадины. Она сложена светло-серыми и зеленовато-серыми песками с прослоями известковистых песчаников, глин и алевроитов, с линзами и прослоями угля в верхней части. В отложениях свиты Н. В. Шаровской найдены фораминиферы *Trochammina neoocomiana* M j a t l. На о. Бегичева к этой же свите приурочены находки *Podozamites latifolius* Н г., *Nilsonia ex gr. orientalis* Н г. (определения В. А. Вахрамеева). На р. Маймече встречены *Phoenicopsis angustifolia* Н г., *Ph. magnifolia* Р г у п., *Ginkgo huttonii* Н г. (определения В. А. Вахрамеева). Судя по составу спор и пыльцы, свита в основном относится еще к неокому (баррему), возможно, присутствуют и низы апта.

Вышележащие свиты имеют мощность до 350 м на р. Котуе, до 280 м в северной части впадины, до 250 м в Нордвикском районе и 300 м в Сындасском районе. Вероятно, мощность этих свит в центральных частях впадины доходит до 400—500 м. Слагают описываемые свиты такие же, как и в тигянской свите, светло-серые и зеленовато-серые пески с редкими прослоями и линзами известковистых песчаников. Прослой глин, алевроитов и углистых сланцев приурочены в основном к угленосным свитам, число которых, судя по хатангскому разрезу, не менее двух. Очень характерны на рр. Сабыде, Котуе, Хатанге и на западном побережье Хатангского залива линзы и прослой мощностью до 1—3,8 м углисто-кремнистых пород, представляющие скопления дре-

весных стволов, сцементированные кремнеземом. Отмечаются также прослои туфогенных пород.

Верхняя часть угленосной толщи (огневская свита) охарактеризована на р. Котуе, по определениям Н. Д. Василевской, *Ginkgo cf. adiantoides* Sh a p., *Ginkgo*, сходный с *G. pseudoadiantoides major* H o l l., *Sequoia* sp., *Sciadopitys* sp., *Pityophyllum longifolium* N a t h. (верхи нижнего мела). Спорово-пыльцевые комплексы свиты, по заключению Э. Н. Кара-Мурза, имеют апт-альбский облик и лишь в верхней части свиты приобретают альбский тип с признаками перехода к сеноману. В целом сабыдинская свита должна относиться к апт-альбу.

Нерасчлененные нижний и верхний отделы (альб-сеноман)

Верхние горизонты угленосной толщи, как уже указывалось, частично принадлежат к верхнему мелу. Провести границу нижнего и верхнего отделов меловой системы внутри угленосной толщи на рассматриваемой территории мы пока не в состоянии.

В Усть-Енисейской впадине верхняя свита угленосной толщи — долганская — мощностью около 310 м на Малохетской антиклинали и 575 м на р. Яковлевой лежит, по-видимому, согласно на подстилающих породах и состоит из светло-серых мелкозернистых песков с прослоями характерных зеленоцветных песчаников, содержащих шамозит и глауконит, с редкими прослоями глин, алевроитов, тонкими углистыми пропластками, с включениями янтаря. Содержащиеся в отложениях свиты спорово-пыльцевые комплексы позволяют нижние горизонты свиты датировать верхами нижнего мела (альб), а верхние, тесно связанные по составу спор и пыльцы с вышележащим туроном, отнести к низам верхнего мела (сеноман). Фауна в породах не обнаружена, но в валуне на р. Енисее Г. Е. Рябухиным был найден сеноманский *Inoceramus pictus* S o w., возможно, происходящий из данной свиты.

Отложения долганской свиты пользуются широким распространением под четвертичным покровом в окраинных частях Усть-Енисейской впадины. Они дают ряд выходов на поверхность в бассейне р. Пясины, на рр. Агапа, Моховая, Икон, а также на берегах Енисейского залива и на Дорофеевском полуострове, вскрыты скважинами в сел. Лузино, в Дудинке, на станции Коммунарка и севернее сел. Сопочная Карга.

В Хатангской впадине к самым верхам нижнего мела и к низам верхнего, т. е. к альб-сеноману, относится выделенная М. К. Калининко на о. Беличева, развитая, согласно данным В. Н. Сакса и З. З. Ронкиной, вдоль р. Хатанги и несогласно перекрывающая огневскую свиту, бегичевская свита светло-серых, иногда пестроцветных песков с прослоями и линзами железистых песчаников, с редкими прослоями и неправильными включениями глин, имеющая мощность до 200 м. Споры и пыльца в этих породах в основном уже верхнемеловые, здесь всегда есть примесь пыльцы покрытосеменных. Встречающиеся в изобилии сидеритизированные обломки древесины, по определениям А. В. Ярченко, представлены: *Podocarpoxylon gothant* S l o p., *Cupressinoxylon* sp., *Coniferus* sp.

Верхний отдел

Отложения альб-сеномана в Усть-Енисейской впадине согласно перекрываются толщей морского верхнего мела. В основании этой толщи лежат серые глины, местами переходящие в зеленоцветные алевроиты, мощностью до 90 м, обнаруженные скважинами в районах Малохетской антиклинали и на р. Яковлевой, а также обнажающиеся в бассейне р. Пясины на р. Пуре. В этом последнем пункте в глинах найдена нижнетурунская фауна *Inoceramus cf. labiatus* S c h l., а в верхних гори-

зонтах глин, вскрытых скважинами, появляется уже верхнетуронская фауна: *Inoceramus interruptus* Schm., *Placentceras* cf. *planum* Hyatt. Кроме того, по данным бурения установлено, что в глинах присутствует микрофауна: *Clavulina prodigiosa* Bul., *Haplophragmoides sibiricus* Zasp., *H. pictus* Shar., *Gaudryina* ex gr. *filiformis* Berth., соответствующая микрофаунистическому горизонту с *Gaudryina filiformis* Berth. в Западной Сибири.

Вверх по разрезу, глины сменяются зеленоцветными алевритами с подчиненными прослоями глин, песков и песчаников, содержащими фауну верхнего турона — коньяка: *Inoceramus interruptus* Schm., *I. lamarcki* Park., *I. subalatus* Bod., *I. pseudocancellatus* Bod., *Borrisstakoceras* aff. *mirabilis* Arkh., в самой верхней части разреза — фауну коньяка: *Inoceramus russtiensis* Nik., *I. subinvolutus* Bod., *I. sachsii* Bod., *I. troitskii* Bod., *I. septentrionalis* Bod. Микрофауна встречается редко. Она представлена *Flabellina pinnata* Shar. и другими формами. В верхних горизонтах появляется комплекс микрофауны со *Spiroplectamina* ex gr. *kelleri* Dain. Мощность этих отложений в районе р. Яковлевой равна 300 м, в обнажениях района р. Чайки, по данным С. Л. Троицкого, 210 м, на Малохетской антиклинали около 150 м. На поверхности отложения верхнего турона — коньяка обнаружены также в бассейне р. Пясины на р. Янгода, на берегу Енисейского залива у сел. Воронцова, к западу от залива на р. Монгоче, в скважине в сел. Лузино.

Отложения верхнего турона — коньяка в скважинах в районе р. Яковлевой перекрываются внешне очень сходными алевритами с подчиненными прослоями глин и песчаников, с нижнесантонскими *Inoceramus pachti* Arkh., *I.* ex gr. *cardissoides* Goldf. и с комплексом микрофауны *Spiroplectamina* ex gr. *kelleri* Dain, *Marginulina reussi* Neug., *Cristellaria dvoina* Shar. Мощность этих пород достигает 120 м. Обнаружены они также в основании разреза скважин на междуручье Большой и Малой Хеты, но в обнажениях нигде не появляются.

Над нижним сантоном лежат серые глины, чередующиеся с пачками зеленоцветных алевритов с верхнесантонскими: *Inoceramus patootensis* Log., *I.* aff. *steenstrupi* Log., *I. lingua* Goldf., *Oxytoma tenuicostata* Roem., *Baculites ovatus* Say. Микрофауна представлена теми же видами, что и в нижнем сантоне. Мощность отложений верхнего сантона около 90 м. Они пройдены скважинами в районах междуручья Большой и Малой Хеты, на р. Яковлевой и хорошо обнажены в обрывах ур. Сигирте-Надо на р. Танаме.

Выше по разрезу глины, чередующиеся с зеленоцветными алевритами, становятся опоковидными. В них появляются диатомовые водоросли: *Stephanopyxis schulzi* Stein, *S. schulzi* var. *cretaceae* Jouse, *Puxilla cretacea* Jouse и др. Фауна верхнего сантона исчезает и остаются лишь не определяющие точно возраст *Inoceramus* sp., *Alarta sotnikowi* Schm.

Микрофауна в общем сохраняет сантонский характер, но в нижней пачке глин имеется прослой со своеобразной микрофауной, состоящей из *Clavulina prodigiosa* Bul., *Haplophragmoides* cf. *pictus* Shar. Возраст этой части разреза мощностью до 170 м может определяться по аналогии с отложениями Западно-Сибирской низменности и восточного склона Урала предположительно как кампан.

В Хатангской впадине над альб-сеноманом лежит ледяная свита, вскрытая скважиной в низовьях р. Котуя и обнажающаяся на рр. Хете, Маймече и особенно полно на притоке р. Хеты — р. Ледяной. Свита состоит из серо-бурых глин, тонкослоистых алевритов и песков с прослоями, караваями и конкрециями железистых песчаников и сидеритов, с пластами лигнита и прослоями конгломератов мощностью до 5 м, содержащих гальку халцедона, кварца, силурийских известняков и,

очень редко, траппов. Мощность свиты не менее 180 м. Она несогласно налегает на различные нижележащие горизонты меловых отложений, по-видимому, до валанжина на р. Ледяной включительно. Остатки флоры, найденные в ледяной свите, определявшиеся Н. Д. Василевской, в нижних горизонтах, вскрывающихся на р. Ледяной, имеют сенома-туронский облик: *Ginkgo cf. digitata* Н г., *Anomozamites* sp., двудольные. Верхние горизонты охарактеризованы турон-сенонской флорой: *Tumion gracillimum* Half., *Quercus* (?) sp., *Mentspermites* sp., *Credneria cf. inordinata* Holl., *Dalbergites cf. seawardiana* Sharp et Vacht., *Cissites comparabilis* Holl. Возраст ледяной свиты должен находиться в пределах от турона и, быть может даже сеномана, до коньяка.

Выше согласно залегает относимая к коньяку — нижнему сантону хетская свита, развитая на рр. Хете и Маймече и представленная светло-серыми мелкозернистыми песками и алевролитами с прослоями глин, в нижних горизонтах с прослоями и линзами железистых песчаников и пластами лигнита. В больших количествах присутствуют включения янтаря. Мощность свиты не менее 90 м. В нижней части свиты собраны остатки флоры, отнесенной А. Н. Криштофовичем к сенону: *Trochodendroides arcticus* Н г., *T. aff. richardsoni* Krysh t., *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl., *Viburnum* sp., *Mentspermites* sp., *Zizyphus* sp.

Над хетской свитой на рр. Хете, Романихе и Маймече лежит 35-метровая пачка верхнесантонских серых глин, тонкослоистых глинисто-алевритовых пород и алевролитов с прослоями зеленовато-серых песков, с караваями и конкрециями сидеритизированных алевролитов, с *Inoceramus patootensis* Log., *I. pinniformis* Will., *I. cf. lingua* Goldf., *Sequoia rigida* Н г., *S. obovata* Knowlt., *Credneria cf. inordinata* Н г., *Quereuxia angulata* Krysh t., aff. *Pseudoprotophyllum dentatum* Holl. Выше предполагаются такие же глины и алевролиты с конкрециями сидерита мощностью около 25 м, но лишенные фауны. Возможно, эти слои являются уже кампанскими.

Разрез морского верхнего мела в Усть-Енисейской впадине заканчивается маастрихтскими светло-серыми песками с караваями и прослоями железистых песчаников, в нижних горизонтах с прослоями глин и алевролитов общей мощностью до 80 м. Породы содержат *Baculites anceps* Lam. var. *leopoliensis* Nowl., *Tancredia americana* Meek, остатки листьев и семян *Trochodendroides* sp. Присутствуют отложения маастрихта только на левобережье р. Енисей, в обнажениях на р. Большой Лайде и в скважинах на междуречье Большой и Малой Хеты.

На р. Хете разрез верхнего мела венчается пачкой светло-серых мелкозернистых песков с прослоями глин, алевролитов и железистых песчаников видимой мощностью до 30 м. Судя по обилию пыльцы протейных в спорово-пыльцевом спектре, рассматриваемая пачка песков отвечает маастрихту Усть-Енисейской впадины.

ТРЕТИЧНАЯ СИСТЕМА

Третичные отложения развиты в пределах Усть-Енисейской и Хагангской впадин на очень ограниченных участках. Только к западу от р. Енисей в западной части Усть-Енисейской впадины появляются третичные отложения, по имеющимся данным небольшой мощности. На всей остальной площади третичные отложения отсутствуют или встречаются в виде небольших пятен среди меловых пород, или же, наконец, мы находим следы третичных отложений в виде перетолженных в четвертичных слоях третичной фауны, диатомовых водорослей, спор и пыльцы.

Следует считать, что третичные отложения большой мощности (порядка многих сотен метров) в пределах Усть-Енисейской и Хагангской впадин не откладывались. На это указывают: 1) слабая уплот-

ненность верхнемеловых отложений, 2) изменения состава в них обменных оснований и легко растворимых солей, связанные с длительным выветриванием в субаэральных условиях вблизи поверхности, и 3) степень метаморфизма меловых углей, отвечающая современным глубинам залегания их под верхнемеловым покровом. Все же и в палеогене и в неогене происходило формирование маломощных третичных отложений как в континентальных условиях, так и во время, вероятно, сравнительно кратковременных трансгрессий, затоплявших рассматриваемую территорию.

На присутствие неогеновых отложений на левобережье р. Енисея, в низовьях р. Малой Хеты, указывал Д. К. Александров. Однако, как показал В. Н. Сакс, за неоген им были приняты бесспорно четвертичные террасовые отложения, содержащие современные виды пресноводных моллюсков. Одновременно при изучении четвертичных отложений в них были обнаружены третичные диатомовые водоросли, а также в одной из скважин на Малохетской антиклинали — предположительно верхнетретичная *Lingula hians* Swainson. Все это делает возможным нахождение морских верхнетретичных отложений в пределах Усть-Енисейской впадины.

В восточной части Усть-Енисейской впадины в бассейне р. Пясины в четвертичных породах попадаются третичные споры, пыльца и диатомовые водоросли. На притоке р. Дудыпты р. Кыстыктах А. П. Козлова и А. Л. Ставцев нашли среди ледниковых отложений отторженец песка с третичной пылью *Cupressaceae*, *Thuja*, *Myrtis*, *Lilicis*.

Указания на наличие третичных отложений на рр. Боганиде и Верхней Таймыре имеются у А. Ф. Миддендорфа, который описал здесь пески с пластами угля и с обломками древесины *Pinites middendorffianus* Гоерр., *P. baertianus* Гоерр. Вероятно, эти породы в действительности относятся к верхнему мелу.

В четвертичных отложениях Хатангской впадины также встречаются третичные диатомовые водоросли, споры и пыльца. С оз. Харгы в бассейне р. Большой Балахни И. С. Егорова доставила конкреции с фауной пелелипод родов *Mytilus*, *Cyprina* и др., отличающейся как от мезозойских, так и от четвертичных фаун и, возможно, имеющей третичный возраст. Эти конкреции были взяты из валунов в морских четвертичных отложениях.

Единственный достоверный выход третичных пород (миоцена) в Хатангской впадине описан Л. Т. Семененко, И. Е. Ширяевым и М. С. Шлейфером на р. Поперечной, являющейся притоком р. Суолемы, впадающей в р. Анабар. Здесь в поле развития меловых угленосных отложений выходят серые мелкозернистые пески с тонкими углистыми прослойками и линзами уплотненных торфяников и галечников видимой мощностью 12 м, заключающие пыльцу, по определению Е. Д. Заклинской миоценового типа: *Nyssa*, *Carpinus*, *Quercus*, *Taxodiaceae*, *Betula*, *Picea*, *Pinus*.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

В пределах Таймырской низменности четвертичные отложения распространены повсеместно. В естественных обнажениях наблюдаются только верхние горизонты четвертичной толщи. Более древние четвертичные отложения вскрыты лишь рядом буровых скважин в низовьях р. Енисея и в Анабаро-Хатангском районе.

Нижний отдел

Наиболее древние четвертичные отложения вскрыты скважинами в районе Усть-Енисейского порта и на Анабаро-Хатангском междуречье. В районе Усть-Енисейского порта на глубинах 142 и 149 м ниже уровня

моря на отложениях меловой угленосной толщи залегают валунные галечники, чередующиеся с мелкозернистыми песками мощностью до 12 м. Валунные галечники содержат валуны траппов, меловых песчаников и глинистых сланцев. Судя по наличию валунов траппов, а также по преобладанию пироксенов в тяжелой фракции песков этого горизонта, описываемые породы относятся к четвертичным отложениям и являются продуктами перемыва морены наиболее древнего четвертичного оледенения. Валунно-галечниковый горизонт залегает на дне погребенной долины, врезанной в меловые породы, так как подошва четвертичных отложений во всех других скважинах в районе Усть-Енисейского порта лежит на глубине 50—70 м ниже современного уровня моря.

По-видимому, к нижнему отделу относится песчано-глинистая толща с щебенчатым и валунно-галечным материалом, приуроченная к ядрам соляных куполов к востоку от Хатангского залива. На куполе Ледовка, по данным бурения, мощность этих образований достигает 125 м.

Аналогичные отложения наблюдались в разрезах скважин в устье р. Тигян и в районе оз. Чайдах. Здесь, на глубинах от 69 до 83 м, обнаружен песчано-галечниковый горизонт мощностью до 18 м.

Условно к образованиям нижнего отдела относятся переслаивающиеся глины и пески, заполняющие погребенную долину в низовьях р. Котуя. Эта толща осадков отличается однообразием литологического состава и незначительным содержанием органических остатков. В основании ее залегают кварцевые пески мощностью 7,9 м, которые перекрываются комковатой глиной с тонкими прослоями песка. Мощность глины равна 23,5 м. Выше по разрезу наблюдаются пески и глины, переслаивающиеся между собой и образующие толщу мощностью около 68 м. В основании разреза в глинах были обнаружены *Portlandia lenticula* Möll. и мелкие *Nucula* sp., несколько отличающиеся от известной в верхнечетвертичных отложениях *Nucula tenuis* M o n t. В верхней части разреза в глинах было обнаружено 18 видов фораминифер, среди которых наибольшим разнообразием и многочисленностью пользуются представители сем. Nonionidae и остракоды, относящиеся к сем. Cytheridae.

На основании приведенного выше материала можно предполагать, что наиболее древнее оледенение, по-видимому, сопровождалось глубоким врезом рек (например, рр. Енисей и Хеты). Перемыв моренного материала мог происходить при низком положении базиса эрозии (на 250—300 м ниже современного), что подтверждается наличием следов древней гидрографической сети на дне Карского моря до глубины 250 м.

Средний отдел

Отложения среднего отдела представлены межледниковыми аллювиальными и морскими осадками и перекрывающими их ледниковыми образованиями максимального (покровного) оледенения.

На правобережье р. Енисей толща аллювиальных песков перекрывает валунно-галечниковые отложения, относящиеся к нижнему отделу. Они содержат прослой галечников, глин и обломки древесины лиственницы. Мощность аллювиальных песков в районе Усть-Енисейского порта достигает 77—83 м. Пески перекрываются мореной максимального оледенения.

Аналогичная смена отложений наблюдается и в устье р. Тигян. Здесь аллювиальные пески хорошо сортированные, слюдистые. Мощность их изменяется от 42 до 56 м.

Вероятно, к среднечетвертичным морским отложениям относится 10-метровая толща песков, вскрытая бурением в районе бухты Кожевникова. Согласно описанию В. М. Пономарева, пески содержат гальку пес-

чаника, углистых сланцев и фауну моллюсков. Возраст осадков устанавливается по их положению в разрезе, так как они перекрыты валунным суглинком — мореной максимального оледенения, на котором залегают межледниковые отложения бореальной трансгрессии.

В верхнем течении р. Хеты В. Н. Сакс под железистыми рыхлыми песчаниками и конгломератами, представляющими продукт перемыыва морены максимального оледенения и обычно налегающими непосредственно на юрские породы, обнаружил в отдельных разрезах горизонт серо-бурых глин мощностью до 3—4 м с галькой траппов и раковинами *Astarte borealis* Chern.

Ледниковые отложения максимального оледенения в пределах низменности распространены повсеместно. Они перекрывают породы дочетвертичного возраста, залегая в основании разреза четвертичных отложений, ниже уровня современных рек. В естественных обнажениях эти отложения наблюдаются крайне редко. Отложения максимального оледенения представлены либо типичной мореной (валунным суглинком), либо перемытыми валунниками и валунными галечниками.

В западной части Таймырской низменности, по правобережью р. Енисея, отложения максимального оледенения вскрываются почти всеми скважинами и представлены валунно-галечниково-песчаными образованиями мощностью до 21,5 м. В скважине на станции Коммунарка железной дороги Норильск-Дудинка в интервале 43—60 м ниже уровня моря в основании четвертичной толщи были обнаружены валунные суглинки, которые перекрываются морскими межледниковыми осадками.

Валунные суглинки максимального оледенения описаны — Л. С. Пузановым в бассейне р. Верхней Таймыры, Ф. Г. Марковым на южном берегу Таймырского озера и С. С. Степашным и И. Е. Ширяевым на северо-западном берегу Хатангского залива.

В Нордвикском районе остаточные моренные образования мощностью 12—18 м обычно вскрываются скважинами ниже современного уровня моря (в Усть-Тигянском районе и в бухте Кожевникова).

Продукты перемыыва морены максимального оледенения распространены на значительно большей площади, чем валунные суглинки. В западной части низменности, по правобережью р. Енисея, валунные галечники мощностью до 21,5 м вскрываются почти всеми скважинами. Широким распространением валунники и валунные галечники пользуются в бассейнах рр. Пясины, Хеты, Дудыпты, Новой, Попигая, где они обнаружены в основании отложений бореальной трансгрессии.

Отличительным признаком ледниковых отложений среднечетвертичного времени является их распространение на различных гипсометрических уровнях: от 60 м ниже уровня моря до 200 м выше его. Обломочный материал, входящий в состав морены, в настоящее время значительно выветрелый, частично разрушен, иногда цементирован гидроокислами железа. Среди обломочного материала почти на всей территории низменности преобладают валуны северотаймырских пород — гранитоидов и метаморфических сланцев, которые почти отсутствуют в новочетвертичных моренных образованиях. Кроме указанных пород, в большом количестве находятся валуны и галька траппов, песчаников, окатанные обломки окаменелой (меловой) древесины и угля. В бассейне рр. Хеты и Хатанги в валунном материале наряду с таймырскими породами встречаются синийские кварцито-песчаники, которые могут быть принесены только с Анабарского поднятия. У подножья Средне-Сибирского плоскогорья обломочный материал состоит исключительно из пород анабарского комплекса: кварцито-песчаников, пород докембрия и туфогенных пород.

Широкое развитие ледниковых отложений и продуктов их перемыыва позволяет предполагать, что льды максимального оледенения перекрывали всю территорию Таймырской низменности. Центры оледенения в

среднечетвертичное время, вероятно, находились на Северном Таймыре и в районе Анабарского массива. Льды Таймырского центра, по-видимому, распространялись на всю депрессию, доходя на западе до северных склонов Средне-Сибирского плоскогорья. Южная граница распространения таймырского ледника на востоке проходила в районе рр. Хеты и Хатанги. Льды с Анабарского кристаллического щита, судя по валунам, широкого распространения в среднем отделе не имели.

Верхний отдел

В Таймырской низменности среди отложений верхнечетвертичного отдела выделяются межледниковые осадки, образования зырянского оледенения и поздне- и послеледниковые озерно-аллювиальные отложения.

Межледниковые отложения в пределах низменности распространены повсеместно и перекрывают на всей площади осадки максимального оледенения или продукты их перемыва. В отдельных случаях, когда отложения максимального оледенения размыты, верхнечетвертичные межледниковые отложения залегают непосредственно на дочетвертичных (мезозойских) породах. Подошва межледниковых отложений обычно лежит на 30—65 м ниже современного уровня моря. Кровля этих осадков имеет значительные колебания, от 6—10 до 110 м над уровнем моря, причем на всей описываемой территории устанавливается повышение их кровли к водоразделам и понижение ее к долинам крупных рек. Иногда наблюдаются очень резкие изменения в залегании осадков, обусловленные, по-видимому, более поздним эрозионным размывом.

По литологическому составу, комплексу фауны моллюсков и фаціальным признакам толща межледниковых отложений может быть разделена на три свиты: мессовскую, санчуговскую и казанцевскую.

Отложения мессовской свиты представлены совокупностью прибрежно-морских, дельтовых и аллювиальных осадков. Это преимущественно мелкозернистые, иногда косослоистые пески, с прослоями галечников, гравия, с включениями растительных остатков. Пески довольно часто сцементированы окислами железа и образуют рыхлые песчаники.

Подобные отложения вскрываются скважинами в районе Усть-Енисейского порта, где их мощность достигает 74 м.

В бассейне р. Агапы отложения мессовской свиты выходят на дневную поверхность. Мощность их не превосходит 25 м. Здесь широким распространением пользуются косослоистые пески с *Macoma baltica* L.

В бассейне р. Рассохи и на западном побережье Хатангского залива под морскими отложениями, охарактеризованными бореальной фауной, залегают косослоистые пески мощностью 6 м с прослоями галечников, гравия и мало разложившимися растительными остатками.

На междуречье Маймечи и Котуя Я. И. Полькин относит к мессовской свите толщу полимиктовых разнозернистых песков, мощность которой равна 12 м.

По-видимому, к мессовской же свите относится нижняя часть толщи кварцевых песков мощностью 61 м, залегающая на галечниках максимального оледенения в устье р. Тигян. Пески содержат разложившиеся растительные остатки и суглинистые прослои.

Отложения санчуговской свиты мощностью до 80 м относятся к максимуму межледниковой трансгрессии. Они залегают на размытой поверхности отложений подстилающей мессовской свиты. Санчуговские отложения в пределах Таймырской низменности представлены преимущественно глинистыми и суглинистыми осадками с примесью песка и обломочного материала.

На междуречье Енисея и Пясины, севернее широты 72°30', отложения санчуговской свиты представлены преимущественно серыми

с различными оттенками глинами, горизонтальнослоистыми, иногда вязкими, с включениями мелких валунов. Мощность глин в этих районах около 15 м. К югу от указанной выше широты глины постепенно переходят в суглинки мощностью до 40 м, содержащие прослой уплотненных глин и мелкозернистых кварцево-полевошпатовых песков. Отложения содержат остатки морских, преимущественно аркто-бореальных, моллюсков, чаще всего в глинистых осадках.

На междуречьях Пясины и Верхней Таймыры, Верхней Таймыры и Новой широким распространением пользуются суглинистые породы, сменяющиеся по простиранию пылеватыми глинами, с примесью гравия, крупнозернистого песка, мелких валунов. Видимая мощность осадков санчуговской свиты на этих участках изменяется от 15 до 40 м.

К югу, в бассейне р. Дудыпты, преобладают глины с маломощными прослоями (до 0,3 м) разнозернистых песков. Глины содержат морскую фауну: *Astarte borealis* Chem n., *Mya truncata* L., *Macoma calcarea* Chem n., *Portlandia arctica* Gra u и другие, причем по мере приближения к уступу Средне-Сибирского плоскогорья в количественном отношении фауна убывает. В бассейне рр. Хеты и Хатанги глины становятся более песчанистыми, чем в бассейне р. Дудыпты, однако пески сохраняют подчиненное значение. Осадки также содержат фауну пелеципод: *Portlandia lenticula* Möll., *Arca glacialis* Gra u, *Astarte montagui* Dillw., *Cyrtodarta jentisseae* Sachs.

Аналогичные песчаные глины отмечаются Ф. Г. Марковым и О. А. Ивановым на левобережье р. Хатанги, в бассейнах рр. Новой и Большой Балахни.

В районе Таймырского озера и к востоку от него, вплоть до побережья Хатангского залива, для санчуговской свиты наиболее характерными являются пылеватые глины мощностью до 25 м, содержащие прослой песков. Последние содержат гальку и мелкие валуны, а также остатки морской фауны.

На правобережье р. Хатанги и в Нордвик-Хатангском районе санчуговские отложения распространены более ограниченно, чем в западной и центральной частях низменности. Пески и коричневатые-серые суглинки с фауной *Portlandia arctica* Gra u var. *arctica* Moss. вскрыты рядом скважин на п-ове Юрунг-Тумус на 12—30 м ниже уровня моря. В этих же осадках А. А. Герке были обнаружены фораминиферы *Elphidium incertum* (Will.), *Guttullina* sp. и др. На правобережье р. Хатанги суглинки и супеси санчуговской свиты содержат фауну *Arca glacialis* Gra u, *Astarte compressa* L., *Cyrtodarta jentisseae* Sachs. и др.

Таким образом, нижнюю часть разреза санчуговских отложений повсеместно составляют глинистые осадки, которые нередко по простиранию переходят в суглинки и супеси. Выше по разрезу глины сменяются слоистыми суглинками и супесями. Фауна, распространенная в отложениях санчуговского горизонта, характеризуется широким развитием аркто-борсальных, субарктических и арктических форм. Экологические особенности фауны в пределах депрессии более или менее постоянны. Глубины обитания ее обычно не превышают 150—200 м. Однако в южной части низменности среди моллюсков преобладают формы, характерные в основном для глубин менее 50 м, как-то: *Astarte borealis* Chem. var. *placenta* Mögch., *Mya truncata* L. и др. Кроме фауны моллюсков в отложениях обнаружены остатки диатомовых водорослей, а также споры и пыльца четвертичного возраста.

Отложения казанцевской свиты залегают согласно на отложениях санчуговской свиты. В большинстве случаев четкого контакта между этими двумя свитами не наблюдается, так как переход происходит постепенно. Однако в районе Усть-Енисейского порта, на северо-западном побережье Хатангского залива и в устье р. Котуя известны случаи налегания казанцевских отложений на санчуговские с размывом.

Отложения казанцевской свиты лежат выше уровня моря, и подолва их нигде не опускается ниже 4—10 м, а кровля местами поднимается на 75 м, но не достигает наиболее высоких отметок кровли санчуговской свиты. Наибольшая мощность казанцевских отложений составляет 55—60 м. Нередко эти отложения выпадают из разреза четвертичных отложений, что говорит об их последующем размыве.

По сравнению с отложениями санчуговской свиты отложения казанцевской свиты имеют несколько более ограниченное распространение, причем наиболее широко они развиты в южной части низменности — в бассейнах рр. Агапы, Дудыпты, Хеты и Хатанги.

На побережье р. Енисея, по рр. Казанке, Муксунихе, около фактории Мунгуй, на рр. Яковлевой и Падь-Яга и во многих других пунктах отложения казанцевской свиты мощностью до 35 м представлены песками и супесями, содержащими гальку бурого угля и растительные остатки. Здесь же присутствует обильная фауна моллюсков: *Zirphaea crispata* L., *Cyprina islandica* L., *Neptunea despecta* L., *Balanus balanoides* L. и другие формы. В нижнем течении р. Пуры и в бассейне р. Пясины среди аналогичных отложений встречены *Balanus hameri* Asc., *Astarte borealis* Chemn. var. *typica*, *Mya truncata* L. К отложениям казанцевской свиты относится также толща мелкозернистых песков, широко распространенных в бассейне р. Верхней Таймыры. Мощность этих образований в бассейнах рр. Дептумола, Луктах, Коренной и Водопадной достигает 25 м.

Предположительно морские осадки казанцевской свиты в виде толщи мелкозернистых косослоистых песков описаны Ф. Г. Марковым на правобережье залива Байкура-Неру (оз. Таймыр), А. П. Пуминовым в бассейне р. Яму-Тарида и И. Е. Ширяевым на северо-западном берегу Хатангского залива. Видимая мощность этих осадков не превышает 20—25 м.

Вдоль южного борта Таймырской низменности отложения казанцевской свиты развиты повсеместно. Они представлены преимущественно разнотипными песками с линзами супеси и суглинка, с прослойками угольной крошки и намывного торфа. Заполняя собой понижения в кровле санчуговских отложений, пески и суглинки казанцевского яруса содержат преимущественно субарктическую и аркто-бореальную фауну: *Cyrtodaria jennisae* Sachs, *Mya truncata* L., *Astarte borealis* Chemn. var. *typica* и ряд других форм. Иногда, например в бассейне р. Пясины, толща казанцевских песков не содержит остатков фауны.

Таким образом, казанцевская свита складывается в основном песчанистыми и алевроитовыми отложениями. Видовой состав фауны, встреченной в этих отложениях, по сравнению с санчуговской несколько обеднен. Среди бореальных форм преобладают *Cyprina islandica* L., а среди аркто-бореальных — *Mya truncata* L. и другие формы. Однако наряду с аркто-бореальными в небольшом количестве присутствуют арктические и преимущественно арктические формы: *Cardium ciliatum* Fabr., *Astarte montagui* Dillw. f. *typica*. Определения спор и пыльцы из горизонта суглинков описываемой толщи указывают на некоторое увеличение в их составе по сравнению с санчуговскими отложениями пыльцы березы и ольхи.

Образования зырянского оледенения занимают большую часть поверхности Таймырской низменности. Они выражены толщей серых песков с прослоями суглинков и супесей с рассеянными валунами и галькой. Эта толща по простиранию нередко переходит в валунные суглинки, что свидетельствует о связи этих отложений с ледником. Зырянские отложения имеют значительную мощность, достигающую в отдельных районах 100—130 м. Они располагаются на различных гипсометрических уровнях, опускаясь в местах размыва подстилающих отложений до 25—30 м и поднимаясь на возвышенностях до 260 м

абсолютной высоты. Обычно зырянские пески и суглинки залегают на размытой поверхности межледниковых отложений, реже — на более древних четвертичных или дочетвертичных породах.

С поверхности зырянские отложения на плоских участках очень часто прикрыты покровом суглинков мощностью 0,5—1,5 м, а на вершинах холмов — плащом валунно-галечного материала. Последний образовался вследствие выноса мелкозема поверхностными водами и выдувания его ветром. Поверхность кровли зырянских отложений весьма неровная, что обуславливает холмистый, а местами грядово-холмистый рельеф.

Отложения зырянского оледенения представлены типичными моренными образованиями, водно-ледниковыми и озерно-ледниковыми осадками.

Собственно моренные отложения слагают обычно грядовый рельеф краевых образований, маргинальные озера и сходные с ними образования, а также небольшие равнинные участки, покрытые донной мореной. В предгорных частях Бырранга и Средне-Сибирского плоскогорья ледниковые образования представлены преимущественно грубыми бесструктурными суглинками с большим количеством (до 40%) гравийно-галечно-валунного материала. Эти отложения слагают конечно-моренные гряды Няпан у северного окончания оз. Пясино, Норкайские горы на северо-западе низменности и др.

В центральных районах Таймырской низменности устанавливается довольно сложный комплекс ледниковых и озерно-ледниковых образований, чередование типичных морен со слоистыми песками и суглинками. На междуречье Боганиды и Хеты, по данным Н. И. Бестужева, среди нагромождений крупнообломочного материала (морены) довольно часто наблюдаются илестые пески, составляющие 60—70% общего состава моренных отложений. Валунные суглинки и валунники с небольшим количеством песчано-алевритового материала слагают гряды и холмы на левом берегу р. Пясины к югу от ее широтного отрезка, на междуречье Верхней Таймыры и Пясины (Зольные горы). Крупными конечно-моренными образованиями являются возвышенность Гербей и горы Кокора, протягивающиеся в северо-западном направлении.

Конечно-моренные образования перемежаются с водно-ледниковыми отложениями, иногда сменяющими друг друга на очень коротких расстояниях. Водно-ледниковые осадки в Таймырской низменности представлены преимущественно песками, хотя иногда в их состав входят галечные, глинистые и алевритовые породы.

В предгорьях Бырранга и Средне-Сибирского плоскогорья в составе водно-ледниковых отложений преобладают песчано-галечные образования. При движении от окраинных частей Таймырской низменности к ее оси обычно хорошо прослеживается постепенный переход от песчано-галечных отложений к глинистым пескам и песчаным суглинкам, особенно в восточной части низменности, и, в частности, в бассейнах рр. Большая Балахня и Новая. Кроме того, водно-ледниковые отложения, развитые в северо-западных районах низменности, несколько отличаются по литологическому составу от водно-ледниковых осадков северо-востока.

Водно-ледниковые отложения в бассейнах р. Пясины и ее притоков — рр. Быстрой и Пуры — представлены песчаными, галечными и гравийно-галечными осадками. Последние в районах рр. Агалы и Янгоды переходят в песчано-гравийные отложения и гравийные пески. В бассейне р. Верхней Таймыры, на междуречье Верхней Таймыры и Хеты гравийно-галечные породы сменяются крупно- и разнозернистыми песками с галькой, реже с валунами. Пески содержат иногда маломощные прослои и линзочки из гравийного материала. Однако в этих же районах, наряду с хорошо отсортированными песками, встречаются и несортированные пески, среди которых в виде прослоев присутствуют

буроватые суглинки с большим количеством гальки и валунов. В песках, как правило, наблюдается косая или диагональная слоистость, хорошо заметная в тех случаях, когда она отбивается прослойками гравия, углистых или глинистых частиц. К востоку и юго-востоку от Таймырского озера, в бассейнах рр. Яму-Неру, Подкаменной, Чернохребтовой и других, водно-ледниковые отложения представлены песчанистыми бесструктурными суглинками темно-бурого цвета с галькой и валунами.

По берегу Хатангского залива наблюдающиеся водно-ледниковые осадки также плохо отсортированы. Среди них преобладают галечниково-валунные разнозернистые пески. На Анабаро-Хатангском междуречье водно-ледниковые отложения представлены неравнозернистыми песками и супесями с включениями гальки и мелких валунов.

В бассейне р. Харабыл, по данным И. Е. Ширяева, среди описываемых осадков преобладают суглинки и глины.

Поздне- и послеледниковые озерно-аллювиальные отложения верхнего отдела имеют более ограниченное распространение по сравнению с межледниковыми и зырянскими образованиями. В Таймырской низменности они занимают пониженные участки, выполняя неровности ледникового рельефа. Вдоль крупных рек — Пясины, Дудыпты, Агапы, Верхней Таймыры, Хеты — эти отложения слагают обширные выровненные поверхности, ширина которых достигает в отдельных случаях 20 км.

Формирование озерно-аллювиальных осадков началось при деградации зырянского ледника, когда активность потоков талых вод постепенно ослабевала и у края ледника возникали мелкие проточные озера. По-видимому, нижние горизонты толщи озерно-аллювиальных отложений являются одновозрастными с ледниковыми образованиями времени отступления зырянского оледенения. В средней части толщи озерно-аллювиальных отложений появляются растительные остатки. Эта часть разреза соответствует времени, наступившему после отступления ледника из пределов низменности. Верхние горизонты толщи озерно-аллювиальных отложений, вполне возможно, соответствуют уже нижним горизонтам современного отдела.

Озерно-аллювиальные отложения Таймырской низменности представлены обычно косослоистыми и неслоистыми песками, переслаиваемыми с суглинками и глинами с прослойками галечников и линзами ископаемого льда. Они содержат фауну пресноводных моллюсков и остатки млекопитающих животных. Выше по разрезу озерные отложения довольно часто переходят в мощные (до 4—6 м) торфяники.

Как правило, озерно-аллювиальные осадки налегают на образования зырянского оледенения, но в среднем течении р. Пясины, в бассейнах рр. Агапы, Дудыпты, Верхней Таймыры и Хеты, а также на северо-западном побережье Хатангского залива известны случаи налегания озерно-аллювиальных суглинков на санчуговские глины.

В крайней северо-западной части Таймырской низменности толщина озерно-аллювиальных отложений мощностью до 25 м представлена полосчатыми суглинками, чередующимися с супесями и песками, содержащими преимущественно в верхней части разреза горизонтальные прослойки намывного торфа (0,5—1,0 м). В бассейне р. Шаку, по данным С. Л. Троицкого и Н. Н. Куликова, в мелкозернистых песках верхней части разреза, содержащих прослойки торфа, обнаружены: *Pinnularia borealis* Ehr., *P. subborealis* Hust., *Diatoma heimale* var. *mesodon* (Ehr.) Grun., *Navicula lagerstedtii* Cl. Эти отложения содержат перемытую и переотложенную из осадков бореальной трансгрессии фауну пелелипод: *Astarte borealis* Chern., *Saxicava arctica* L. и др.

В береговых обрывах р. Пясины среди озерно-аллювиальных отложений широким распространением пользуются темно-серые слоистые (ленточного типа) глины и суглинки с линзами мелкозернистых песков

и грубых суглинков с валунами. Вверх по разрезу глины и суглинки обычно переходят в пески и алевроиты с косыми прослоями торфа, содержащие остатки полусгнивших стволов деревьев. Видимая мощность озерно-аллювиальных осадков в бассейне р. Пясины составляет около 30—35 м.

В районе р. Верхней Таймыры и к югу от нее в основании разреза озерно-аллювиальных отложений также залегают глины, имеющие слоистость ленточного типа. Толщина прослоев не превосходит 0,5—1,0 см. Верхняя часть разреза обычно состоит из переслаивающихся песков, супесей, гравия, галечника, торфа. Общая мощность отложений составляет 20—25 м.

Аналогичный состав поздне- и послеледниковых отложений наблюдается на западных и южных берегах Таймырского озера, где на межледниковых суглинках с морской фауной и диатомовыми залегают косослоистые глинистые пески с линзами галечников, перемежающиеся с супесями и суглинками, содержащими прослой слабо разложившегося торфа (1,5 м). Здесь мощность озерно-аллювиальных отложений достигает 25 м. К юго-востоку от Таймырского озера в озерно-аллювиальных отложениях найдены остатки мамонта, овцебыка и северного оленя, которые, согласно заключению Н. К. Верещагина, по степени сохранности относятся ко времени послеледникового климатического оптимума.

Озерно-аллювиальные отложения известны и к югу от Таймырского озера на рр. Яму-Тарида, Логата, Большая Балахня и Малая Балахня, где они имеют преимущественно песчано-суглинистый состав и содержат прослой торфа, гальки и остатки фауны моллюсков, а также не разложившиеся обломки древесных растений. Эти отложения обнажаются и на отдельных прибрежных участках Хатангского залива.

Судя по весьма изменчивым и разнообразным в фациальном отношении разрезам, аккумуляция озерно-аллювиальных отложений происходила в замкнутых озерно-ледниковых водоемах, которые постепенно заполнялись аллювием многочисленных рек, размывающих зырянские ледниковые образования. Эта обстановка привела после полного осушения поверхности к появлению болот.

Современный отдел

Отложения современного отдела в Таймырской низменности пользуются широким распространением. Они покрывают плащом небольшой мощности как верхнечетвертичные, так и дочетвертичные породы. Среди современных отложений можно выделить элювиально-делювиальные, аллювиальные, озерные и прибрежно-морские отложения. Ограниченным распространением пользуются пролювиальные образования.

Аллювиальные отложения имеют чрезвычайно широкое развитие. Они слагают пойменные и первую надпойменную террасы, а также русловые образования. Они представлены разнзернистыми песками, содержащими гальку и, реже, небольшие валуны. Пески нередко чередуются с супесями, суглинками и торфом и содержат полусгнившие стволы деревьев, переотложенные морские раковины и остатки млекопитающих.

Озерные отложения представлены в основном иловато-песчаным, песчано-галечным и валунным материалом. Песчаные озерные образования (косы, отмели, пляжи) встречаются значительно чаще по берегам более мелких озер.

Прибрежно-морские отложения слагают приморские заболоченные низменные участки — лайды, многочисленные косы и отмели, расположенные на побережье Хатангского залива. Отложения представлены светло-коричневыми мелкозернистыми песками, переходящими в суглинки, содержащие линзы хорошо отсортированного мелкозернистого песка. Иногда в них присутствуют различных размеров линзы и прожилки (клинья) ископаемого льда. Пляжи, отмели и многочисленные косы сло-

жены желтовато-серыми среднезернистыми песками, иловатыми, но иногда хорошо отсортированными.

Элювиально-делювиальные отложения по всей Таймырской низменности перекрывают с поверхности образования зырянского оледенения и озерно-аллювиальные осадки. Образования элювиально-делювиальных отложений в условиях равнинного рельефа Таймырской низменности связано с широко развитыми в современную эпоху процессами солифлюкции и морозного выветривания. Описываемые осадки на большей части территории представлены покровными суглинками с примесью щебенчатого материала.

Особо следует отметить широкое развитие элювиально-делювиальных отложений на склонах горных возвышенностей Кирыка-Тас, Тулай-Кирыка-Тас, где они имеют глыбово-щебенчатое строение. У подножья этих возвышенностей происходит накопление пролювиальных отложений.

ВУЛКАНИЗМ

Выполняющие Усть-Енисейскую и Хатангскую впадины четвертичные, меловые и юрские толщи не включают магматических образований. Однако в фундаменте впадины среди палеозойских, особенно пермских и нижнетриасовых отложений, магматические породы присутствуют в большом количестве. Эффузивные, а отчасти и интрузивные породы траппового комплекса на большом протяжении слагают обращенные к впадинам склоны Сибирской платформы и Таймырской складчатой области. Они также выходят на поверхность в отдельных положительных структурах внутри Хатангской впадины (сопка Балахня, возвышенности Тулай-Кирыка-Тас и Кирыка-Тас, антиклиналь мыса Цветкова, междуречье Верхней Таймыры и Горбиты) и подсечены рядом скважин в Нордвикском районе, в бухте Сындаско, на Малохетской антиклинали. Кроме траппового комплекса, который следует относить к нижнему триасу и перми, в Усть-Енисейской впадине устанавливаются вулканогенные породы силурийского и ордовикского возраста. Наконец, в нижнемеловых угленосных отложениях Хатангской впадины встречаются, по описанию А. И. Бочарниковой, туфогенные породы, которые скорее всего связаны с проявлениями мелового вулканизма на Сибирской платформе.

В пределах Усть-Енисейской впадины магматические породы на поверхности появляются только вдоль ее бортов, будучи связаны на юге с Сибирской платформой (выходы траппов в верхних течениях рр. Пясины и Хеты, на берегах озера Пясино) и на севере с Таймырской складчатой областью (выходы траппов в нижнем течении рр. Пясины, Пуры, на побережье Енисейского залива). Поэтому на рассмотрении данных пород останавливаться здесь нецелесообразно, так как они описаны в других очерках.

Внутри Усть-Енисейской впадины магматические породы обнаружены в скважинах в районе Малохетской антиклинали. Наиболее древними являются частью эффузивные, частью интрузивные диабазы, габбро-диабазы, гялодиабазы, диабазовые порфириты, порфириты и их туфы, залегающие среди силурийских пород Точинского поднятия и связанные с проявлениями вулканизма в силурийском периоде.

Диабазы и габбро-диабазы также образуют пластовые залежи в породах нижнего триаса, где присутствуют и эффузивные основные породы и их туфы. На западном склоне Точинского поднятия под нижней юрой вскрыта интрузия оливиновых габбро и габбро-диабазов, местами переходящих в габбро-нориты. Скважина углубилась в эти породы на 14 м и не достигла их подошвы. Судя по наличию ксенолитов пестроцветных аргиллитов, эта интрузия, по мнению Л. Д. Мирошникова, прорывает нижнетриасовую эффузивно-аргиллитовую свиту.

Возраст магматических пород, залегающих среди отложений нижнего триаса, по аналогии с соседними областями — тоже нижнетриасовый. На Малохетской антиклинали галька основных пород часто встречается в нижнеюрских конгломератах.

В Хатангской впадине все известные нам магматические породы относятся к трапповой формации, которая для прилегающих частей Сибирской платформы и Таймырской складчатой области обстоятельно описана в соответствующих разделах. Остановимся лишь на траппах, вскрытых скважинами.

Интрузивные трапповые залежи, в основном пластовые интрузии, пересечены большинством скважин, вошедших в отложения перми в Нордвикском районе и в бухте Сындаско. Скважина в бухте Сындаско, по описанию П. С. Воронова, на протяжении 1734 м по вертикали прошла в пермских отложениях, в основном в нижней перми, и пересекла 14 интрузий траппов общей мощностью 465 м, причем одна из интрузий имела мощность 180 м. Эти интрузии сложены диабазами, оливковыми диабазами и диабазовыми порфиритами. Наиболее крупная интрузия траппов состоит из биотитовых диабазов, выше по разрезу переходящих последовательно в кварцево-биотитовый габбро-диабаз, кварцево-биотитовое габбро, кварцевый габбро-сиенит, кварцевый сиенит и затем снова в биотитовый диабаз. Необходимо отметить, что наиболее глубокие интрузии диабазов находятся в самых низах разреза нижней перми на глубине 1700 м от кровли перми.

В районах Тигяно-Анабарской антиклинали и структуры Юрюнг-Тумус количество трапповых интрузий в пермских отложениях, по подсчетам М. К. Калинко, резко падает и составляет в нижней перми 6—9% разреза вместо 34% в бухте Сындаско. В районе мыса Цветкова, наоборот, пластовые интрузии и дайки траппов локализируются, по наблюдениям И. М. Мигая, в отложениях верхней перми, причем суммарная мощность пластовых интрузий доходит до 120 м. Как и в более южных районах, интрузивные породы здесь представлены исключительно диабазами, более крупнозернистыми в центральных частях интрузивных тел и более мелкозернистыми — в краевых зонах.

Контактные явления на границе интрузий выражены очень слабо. Мощность контактовых зон у мелких интрузий не более 1 м, у крупных 3—4 м и до 5 м у 180-метровой пластовой интрузии в бухте Сындаско. Контактные изменения сводятся к ороговиканию, хлоритизации и карбонатизации вмещающих пород, особенно глинистых. Траппы в зоне контакта приобретают порфиновую структуру, обогащаются кальцитом, рудными минералами, темноцветные компоненты хлоритизированы.

Эффузивные породы (базальты, мандельштейны), туфобрекчии и туфы входят в состав эффузивно-туфовой свиты, залегающей на границе перми и триаса и условно относимой нами к нижнему триасу. Мощность этих образований растет с востока на запад.

Трапповый вулканизм, по данным геофизики, широко проявлялся в пределах как Хатангской, так и в особенности Усть-Енисейской впадин. Здесь наблюдаются значительные магнитные и гравитационные аномалии, связанные скорее всего с интрузивными залежами траппов, приуроченными к линиям крупных разломов. Эти залежи располагаются в породах фундамента на глубинах от 1 до 4—5 км и более. Возможно, часть аномалий связана и с ультраосновными породами, представляющими продукт дифференциации трапповой магмы. Интрузия таких ультраосновных пород, главным образом дунитов, располагается у северного края Сибирской платформы, в бассейне рр. Маймечи и Гули и, как показывает магнитное и гравитационное поле, распространяется под покровом четвертичных и мезозойских отложений довольно далеко в пределы Хатангской впадины.

Рассматриваемая территория находится в пределах Усть-Енисейской и Хатангской впадин, составляющих вместе с лежащей восточнее Лено-Анабарской впадиной единый Енисейско-Ленский мезо-кайнозойский прогиб, окаймляющий с севера Сибирскую платформу.

Усть-Енисейская впадина представляет часть Западно-Сибирского прогиба, а также занимает западную часть Енисейско-Ленского прогиба. Впадина ограничена с севера сооружениями Таймырской складчатой области, с юго-востока Сибирской платформой (включая сюда и носящие переходный характер складки Приенисейской складчатой зоны). Границы впадины определяются появлением на поверхности пород палеозоя и нижнего триаса, составляющих ее фундамент, и во многих случаях очерчены разломами. На юго-западе и западе Усть-Енисейская впадина не имеет четкой границы, можно лишь предполагать наличие подъема фундамента внутри Западно-Сибирской низменности, вне пределов описываемой территории.

Граница между Усть-Енисейской и Хатангской впадинами намечается по водоразделу между бассейнами р. Пясины, с одной стороны, и р. Верхней Таймыры и левого притока р. Хеты — р. Боганиды, с другой. Верхнее течение самой р. Хеты при этом оказывается уже в пределах Усть-Енисейской впадины. Такое положение разделяющего впадины порога подтверждается в северной части наличием погребенного Янгода-Горбитского поднятия, с залеганием дислоцированных трапповых пластовых интрузий на глубинах нескольких сот метров. Местами, возможно, глубины составляют и менее 100 м (судя по резкости магнитных аномалий, описываемых Д. В. Левиным и С. М. Крюковым). Мезозойский покров здесь очень маломощный и иногда вовсе отсутствует: например, между рр. Горбитой и Верхней Таймырой траппы и пермские осадочные породы выходят непосредственно на поверхность.

Южнее Янгода-Горбитского поднятия магнитное поле становится спокойным, что указывает на значительное погружение возмущающих тел. Вместе с тем, есть все основания думать, что глубина залегания фундамента и здесь меньше, чем внутри Усть-Енисейской и Хатангской впадин. В пользу такого заключения говорит общий характер залегания юрских и меловых пород, определяющий появление внутри названных впадин по мере удаления от порога все более молодых горизонтов мела. Юрские и нижнемеловые отложения в верхнем течении Хеты, как показали исследования В. Н. Сакса и З. З. Ронкиной, отходят к северу от края Сибирской платформы, намечая тем самым положение упомянутого выше порога. В области этого порога верхнемеловые отложения местами, по-видимому, непосредственно налегают на морской нижний мел и нижние горизонты угленосной толщи (рр. Авам, Ледяная, Боярка), что указывает на выпадение здесь из разреза толщи мощностью более 1 км и, следовательно, на перерывы в прогибании в меловом периоде. Внутри Усть-Енисейской и Хатангской впадин погружение в меловом периоде было непрерывным и поэтому тут наблюдается полный разрез мела.

Южная граница Хатангской впадины совпадает с появлением на поверхности пород нижнего триаса и палеозоя, слагающих северный край Сибирской платформы. Северная граница впадины тоже должна совмещаться с границей территории, на которой эти породы в пределах Таймырской складчатой области имеют сплошное развитие. Однако краевая часть последней вместе с прилегающими участками Хатангской впадины в районе Таймырского озера и далее на восток оказалась переработанной позднейшими складчато-глыбовыми движениями. В результате этого отдельные блоки палеозоя и нижнего триаса обнаруживаются в поле развития юры и мела внутри Хатангской впадины (воз-

вышенности Киряка-Тас и Тулай-Киряка-Тас), тогда как в зонах опусканий мезозойские отложения глубоко вдаются в палеозойские сооружения Таймырской складчатой области.

Граница Хатангской и Лено-Анабарской впадин устанавливается на левобережье р. Анабара по наличию перегиба в залегании юрских и меловых слоев, располагающегося на продолжении Попигаевского выступа Сибирской платформы. Далее на север можно условно совместить эту границу с осевой линией складок п-ова Пахса и п-вов Бегичева и Преображения.

Усть-Енисейская впадина характеризуется чрезвычайно большой амплитудой прогибания, составившей в юрском и меловом периодах в ее центральных частях не менее 4,5—5 км, как показывает сводный разрез юры и мела и подтверждают данные сейсмоки. Судя по появлению третичных отложений, наиболее глубоко погруженные участки Усть-Енисейской впадины должны располагаться к западу от р. Енисей — на Гыданском полуострове и в низовьях р. Таз. Фундамент впадины слагает палеозойские и нижнетриасовые породы; выполняющая впадину толща пород начинается, насколько нам сейчас известно, с домерского яруса.

Хатангская впадина в целом прогибалась менее интенсивно. Суммарная мощность отложений юры и мела в ее пределах, по имеющимся данным, не более 2,5 км. Зона наибольшего прогибания в юрском периоде и в нижнемеловую эпоху находилась в северной части впадины, где мощность соответствующих отложений больше, но в верхнемеловую эпоху она сместилась к югу, в центральную часть бассейна рр. Хеты и Хатанги. Формированию Хатангской впадины в юрском и меловом периодах предшествовало очень интенсивное прогибание ее северной и северо-восточной частей в триасовом периоде. Мощности триаса доходят здесь до 1,8—3,2 км. Можно думать, что опускание в триасовом периоде происходило у подножья поднимавшихся складчатых сооружений Таймыра, будучи приурочено к краевому прогибу, заполнявшемуся в основном продуктами разрушения таймырских гор.

Триасовые отложения, исключая входящие в состав фундамента породы нижнего триаса, не известны в настоящее время к югу от возвышенности Киряка-Тас, района мыса Цветкова и Тигяно-Анабарской антиклинали и к западу от восточного окончания Таймырского озера. Вероятно, до начала юрского периода они имели более широкое распространение, будучи размыты в результате происходивших на границе триаса и юры поднятий. В своем же современном виде Хатангская впадина оформилась уже в начале юрского периода, по-видимому, только в домерском веке, так как самые низы нижней юры присутствуют лишь в восточной части впадины.

Строение фундамента Усть-Енисейской и Хатангской впадин обнаруживает существенные различия. В пределах Усть-Енисейской впадины в фундаменте, даже на участках, расположенных близко к краю Сибирской платформы, например на Малохетской антиклинали, развиты сильно дислоцированные и метаморфизованные палеозойские и нижнетриасовые породы (углы падения в скважинах от 25 до 80°). Спокойный характер магнитного поля в центральной, наиболее глубоко погруженной части впадины позволяет допускать здесь наличие платформенного участка, перекрытого мощной толщей осадочных пород палеозоя. Вероятнее, однако, думать, что отсутствие магнитных аномалий объясняется, наряду с отсутствием крупных тел магнитных магматических пород, значительным опусканием поверхности фундамента.

В северной части Усть-Енисейской впадины распределение магнитных аномалий, наряду с данными гравиметрии и сейсморазведки, почти несомненно доказывает наличие в фундаменте дислоцированных палеозойских отложений с силлами траппов в них. Такие же породы,

быть может частично и нижний триас, слагают погребенное Янгода-Горбитское поднятие и имеют здесь северо-восточное простирание. Последнее определяет продолжение дислоцированных пород палеозоя и нижнего триаса на юго-запад, в центральную часть Усть-Енисейской впадины и далее к югу, на соединение со складками Приенисейской зоны. Только вдоль края Сибирской платформы кажется вероятным нахождение в фундаменте Усть-Енисейской впадины слабо дислоцированных палеозойских и нижнетриасовых отложений.

В пределах Хатангской впадины, в ее северной части фундамент составляют, несомненно, сильно дислоцированные породы палеозоя и низов нижнего триаса. Триасовые отложения в северной и восточной частях впадины слагают самостоятельный структурный этаж и тоже по существу входят в состав фундамента образовавшейся в юрском периоде впадины. Ряд исследователей (И. М. Мига́й, М. Г. Равич, Л. А. Чайка, В. Д. Дибнер) склонны объединять палеозоя и триас в один структурный этаж, считая, что складчатость на Таймыре имела место после отложения триаса. Фактический материал, приведенный по Нордвикскому району М. К. Калинин и Т. М. Емельянцевым, а по району мыса Цветкова И. С. Грамбергом, позволяет утверждать, что на границе перми и триаса, в нижнем триасе после отложения эффузивно-туфовой свиты и, возможно, между нижним и средним триасом были проявления складчатости. Надо думать, что основная складчатость на Таймыре имела место именно в начале нижнего триаса, одновременно с трапповым вулканизмом.

Дислоцированные палеозойские и нижнетриасовые отложения продолжаютя на юг до района горы Балахни и сопки Белой включительно. В южной и восточной частях Хатангской впадины и в палеозое наблюдаются платформенные структуры. Эта область должна рассматриваться как погруженная часть Сибирской платформы.

Триасовые отложения Хатангской впадины, слагающие, как уже указывалось, самостоятельный структурный этаж, на севере впадины дислоцированы, по данным И. С. Грамберга и А. Б. Алексеевой, хотя и значительно слабее, чем пермские, но все же достаточно интенсивно. В восточной части впадины, в Нордвикском районе, породы триаса участвуют в строении платформенных структур, угловое несогласие между отложениями триаса и юры теряется, и триасовый структурный этаж как самостоятельная структурная единица исчезает.

Юрские и меловые отложения в пределах Усть-Енисейской и Хатангской впадин зачастую лежат почти горизонтально, местами же слагают отдельные платформенные структуры. В целом устанавливается возрастание степени дислоцированности юрских и меловых пород в северных частях впадин, примыкающих к Таймырской складчатой зоне. Это связано, вероятно, с глыбовыми движениями, захватившими Таймыр в конце юрского и в меловом периоде. Кроме того, складчатость в юрско-меловой толще становится более интенсивной в восточной части Хатангской впадины, где намечается переход к линейным складкам окраинных участков Верхоянской складчатой зоны.

В Усть-Енисейской впадине, судя по распространению наиболее молодых горизонтов мела, зона наибольшего прогибания несколько смещена в сторону Сибирской платформы. В северной части впадины данные геофизики позволяют предполагать при большой установленной скважинами мощности меловых отложений значительное сокращение мощности пород юры (вероятно, за счет выклинивания нижней и средней юры). На прилегающих к Сибирской платформе участках происходит то же самое, отложения нижней и большей части средней юры выпадают из разреза уже в восточной части Малохетской антиклинали (Точинское и Суходудинское поднятия), а также, судя по сейсмическим профилям Р. М. Деменицкой, при приближении к Дудинке. Наиболее

высокие горизонты разреза мела тоже приурочены к зонам наибольшего прогибания впадины.

Среди локальных структур в южной части Усть-Енисейской впадины особо выделяется Малохетская антиклиналь — крупная платформенная складка северо-восточного простирания протяженностью не менее 120 км и с подъемом слоев в сводовой части до 1500 м. В формировании этой складки, как и других структур мезозоя, большую роль, по-видимому, сыграли глыбовые движения фундамента. Они привели, в частности, к образованию на юго-восточном крыле складки перед меловым периодом взброса с амплитудой до 900 м, обусловившего надвигание нижнего триаса на юр. Процесс формирования Малохетской антиклинали, наложившейся несогласно на структуры палеозоя и нижнего триаса, был достаточно длительным. Подвижки на отдельных поднятиях проявились еще в течение ниже- и среднеюрской эпох. В конце юрского периода в результате движений на границе оксфорда и киммериджа, киммериджа и нижнего волжского века и перед отложением валанжина возникли складка и взброс вдоль ее юго-восточного крыла. В начале мелового периода между готеривом и барремом, и далее на протяжении, вероятно, всего мелового периода рост складки продолжался. После отложения мела складка была перебиты многочисленными сбросами.

Другие такие складки в Усть-Енисейской впадине неизвестны. Встречаются в меловых отложениях также куполовидные структуры, например, Яковлевский купол с превышением слоев на своде до 650 м, имеющий в поперечнике всего 3—4 км. В северной части впадины намечается существование ряда пологих складок (на рр. Казачьей, Гольчихе, Сопочной, Пуре), возможно присутствие и куполовидных структур (сопка Круглая на р. Буотангкага). Некоторые из складок располагаются несогласно по отношению к структурам палеозоя. Соляные купола в Усть-Енисейской впадине не устанавливаются.

В Хатангской впадине ее наиболее глубоко погруженная часть, судя по распространению верхнего мела, тоже, по-видимому, смещена к Сибирской платформе, располагаясь вдоль рр. Хеты, Хатанги и Хатангского залива. В западной и южной частях впадины юрские и меловые отложения лежат почти горизонтально. Соляной купол, по данным В. Н. Сакса и Н. Н. Урванцева, есть в области порога, разделяющего Усть-Енисейскую и Хатангскую впадины (сопка Чагдай на р. Дудыпте). Возможны соляные купола на р. Боганиде (сопка, открытая А. Ф. Миддендорфом), в низовьях р. Блудной (по данным гравимагнитной съемки С. Е. Федорова). Ряд соляных куполов описан М. К. Калинин в Нордвикском районе (Юрюнг-Тумусский, Кожевникова, Ледовка, предположительно Усть-Тигян). Юрские и меловые отложения на склонах куполов сильно дислоцированы, перебиты многочисленными сбросами. Большинство куполов приурочено к периклинальным окончаниям антиклинальных складок, купол Ледовка находится в синклинали.

Тигяно-Анабарская антиклиналь, протягивающаяся в широтном направлении от р. Тигян к Анабарскому заливу, представляет собой крупную платформенную складку, располагающуюся на продолжении складок переходного типа в кряже Прончищева. Слагающие антиклиналь триасовые, юрские и меловые отложения, по мнению М. К. Калинин и Т. М. Емельянцева, несогласно налегают на пермские породы и были смяты в складку уже после отложения нижнего мела. Однако налегание юры на различные горизонты верхнего триаса, непостоянные мощности верхней юры и морского нижнего мела делают более вероятным длительное, подобно Малохетской антиклинали, формирование на протяжении мезозоя Тигяно-Анабарской антиклинали и соседних с нею структур (Ильино-Кожевниковская, Южно-Тигянская, Юрюнг-Тумусская брахискладки).

К западу от Тигяно-Анабарской и Ильино-Кожевниковской антиклиналей складки в мезозое встречаются реже. Имеется, по-видимому, меридиональная складка, восточное крыло которой обнажено на западном берегу п-ова Хара-Тумус. Глыбовые поднятия сопок Белой и Балахни приурочены, судя по залеганию на их периферии меловых отложений, к своду крупной брахискладки широтного направления.

На север от Тигяно-Анабарской антиклинали отходит складка, западное крыло которой вскрывается на п-ове Пахса на о-ве Бегичева, а восточное, вероятно, по линии сброса, опущено под уровень моря. На продолжении этой складки располагается структура снова близкого к широтному направления, свод которой проходит южнее о-ва Преображения и затем появляется на р. Журавлевой. Остров Преображения представляет собой, по-видимому, отдельный горст на северном крыле складки.

Еще севернее находится антиклинальная складка, прорезаемая р. Чернохребетной и срезанная берегом моря Лаптевых у мыса Цветкова. В ядре этой складки, по описанию И. М. Мигая и И. С. Грамберга, лежат пермские породы, на крыльях — породы триаса (с углами падения 45—80°), юры и нижнего мела (углы падения 20—40°). К западу от антиклинали мыса Цветкова р. Малая Подкаменная вскрывает сложенное нижнеюрскими породами ядро другой антиклинали северо-северо-восточного простирания, имеющей, насколько можно судить при слабой обнаженности, тип брахискладки. К юго-западу и юго-востоку от антиклинали р. Малой Подкаменной, в бассейне р. Малой Новой и ниже по течению р. Подкаменной, судя по выходам пород перми, средней и верхней юры в поле развития нижнего мела, возможно наличие структур, скорее всего брахискладок. На северо-восточном продолжении антиклинали, прорезаемой р. Малой Подкаменной, в верхних течениях рр. Журавлевой, Осипа и Чернохребетной имеется антиклинальная складка в триасовых отложениях с эффузивно-туфовой свитой в ядре, описанная А. Б. Алексеевой.

Далее на запад над окружающей равниной резко выступают возвышенности Тулай-Киряка-Тас и Киряка-Тас, представляющие собой горсты, сложенные пермскими отложениями. Поднятие Тулай-Киряка-Тас, по данным В. А. Виноградова, приурочено к своду антиклинальной складки, на северном крыле которой последовательно выходят породы нижнего и среднего триаса с углами падения до 40—85° и верхней юры (?) с углами падения 10—12°. Поднятие Киряка-Тас охватывает две антиклинальные складки в пермских отложениях и разделяющую их синклиналь, выполненную эффузивно-туфовой свитой и морскими осадками нижнего триаса. Создается впечатление, что эти поднятия принадлежат к складчато-глыбовым структурам, отличающимся от расположенных восточнее складок в мезозое только большим развитием глыбовых движений. Тесно связаны рассматриваемые структуры и со структурами северного обрамления Хатангской впадины, где наблюдается чередование приподнятых блоков, сложенных палеозойскими породами, с впадинами, имеющими характер синклиналей и выполненными юрскими и меловыми отложениями (впадина в районе залива Байкура-Неру и р. Ньюнкараку-Тари, впадина в районе рр. Бикада-Нгуома и Муруптума-Тари).

Развитие описываемых структур в северной части Хатангской впадины началось в конце перми и начале триаса, когда имела место основная складчатость в Таймырской складчатой зоне. На образовавшиеся складки несогласно наложился структуры, сформировавшиеся на границе триаса и юры. Начавшееся после этого прогибание всей Хатангской впадины в близких к современным границах сопровождалось в пределах отдельных структур подвижками, которые привели к разрывам перед отложением кимериджа, предположительно перед отло-

жением нижнего волжского яруса, перед отложением валанжина и предположительно при переходе к накоплению нижнемеловой угленосной толщи.

Окончательное формирование структур мезозоя на севере Хатангской впадины имело место, несомненно, после нижнего мела, который участвует в их строении, а можно думать, и позже верхнего мела, сохранившегося в настоящее время только в центральной части впадины, но раньше, вероятно, распространявшегося на всю ее площадь. Весьма возможно, что движения на структурах происходили значительно позже верхнего мела. Для глыбовых подвижек, создавших резко выступающие в современном рельефе возвышенности, это кажется бесспорным.

Мы сейчас знаем, что тектонические движения в конце третичного и в четвертичном периоде проявились на территории Усть-Енисейской и Хатангской впадин весьма интенсивно. Прогибание впадин, прерывавшееся в конце мелового периода, снова возобновилось в четвертичном периоде (со второй его половины), причем, как показывают мощности накопившихся осадков, с большей скоростью в Усть-Енисейской впадине и меньшей в Хатангской, особенно на востоке ее. Нередко в четвертичных отложениях наблюдаются нарушения, пологие, а подчас и крутые складки, иногда связанные с проявлениями ледниковой тектоники, с мерзлотными процессами, но иногда имеющие и тектоническое происхождение.

По-видимому, многие структуры, наблюдаемые в мезозойских отложениях, окончательно оформились в конце третичного и начале четвертичного периода. В пользу этого говорят следы интенсивного континентального выветривания в верхнемеловых морских отложениях Усть-Енисейской впадины, очевидно, долгое время находившихся вблизи поверхности. В породах же альб-сеномана и более древних горизонтов меловой системы, лежащих сейчас в сводах Малохетской антиклинали и Яковлевского купола непосредственно под четвертичным покровом, следы такого выветривания (изменения состава обменных оснований и легко растворимых солей) не устанавливаются. Следовательно, в третичном периоде эти породы даже на сводах структур были перекрыты верхнемеловыми слоями, размытыми при поднятии структур лишь перед отложением среднететричных осадков. Подъем структур продолжался и в верхнететричную эпоху, судя по положению подошвы четвертичных пород, составляя на отдельных поднятиях Малохетской антиклинали и на Яковлевском куполе около 2—3 см в столетие.

В конце третичного и в четвертичном периодах происходило формирование солянокупольных структур и поднятие отдельных горстовых блоков, чаще всего приуроченных к сводам структур. Свидетельством этого являются, как уже указывалось, выраженность ряда таких структур в рельефе (купола Юрюнг-Тумус, сопки Белая, Балахня, Чагдай на р. Дудьпте, возвышенности Киряка-Тас и Тулай-Киряка-Тас), отсутствие четвертичных отложений на кепроках соляных куполов, заполнение карстовых воронок на сводах куполов исключительно четвертичными породами. Особенно быстрым был, по-видимому, рост купола Юрюнг-Тумус, породы кепрока которого, по наблюдениям М. К. Калинко, не встречаются в гальке в отложениях даже начала верхнететричной эпохи, в изобилии появляясь в более поздних осадках. Очень существенно, что, по данным М. К. Калинко, отсутствуют признаки подъема соляных штоков на протяжении перми и мезозоя, очевидно штоки соли оформились только в конце третичного и в начале четвертичного периода.

Тот факт, что многие реки обнаруживают связь со структурами мезозоя, протекая значительно выше подошвы четвертичного покрова, убедительно говорит о продолжавшихся в четвертичном периоде движениях на данных структурах. Благодаря этому реки следуют направлению ослабленных зон на крыльях и сводах структур (например, р. Енисей, заворачивающая вдоль северо-западного крыла Малохетской антиклинали).

П. С. Воронов пришел даже к выводу о том, что большинство рек в низменности подчинены в своем направлении структурным элементам. На обновление древних разломов в четвертичном периоде указывает также наличие выходов газов, пробивающихся к поверхности через толщу вечной мерзлоты вдоль линий мезозойских сбросов (Малохетская антиклиналь, левобережье р. Анабар).

По-видимому, тесно связаны с тектоникой и основные черты рельефа в пределах Усть-Енисейской и Хатангской впадин. Явственно выступает на поверхности погребенное Янгода-Горбитское поднятие, долины рр. Хеты и Хатанги приурочены к осевой части Хатангской впадины. Можно предположить тектоническое происхождение и для высоких водораздельных возвышенностей между рр. Дудыптой и Боганидой, Дудыптой и Янгодой, Новой и Большой Балахней, для возвышенности Ушкан-Камень на р. Дудыпте и ряда других.

Переходя к истории геологического развития Усть-Енисейской и Хатангской впадин, следует указать, что в палеозое рассматриваемая территория находилась частью (на западе и севере) в пределах Таймырской геосинклинали, частью (на юге и юго-востоке) в зоне перехода от последней к Сибирской платформе. В ордовике, силуре, верхнем девоне и нижнем карбоне господствовали морские условия, откладывались в основном известковые осадки. В нижнем и отчасти среднем девоне появлялись лагунные и континентальные соленосные фации. Средний и верхний карбон отсутствует, вероятно, на эти эпохи приходится перерыв в осадконакоплении.

Формирование пермских отложений шло в условиях преимущественно лагунного режима в южной части обеих впадин и мелководного морского режима на севере. Здесь лагунный режим устанавливался только в периоды накопления угленосных свит. Трансгрессии пермского моря происходили в начале нижнепермской эпохи (сакмарский и артинский века) и в начале верхнепермской эпохи (казанский век). Последняя трансгрессия проникла особенно далеко на юг. В начале нижнего триаса существовали пресноводные и солоноватоводные бассейны, граничившие на востоке Хатангской впадины с открытым морем. Формирование осадков шло одновременно с интенсивной вулканической деятельностью и проявлением складчатости в Таймырской геосинклинали.

В дальнейшем триасовые отложения накапливались, насколько нам известно, только в узком предгорном прогибе в восточной и северной частях Хатангской впадины. Здесь, начиная уже с индского века, существовал морской залив, где развивалась богатая фауна, обнаруживающая тесные связи с Дальним Востоком и даже югом Азии. Перерывы, сопровождавшиеся тектоническими подвижками в отдельных структурах, имели место внутри индского яруса (после отложения эффузивно-туфовой свиты) и на границе нижнего и среднего триаса. В конце среднего триаса в ладинском веке и в верхнем триасе после карнийского века морские условия сменялись прибрежно-лагунными, откладывались угленосные толщи. Морской режим в триасе после карнийского века на интересующей нас территории уже не устанавливался. Начавшееся поднятие привело в конце верхнего триаса, возможно в рэте, к прекращению осадкообразования и проявлению регионального перерыва на границе триаса и юры.

Отложения нижней и средней юры Хатангской впадины представлены морскими фациями, на р. Енисее наблюдается чередование морских и прибрежно-лагунных фаций. По-видимому, от открытого моря, занимавшего Хатангскую впадину, на запад, в пределы Усть-Енисейской впадины, глубоко вдавался залив, временами сокращавшийся в размерах.

Верхнеюрские отложения всюду представлены морскими осадками и откладывались в широком морском проливе, открытом в сторону моря как на западе, так и на востоке. Нижний волжский ярус формировался

в условиях максимума верхнеюрской трансгрессии. В условиях открытого моря происходило и образование верхневолжских осадков.

Нижне- и среднеюрская эпохи в целом являлись временем тектонического покоя. После интенсивных тектонических движений на границе триаса и юры образовался достаточно расчлененный рельеф, который и был затоплен нижнеюрским морем. В дальнейшем происходило постепенное прогибание обеих впадин, более интенсивное в Усть-Енисейской впадине и замедленное в Хатангской. Верхнеюрская эпоха характеризовалась новой активизацией тектонических движений. На окраинах впадин и на отдельных структурах внутри них отмечаются размыты перед отложением кимериджа, нижнего волжского яруса и на границе юры и мела. По-видимому, морской режим полностью не прерывался, размыты зачастую происходили в подводных условиях.

Отложения валанжина всюду представлены морскими фациями, но признаки регрессии моря — возрастание роли песчаных осадков — в Усть-Енисейской впадине устанавливаются, начиная с верхнего валанжина, тогда как внутри Хатангской впадины они относятся уже к готериву. В готериве повсеместно развиты прибрежно-морские фации.

Вышележащие угленосные отложения датируются барремом—сеноманом. Формирование этих угленосных отложений шло в условиях существования открытого морского бассейна к западу от р. Енисея — в Западной Сибири и, вероятно, в районе моря Лаптевых. Всюду максимум угленакпления приходится на апт—альб. Вместе с тем преобладающие вдоль р. Енисея лагунные глинисто-алевритовые осадки апт-альба в Хатангской впадине сменяются преимущественно песчаными, в значительной части аллювиальные отложения. Прибрежно-морские осадки альбсеномана на р. Енисее переходят в Хатангской впадине в континентальные (аллювиальные) образования. Только в Хатангской впадине устанавливаются следы вулканической деятельности на ее периферии в апт-альбе.

Верхнемеловые осадки откладывались в заливе Западно-Сибирского моря, вдававшемся на восток от р. Енисея. Морским отложениям турон-коньяка на рр. Енисее и Пясине отвечают лагунные осадки на р. Хете и ее притоках. Верхний сантон всюду представлен морскими осадками, но в Хатангской впадине они заключают уже обедненную фауну. Переход к прибрежно-лагунным фациям в маастрихте устанавливается в обеих впадинах, но в Усть-Енисейской впадине происходит позже, чем в Хатангской, в связи с общим отступанием моря к западу.

На периферии обеих впадин и на сводах структур внутри них фиксируются размыты внутри валанжина и перед отложением угленосной толщи. Отложения угленосной толщи и морского верхнего мела залегают в Усть-Енисейской впадине, по имеющимся данным, согласно, в Хатангской разделены значительным размывом.

Прогибание в меловом периоде Усть-Енисейской впадины происходило, как показывает анализ мощностей, значительно быстрее, чем прогибание Хатангской впадины. Однако большие скорости опускания земной коры полностью компенсировались увеличением осадков, снос которых с граничащих с рассматриваемыми впадинами возвышенностей Таймыра и Сибирской платформы значительно возрос. Следовательно, одновременно с прогибанием впадин происходило поднятие соседних с ними возвышенностей.

Сколько-нибудь значительное прогибание впадин в третичном периоде уже не имело места. Откладывавшиеся маломощные континентальные и частично морские осадки были в основном размыты до отложения четвертичных пород.

В первой половине четвертичного периода, до максимального оледенения включительно, также не происходило значительного прогибания рассматриваемой территории, хотя колебательные движения, вероятно, большой амплитуды бесспорно имелись. Море вторглось в Таймырскую

низменность в начале среднечетвертичной эпохи. Ледники заполняли низменность не менее двух раз на протяжении ниже- и среднечетвертичной эпох. С начала верхнечетвертичной эпохи стала опускаться вся территория низменности особенно интенсивно на западе, в пределах Усть-Енисейской впадины. Это опускание шло на фоне колебательных движений, обусловивших смену трансгрессий и регрессий моря, образование серий террас, частью в настоящее время погребенных, и проявление ряда размылов. Море проникало внутрь Таймырской низменности только в начале верхнечетвертичной эпохи в межледниковый век. Вслед затем вся низменность, за исключением районов к востоку от Хатангского залива, покрывалась льдами зырянского оледенения. Погружение после этого оледенения привело к аккумуляции каргинских озерно-аллювиальных осадков. Следующее погружение в начале современной эпохи определило затопление нижних отрезков долин рр. Енисея, Хатанги и Анабара.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В пределах рассматриваемой территории в связи с почти исключительным развитием здесь осадочных пород основное значение имеют полезные ископаемые осадочного происхождения и прежде всего горючие полезные ископаемые. Как Усть-Енисейская, так и Хатангская впадины являются перспективными в отношении нефтеносности. В Хатангской впадине в пермских отложениях Нордвикского района установлены обильные нефтепроявления, в некоторых скважинах получены значительные притоки нефти. Небольшие вторичные залежи нефти имеются и в мезозойских (триасовых) отложениях. В Усть-Енисейской впадине признаки нефти и горючие газы приурочены к мезозойским (юрским и меловым) отложениям. Большинство непосредственных исследователей склонно искать первичные источники нефти в палеозойских отложениях, не вскрытых скважинами. Вполне возможно, однако, допустить и наличие нефтематеринских пород в разрезе юры и мела Усть-Енисейской впадины.

Фациальный состав пермских отложений Хатангской впадины и всей толщи мезозоя (за исключением угленосных свит) в пределах как Усть-Енисейской, так и Хатангской впадин допускает возможность процессов нефтеобразования в этих отложениях. Среди осадков перми и мезозоя преобладают мелководные морские и лагунные фации, господствующими в период осадконакопления были восстановительные обстановки. Много, особенно в мезозое, песчаных горизонтов, которые могут служить коллекторами для скоплений нефти. В пермских отложениях Хатангской впадины, где уже известны нефтяные залежи, проблема выявления коллекторов является основной для открытия промышленных месторождений нефти. В мезозое Хатангской и Усть-Енисейской впадин и в палеозое Хатангской впадины известны структуры платформенного типа (складки, брахискладки, куполовидные поднятия, соляные купола), бесспорно благоприятные для формирования нефтяных залежей. Все это позволяет высоко оценивать перспективность описываемой территории в отношении нефте- и газоносности.

Меловая угленосная толща, развитая в пределах Усть-Енисейской и Хатангской впадин, включает в большом количестве угли. Угли эти гумусовые, переходные от бурых к каменным, мощность пластов доходит до 5—6 м. В Хатангской впадине известны и залегающие линзами сапропелевые угли (богхеды). В основном угли приурочены к средним горизонтам угленосной толщи — к яковлевской свите в Усть-Енисейской впадине и к санга-салинской и огневской свитам в Хатангской впадине. В Усть-Енисейской впадине яковлевская свита на большей части площади лежит на глубинах, практически исключающих разработку углей (400—1000 м и более). На поверхности рабочие пласты угля не обнаружены. Однако на отдельных структурах яковлевская свита залегает непосредственно под четвертичным покровом, и пласты угля могут быть найдены здесь на небольших глубинах, допускающих их разработку.

В Хатангской впадине сабыдинская свита широко распространена на поверхности, угленосные горизонты (в количестве не менее двух) вскрываются в обнажениях. На Анабаро-Хатангском междуречье выявлен ряд месторождений угля, которые разведывались и разрабатывались. Присутствуют угли и к западу от Хатангского залива, в районе Таймырского озера, рр. Котуя и Сабыды. Только в бассейне р. Хеты меловая угленосная толща погружается под верхнемеловые отложения, у южного борта впадины она размыта, и потому связанные с нею угли теряют практическое значение. Среди верхнемеловых отложений угли присутствуют в ледяной, хетской свитах и в маастрихте. Угли эти типа лигнитов имеют мощность до 0,5—1 м, залегают линзами и потому не представляют большого интереса.

На севере Хатангской впадины каменные угли обнаружены в верхнетриасовых отложениях (немцовская свита) и среди пермских отложений. Вблизи побережья Хатангского залива такие угли приобретают и практическое значение.

К горючим полезным ископаемым относится и торф. Торфяники чрезвычайно широко распространены на поверхности Северо-Сибирской низменности, но вследствие слабой разложенности торф мало пригоден в качестве топлива и может применяться лишь в качестве теплоизоляционного материала. Кроме того, мощность торфяников подвержена очень сильным колебаниям.

Среди других видов полезных ископаемых следует назвать каменную соль, залежи которой предположительно нижнедевонского возраста приурочены к ядрам соляных куполов, известных к востоку от Хатангского залива. Вполне вероятно нахождение соляных штоков и в других районах Хатангской впадины, а возможно, и в пределах Усть-Енисейской впадины. Наряду с каменной солью, присутствуют гипс и мирабилит (в кепроках куполов и в среднедевонских отложениях).

В верхнемеловых отложениях в бассейне р. Хеты (преимущественно в хетской свите) встречаются скопления ископаемых смол-копалов. В меньших количествах ископаемые смолы-копалы наблюдаются в отложениях меловой угленосной толщи, особенно в ее верхних горизонтах (хатангская свита в Хатангской впадине, долганская свита в Усть-Енисейской впадине).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СЕВЕРО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ (ЛЕНО-АНАБАРСКОЕ МЕЖДУРЕЧЬЕ)

ВВЕДЕНИЕ

Лено-Анабарским междуречьем принято называть обширную территорию, расположенную между Хатангским заливом на западе и устьем р. Лены на востоке. На севере она ограничена морем Лаптевых, а южная граница ее проводится условно по линии, проходящей по контакту пермских и кембрийских отложений.

Вся западная часть области, начиная от р. Анабар, и восточная, расположенная между рр. Оленек и Леной, покрыты геологической съемкой различных масштабов.

КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ РЕЛЬЕФА

Широкие равнинные пространства занимают все Лено-Хатангское междуречье, и лишь на севере области, вдоль побережья моря Лаптевых, протягиваются невысокие горы в виде кряжей Чекановского и Прончищева. Однако обширные равнины Лено-Хатангского междуречья далеко не однородны по морфологии, гипсометрии, характеру речной сети и условиям своего развития.

В пределах описываемой части Лено-Анабарского междуречья можно выделить несколько геоморфологических районов, большая часть которых имеет самостоятельное орографическое выражение: с запада на восток это Северо-Анабарская низменность, плато Кыстык и Лено-Оленекское плато (плато Чекановского). Южнее указанные пространства переходят через холмисто-увалистую Анабаро-Оленекскую равнину в Лено-Хатангское плато Средне-Сибирского плоскогорья, к которому с востока примыкает Лено-Оленекское плато. На севере Северо-Анабарская низменность и плато ограничены кряжами Чекановского и Прончищева, а последний отделен от моря Лаптевых неширокой (до 40 км) приморской низменностью.

Северо-Анабарская низменность занимает обширное пространство бассейнов рр. Суолемы и Юёли, на севере низменность постепенно переходит в гряды кряжа Прончищева, а на юге также незаметно сменяется Анабаро-Оленекской холмисто-увалистой равниной. Поверхность равнины не превышает 60 м над уровнем моря, задернована и нередко сильно заболочена. Полигональные и медальонные грунты, мелкие сольфлюкционные террасы, термокарстовые блюдца (алы) и бугры (байджерахи) составляют типичные формы микрорельефа равнины. Термокарстовые впадины часто заняты мелкими небольшими озерами на водоразделах ручьев и речек, впадающих в Хатангский залив. Относительные превышения достигают 30 м.

Анабаро-Оленекская холмистая равнина ограничивает с юга Северо-Анабарскую низменность и протягивается на восток до р. Оленек. Морфологически эти две равнины мало отличимы, но слабое развитие останцевых трапповых гор, более выравненный рельеф, широкое развитие древнеаллювиальных и озерных отложений в бассейнах рр. Уджи и Пура, а также развитие в зоне южного крыла другой тектонической структуры — Лено-Анабарского краевого прогиба — позволяет рассматривать Анабаро-Оленекскую равнину как самостоятельный геоморфологический район Лено-Хатангского междуречья. Южная граница этой холмистой равнины приурочена к контакту пермских и кембрийских пород, в зоне распространения которых холмы постепенно сменяются столовыми возвышенностями Средне-Сибирского плоскогорья с отметками 300—400 м над уровнем моря.

Плато Кыстык и Лено-Оленекское плато прилегают к р. Оленек с востока и запада. Генетически они составляют единое целое в виде типичного плато, развитого на фоне пологой синклинальной структуры восточной половины Лено-Анабарского краевого прогиба. Различие частей этого плато заключается в их высотном положении и глубине расчленения речной сетью.

Небольшое плато между р. Оленек и р. Буолкалах, южнее р. Хадах, с наиболее высоким столовым останцом — горой Кыстык (275 м над уровнем моря) — представляет собой холмистую, хорошо обнаженную и дренированную равнину. Невысокие водоразделы, неглубокие долины, беспорядочно разбросанные сглаженные вершины, сложенные меловыми песчаниками, составляют основные черты рельефа плато.

Лено-Оленекское плато постепенно поднимается над уровнем моря к востоку и юго-востоку и на водоразделе бассейнов рр. Лены и Оленек его столовые вершины достигают 485 м над уровнем моря. Между низовьями рр. Лены и Оленек, наиболее высоким и глубоко расчлененным участком плато является участок, прилегающий с юга к краю Чекановского и постепенно сливающийся с ним. Другая приподнятая часть плато располагается на водоразделе рр. Кэлимэра и Лены, в зоне сопряжения плато с северо-восточной окраиной Средне-Сибирского плоскогорья. Поверхности столовых гор плато, следуя наклону пластов на восток, постепенно понижаются к р. Лене и лишь местами образуют ряд куэстовых или структурных ступеней на склонах водоразделов и долин, пересекающих его в широтном направлении. Продольные долины рек расчленяют поверхность на более или менее параллельные гряды с относительными высотами до 150—250 м. Водораздельная линия плато очень приближена к р. Оленек. Почти все реки плато текут на восток и северо-восток и впадают в р. Лену, а в рр. Оленек и Кэлимээр впадают лишь короткие ручьи и речки, прорезающие крутые ступенчатые обрывы приоленекского склона. Вследствие этого плато носит характер огромной асимметричной столовой поверхности с крутым западным бортом, более чем вдвое приподнятым над восточным, приленским бортом.

Кряж Прончищева выражен невысокими горами, образующими к северу от Северо-Анабарской низменности несколько более или менее параллельных куэстовых гряд почти широтного простирания. Отметки наиболее высоких вершин в северной и центральной грядах нигде не превышают 300—320 м. Относительные превышения гряд всюду менее 200 м. Куэстовый характер гряд обусловлен моноклинальным залеганием слоев мезозойских и пермских пород, слагающих южное крыло крупной антиклинальной складки. Крутые склоны куэст обращены на север, а пологие совпадают с поверхностями наложения пластов. Водораздельные части нешироких гряд носят столовый характер, а межгрядовые понижения заняты продольными долинами рек, прорезающих гряды кряжа и текущих преимущественно в море Лаптевых. Почти все долины поперечных рек являются сквозными, трансцендентными и прорезают почти все гряды

кряжа. Более мелкие речки несут черты горных потоков. При выходе на приморскую равнину они широко разливаются, меандрируют и резко меняют свой облик.

Кряж Прончищева протягивается от устья р. Анабар до устья р. Оленек более чем на 300 км, постепенно понижаясь от своей средней части к западу и востоку.

Кряж Чекановского представляет естественное продолжение к востоку кряжа Прончищева. Он состоит из серии куэстовых гряд, расчлененных на отдельные вершины или цепочки последних. Отметки гор в устье р. Оленек достигают 200 м, повышаются до 550 м в среднем течении Оленекской протоки, а затем снова понижаются до 150—200 м к востоку от р. Улахан-Юрях. Куэстовые гряды центральной части кряжа резко асимметричны. Они круто обрываются к протоке и песчаным островам дельты р. Лены, а к югу полого наклонены по падению пластов. Долина р. Улахан-Юрях отделяет кряж от Лено-Оленекского плато. Речки и ручьи, текущие с кряжа на север, не прорезают всех его гряд. Они коротки, крутосклонны, глубоко врезаны и обладают всеми признаками горных потоков. При всем этом отдельные продольные межгрядовые долины нередко широки, заболочены, заполнены мощными скоплениями алювия, среди которых сильно меандрируют речки. Склоны долины и гряд покрыты делювиальными шлейфами, а водоразделы выравнены и прикрыты элювиальным чехлом из крупных каменных развалов, щебенки или плитчато-оскольчатых обломков. Сплошные «каменные моря» и «реки», медальоны и россыпи являются типичными элементами ландшафта кряжа.

Кряж Чекановского отделяется на востоке от Хараулахских гор пониженным участком Лено-Оленекского плато, примыкающим к дельте р. Лены восточнее устья р. Улахан-Юрях.

Приморская низменность расположена к северу от кряжа Прончищева и прослеживается вдоль его на расстоянии до 200 м. Поверхность ее полого наклонена к морю. Она сплошь занята мохово-луговой тундрой, часто заболочена и испещрена многочисленными блюдцами термокарстовых округлых озер. Абсолютные отметки ее не превышают 50—80 м. К берегу моря она обрывается 15—20-метровым уступом. В береговых обрывах нередко выступают мощные линзы и неправильные тела ископаемых льдов. При их растаивании образуются оползни, оплывины, бугры-байджерахи, термокарстовые округлые углубления или алы и многие другие специфические формы микрорельефа, свойственные области сплошного развития вечной мерзлоты. На участках пониженного морского берега наблюдаются мелководные лагуны, заливы и лайды, почти совсем непроходимые.

В пределах рассматриваемой территории все реки текут в море Лаптевых. Крупнейшими из них являются: Лена, Оленек и Анабар, которые нижними участками течения дренируют данную территорию. Это достаточно полноводные артерии, но летом появляются многочисленные острова, мели и перекаты.

СТРАТИГРАФИЯ

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Древнейшие из отложений, развитых в северной части Лено-Анабарского междуречья, относятся к пермской системе.

Стратиграфия пермских отложений пока еще разработана слабо. Наиболее изучены разрезы перми смежных районов Северного Хараулаха и Анабаро-Хатангского междуречья (по буровым скважинам). Однако и здесь нет еще надежных и общепринятых фаунистических критериев для разделения перми на отделы.

В кряже Чекановского разрез предположительно нижнепермских отложений очень мало отличается от синхронных пород Северного Хара-

улах. Здесь развиты те же песчаники, переслоенные алевролитами и глинистыми сланцами. Они собраны в мелкие сложные складки, образующие ядро антиклинария Оленекской протоки. Редкая фауна продуктид, пелеципод и гастропод не изучена. По вещественному составу эти породы, по всей вероятности, являются аналогом нижнепермских образований о-ва Тит-Ары, в устье р. Лены. Мощность отложений установлена в 268 м, но верхняя пачка пород мощностью до 20 м резко отличается от нижележащих отложений по степени диагенеза, плотности, составу, отсутствию фауны и обилию обугленных растительных остатков. Возможно, что эти континентальные отложения имеют уже верхнепермский возраст.

Близ устья р. Оленек в своде Улахан-Юрхаской антиклинали пермские отложения вскрыты буровыми скважинами на глубине более 300 м ниже уровня моря. Они с угловым несогласием перекрыты нижнетриасовыми слоями и, вероятно, глубоко размыты в верхней части разреза. Общая мощность вскрытых терригенных пород перми около 1000 м. Расчленение их на отделы сделано пока условно, по предварительным определениям фауны и флоры. К верхнему отделу перми отнесены лишь 200 м разреза. Общими чертами пермских отложений здесь являются песчано-глинистый состав, косая слоистость в алеврито-песчаных горизонтах, наличие многочисленных обугленных растительных остатков, бедность фауны и эпизодичность ее распространения, а также чрезвычайно изменчивые углы падения пластов, обусловленные, вероятно, кривой слоистостью и внутрислоевой микроскладчатостью. Для нижнепермских отложений здесь преобладают алевролиты, твердые глины и глинистые сланцы темно-серого цвета. Среди этих пород в виде пачек и прослоев разной мощности залегают светло-серые аркозоподобные мелкозернистые песчаники, то массивные, то косослоистые, с мелким обугленным растительным детритом или тонкими прослойками каменного угля. В верхней части разреза нижней перми песчаники преобладают над алевролитами и глинами.

Верхняя пермь представлена чередующимися слоями различных песчаников, иногда переходящих в алевролиты и твердые глины. В песчаниках встречается галька выветрелых аргиллитов и каменного угля с включением обугленной древесины и пирита. Песчаники косо- и параллельно-слоистые, мелко- и среднезернистые, плотные, серые и светло-серые. В песчано-глинистых горизонтах часто встречаются прослои сингенетической седиментационной брекчии того же литологического состава. В керне изредка встречаются остатки *Kolymia* sp. и отдельные горизонты с микрофауной фораминифер, которая, по мнению А. Г. Шейфер, аналогична микрофауне из верхнепермских отложений более западных районов.

В кряже Прончищева пермские отложения установлены в 1953 г. В. А. Рудковым по находке единственной формы пелеципод *Kolymia* sp., описанной М. В. Куликовым из нижней трети вскрытого здесь разреза перми. От триасовых пород эти отложения отличаются по своему литологическому составу. Видимая мощность отложений верхней перми определена ориентировочно в 800—1000 м, однако не исключена возможность, что низы разреза при более детальных исследованиях отойдут к нижней перми. Эти отложения представлены в основном светло-серыми песчаниками, содержащими обугленные мелкие растительные остатки. Песчаники чередуются с прослоями алевролитов и аргиллитов грязно-серого и темно-серого цвета. В средней части разреза отмечена пачка туфогенно-осадочной брекчии со слабо окатанными мелкими обломками пород.

На южном крыле прогиба, на всем протяжении от р. Попигаев до р. Оленек и Лено-Оленекского междуречья, пермские отложения весьма сходны между собой по литологии, мощностям и условиям образования. Фациальные изменения носят в общем довольно закономерный

характер. Пермские отложения здесь состоят из двух толщ: нижней — терригенной и верхней — преимущественно вулканогенной. Терригенная толща до сих пор не расчленена достаточно надежно, но нижняя часть ее, большая по объему, может быть названа песчаниковой свитой, а верхняя часть — песчано-глинистой угленосной. Наиболее отчетливо это различие проявляется в Анабаро-Попигайском районе, менее ясно в бассейне р. Оленек.

Песчаниковая свита состоит главным образом из песчаников и песков; алевролиты и алевроиты имеют в ней подчиненное значение. Глины в виде маломощных прослоев и линз приурочены к низам и верхам разреза свиты. С запада на восток мощность песчаниковой свиты закономерно уменьшается: от 300—350 м на р. Попигай до 200—250 м на р. Анабар и до 80—100 м в среднем течении р. Пур. Еще восточнее песчаники фациально замещаются песчано-глинистыми осадками, и свита как таковая теряет свой облик. По составу она приближается здесь к верхней — угленосной свите, но без углей, а по возрасту остается ниже пермской. Несколькими севернее, в скважине на р. Оленек, ее мощность равна 200 м. Здесь увеличивается количество глинистого материала в породах. Угленосная свита в полном разрезе устанавливается лишь в бассейнах рр. Попигай и Анабар. Восточнее она содержит лишь тонкие прожилки угля, совершенно не характерные для общего облика свиты. Алевролитоглинистые прослои преобладают в свите лишь в западной части района. Среди отложений песчаниковой и угленосной свит встречаются слои с остатками морской фауны — *Kolymia lenae* К и Л. верхней перми и различных комплексов фораминифер. Эти морские отложения чередуются с континентальными озерно-аллювиальными косослоистыми породами, содержащими остатки древесины, споры и пыльцу.

Возраст нижней песчаниковой свиты определяется на западе района по макрофлоре и микрофлоре как нижняя пермь, а в бассейне р. Оленек он устанавливается по редким остаткам фауны и микрофауне фораминифер, принадлежащей горизонту с *Rhopasidae* и горизонту гладких фрондикулярий.

Сравнение разрезов отложений северного и южного крыльев прогиба указывает на преобладание континентальных образований на юге, более мелководный характер морских слоев между ними и очень небольшие мощности отложений по сравнению с северными разрезами.

По-видимому, всюду на границе нижней и верхней перми, так же как и на границе последней с триасом, отмечается значительный перерыв в отложениях. В складчатой полосе угловые несогласия свидетельствуют о пермо-триасовой фазе складкообразования.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Триасовые отложения развиты наиболее полно в Усть-Оленекском районе. Здесь известны породы нижнего и среднего отделов, обладающие значительной мощностью. Они вскрыты скважинами. Различные горизонты нижнего триаса несогласно залегают на верхнепермских слоях.

Нижний отдел

В складчатой области побережья моря древнейшие отложения триаса соответствуют нижним и средним горизонтам нижнего отдела с *Hedenstroemia sokolovi* В а ж а г. Это так называемые подоленекские слои, выделяемые теперь в индский ярус.

Более молодые отложения, известные в Хараулахских горах и в Усть-Оленекском районе, относятся к оленекскому ярусу с обильной фауной: *Sibirites eichwaldi* К е у с, *Keyserlingites middendorffi* (К е у с.), *Xenodiscus karpinskii* М о ј с., *Pseudosageceras longilobatum* К и р а г. и другие виды, широко распространенные на севере Сибири. Отложения индского

яруса в морской фации в Лено-Хатангской области неизвестны, но вулканогенно-осадочные образования (туффитовая свита, по данным Д. С. Сорокова), соответствующие низам триаса, развиты очень широко.

В Усть-Оленекском районе на поверхности известны лишь обнажения оленекского яруса, а полный их разрез мощностью до 400 м вскрыт скв. К-303 на своде Улахан-Юряхской антиклинали в пределах абсолютных отметок от +100 до —300 м. Породы индского яруса лежат с угловым несогласием на верхнепермских отложениях и представлены коричневыми, мясо-красными и зелеными пелитоморфными туффитами, чередующимися с зелеными туфогенными песчаниками, содержащими остатки *Estheria gutta* Lutk. Мощность туффитовой свиты составляет от 80 до 190 м. Выше туффиты резко сменяются терригенными морскими отложениями в виде темно-серых песчаных пелитолитов, иногда переслаивающихся с линзами известняка, и содержат шаровые конкреции с фауной цератитов в верхней части разреза: *Clypeoceras olenekensis* Kirg., *Posidonia mimer* Oeberg., *Pseudomonotis (Clarata) stachey* Bitt.

В краже Чекановского нижне-триасовые отложения начинаются серыми, зеленовато-серыми среднезернистыми песчаниками с растительным детритом. Выше они сменяются почти черными глинистыми и песчанстыми сланцами, переслаивающимися с песчаниками. Круглые и сплюсненные конкреции глинистого известняка нередко переполняют алевролиты и глинистые сланцы и содержат многочисленную фауну из оленекского яруса. Отложения индского яруса здесь, по-видимому, маломощны. Общая мощность отложений нижнего триаса, вероятно, очень изменчива и колеблется в пределах от 40—60 м в устье Лены до 280 м в Оленекской протоке; к западу мощность увеличивается.

В индских отложениях Лено-Анабарского междуречья встречаются фаунистические остатки: *Posidonia* sp. *mimer* Oeberg., *Hedenstroemia sokolovi* Vajag., *Glyptopteras* sp., *Clypeoceras olenekensis* Kirg. и др. (по Ю. Н. Попову, 1954 г.).

На платформе в Нижне-Оленекском районе туфогенные отложения пермо-триаса отсутствуют, и верхнепермская континентальная толща песчаников вверх по разрезу постепенно переходит в мелкозернистые глинистые песчаники нижнего триаса с волноприбойными знаками и следами ползания червей. Среди песчаников лежит пачка серых аргиллитов. Выше шаровые известковистые стяжения в песчаниках и глинистых сланцах заключают остатки фауны индского яруса. Отложения оленекского яруса выражены фаунистически охарактеризованными глинистыми сланцами с прослоями известковистых песчаников и красно-бурых мергелей. Общая мощность отложений нижнего триаса по буровым скважинам не превышает 160 м. Остатки фауны редки и относятся к тем же видам, что и на севере. Однако тут же обнаружены остатки микрофауны.

Средний отдел

Отложения нижнего отдела триаса постепенно, без перерыва, переходят в породы среднего триаса, но в ряде случаев последние лежат, по-видимому, на пермской толще, а поэтому они более широко распространены, чем нижнетриасовые отложения. На платформе же, наоборот, они развиты к югу значительно меньше, чем нижнетриасовые отложения.

В складчатой зоне средний триас представлен преимущественно анизийским ярусом. Отложения его с фауной аммонитов, пелелипод и брахиопод установлены повсеместно; разрезы отдельных участков очень мало отличаются фациально, но их мощности испытывают значительные колебания. Руководящими формами для среднего триаса, по данным Ю. Н. Попова, являются: *Hungarites triformis* Mojs., *Gervillia arctica* Kirg., *G. exprocta* Phill., *Hungarites involutus* Kirg., *Danubites borealis* Kirg., *Lingula polaris* Lundgr., *Mytilus eduliformis* Schloth. и др.

В Оленекской протоке (кряж Чекановского) отложения анизийского яруса образуют более или менее закономерное чередование мелко- и среднезернистых песчаников темно-серого и зеленоватого цвета с алевролитами и почти черными глинистыми сланцами. Изредка наблюдались линзы глинистых известняков. Очень часто здесь встречаются крупные конкреции известковистого алевролита с фауной аммонитов и пелеципод, совершенно тождественные ленскому и усть-оленекскому разрезам. Особенностью этих отложений является почти полное отсутствие граната, наличие обломков известняка, глинистого сланца и кальцита во всех породах, а в песчаниках также глауконита и грубых растительных отпечатков в верхней части разреза.

В кряже Прончищева, согласно данным Н. А. Сягаева и Т. М. Емельянцева, мощность отложений анизийского яруса уменьшается, а в песчаниках и алевролитах, доминирующих над глинистыми сланцами, присутствует значительная примесь вулканогенного материала в виде неокатанных обломков основных эффузивов и слабо окатанного пирокластического материала.

Верхний отдел

Выходы верхнетриасовых пород установлены лишь в западной части кряжа Прончищева, где они налегают на размытую поверхность средне-триасовых отложений, местами с маломощным горизонтом конгломератов. Выше наблюдается переслаивание темно-серых алевролитов и аргиллитов и светло-серых песчаников. Внизу разреза преобладают глинистые и алевролитовые породы, а вверху его песчаники с конкрециями известковистых разновидностей. Породы заключают плохой сохранности растительные остатки и обломки пелеципод: *Daonella lommelti* Wiss., *Halobia superba* Mojs., *Trigonodus* (?) *praelongus* Kirg. и *Cardinia conchata* Sow., известные для карнийского яруса. Мощность отложений достигает 80 м, но местами они размыты, и тогда мощность их не превышает 30—40 м. В других районах рассматриваемой территории верхнетриасовых отложений не наблюдалось.

Триасовые отложения всюду перекрываются нижнеюрскими породами, залегающими с угловым несогласием или значительным перерывом на первых, как, например, в платформенной полосе между рр. Леной и Хатангой. Юрские отложения налегают в разных районах на все отделы триаса. Это свидетельствует о предьюрском складкообразовании и значительном поднятии, продолжавшемся в ряде районов до начала верхнего лейаса. Другие, смежные участки области (Хатангский залив, устье р. Лены) начали погружаться под уровень моря с конца нижнего лейаса, а вся область в целом преимущественно со среднего лейаса.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Юрские отложения имеют широкое распространение. В Лено-Анабарском междуречье известны образования всех трех отделов юрской системы. Они всюду представлены терригенными тонкообломочными мелководными осадками. Фациальная изменчивость их очень незначительна, но в разрезах платформенного и геосинклинального крыльев прогиба все же наблюдаются некоторые различия.

Нижний отдел

При современной изученности нижнеюрские отложения не всегда удается отделить от вышележащих слоев аалена, очень сходных литологически; поэтому на карте можно встретить нерасчлененные отложения I₁₊₂. До настоящего времени древнейшими слоями юры считались среднелейасовые. После изучения некоторых остатков пелеципод, собранных

в устьях рр. Анабара и Лены, Н. С. Воронец (1954 г.) установила присутствие здесь нижнего (?) лейаса.

Отложения нижней юры представлены в основном твердыми глинами и алевролитами. Среди них нередки караван и линзы глинистого известняка с обильной фауной, среди которой встречаются (по данным Н. С. Воронец): *Pseudomonotis lisabety* Vog., *Buretamyia emeljanzevi* Vog., *Myophoria* aff. *leavigata* Ziet., *Leda jacutica.*, *L. formosa* и др. (нижний лейас).

В краже Чекановского на Оленекской протоке известны лишь верхнелейасовые отложения. Они перекрывают различные горизонты пород анжизийского яруса. Разрез их начинается черными глинистыми сланцами и алевролитами, содержащими шаровые и линзовидные стяжения глинистых и песчанистых известняков и глинистого сидерита. Вверху появляются прослои аркозовых песчаников. Фауна пелеципод и брахиопод довольно однообразна и содержит много форм, общих для верхнего лейаса и аалена. Переход от верхнелейасовых отложений к алленским весьма постепенный. Мощность верхнелейасовых пород, по-видимому, составляет около 180 м. Западнее, близ устья Оленекской протоки, в низах отложений верхнего лейаса встречаются песчаники. Здесь мощность верхнелейасовых ааленских отложений определяется в 290 м.

К западу, в Усть-Оленекском районе, автор и В. М. Муравленко отмечают уже наличие отложений среднего лейаса, которые, как и верхнелейасовые, представлены в основном глинистыми породами с песчаниками и линзами конгломерата в основании разреза. Выше, среди глинистых сланцев наблюдается еще одна пачка мелкозернистых глинистых песчаников, а также линзы и тонкие прослои мергелей с текстурой «конус в конус». В других участках песчаники отсутствуют, и после небольшой пачки конгломератов и алевролитов следуют глинистые сланцы с мергелистыми и сидеритовыми конкрециями. Подобная фациальная изменчивость наблюдается как по простиранию, так и вкрест складчатых структур, причем в западном и северном направлениях от края Чекановского резко преобладают глинистые фации, а к югу и востоку от него появляются песчаные фации, хотя в целом глинистый материал в разрезе остается преобладающим и в более южных районах, вплоть до р. Пур.

По данным Н. С. Воронец, средний лейас устанавливается по следующей обильной фауне: *Harpax spinosus* Sow., *Leda formosa* Vog., *L. aff. acuminata* Goldf., *Aequipecten* sp. nov., *Mytiloides* aff. *amygdaloides* Goldf. и другим видам.

Средний отдел

В складчатой зоне отложения ааленского и батского ярусов установлены повсеместно. Аален всюду представлен твердыми глинами и алевролитами с тонкими и редкими прослоями песчаников и глинистых известняков. Бат сложен только песчаниками, содержащими обильную фауну иноцерамов и мелкие обугленные остатки растительности.

В платформенной зоне отложения средней юры фациально мало отличаются от разновозрастных пород складчатой зоны, и те небольшие отличия, которые в ряде мест имеются, заключаются в том, что всюду в разрезах — от р. Попигай на западе до Лено-Оленекского междуречья на востоке — более заметную роль играет глинистый материал. Однако большее количество глин обнаруживается в разрезе на западе, чем на востоке — в Нижне-Оленекском районе, где песчаники чередуются с глинами, образуя микрофлиш при господстве первых над вторыми. В Анабарском районе глины доминируют над песчаниками. Породы содержат известковистые и пиритовые конкреции, окаменелую древесину и кристаллы пластинчатого гипса. Редкие прослои песчаников очень рыхлы и местами переходят в пески.

На Анабаро-Оленекском междуречье среди песчаников встречаются разновидности, обогащенные пересотложенным туфогенным материалом и обломками основных магматических пород, но к востоку они почти исчезают.

Мощность отложений средней юры вдоль всей южной окраины прогиба постоянна и нигде, кроме Нижне-Оленекского района, не превышает 200—250 м; в бассейне р. Келимяр и западнее, на склоне Оленекского красного выступа, она увеличивается до 300—380 м.

Отложения батского яруса постепенно сменяются породами верхней юры, но кое-где они перекрыты толщей валанжина.

Для отложений ааленского яруса Лено-Оленекского района руководящими формами, согласно данным Н. С. Воронец, являются *Ludwigella concava* (Sow.), *Eumorphotis lenaensis* Lah., *Inoceramus* ex gr. *relrorsus* Keys., *Leda acuminata* Goldf., *Pleuromya untoides* Roem., *Oxytoma jaeksoni* Pomr., *Hastites clavatus* (Schloth.). Типичными батскими формами является *Inoceramus lucifer* и др.

Верхний отдел

Верхнеюрские отложения, по-видимому, были распространены повсеместно, но ввиду малой мощности и последующего размыва их выходы оказались разобщенными, а разрез невыдержанным. Если в Северном Хараулахе и в восточной части района Оленекской протоки имеются обнажения от келловея до кимериджа включительно, то западнее — в крыже Чекановского и Улахан-Юряхской антиклинали установлены лишь породы келловея. В крыже Прончищева присутствуют, вероятно, отложения всех ярусов, но лишь портланд представлен в морской фации с остатками фауны белемнитов.

Фации и мощности также не остаются постоянными. В Южном Хараулахе разрез верхней юры представлен песчаниками с остатками окремелой древесины и фауной иноцерамов оксфорда, а отложения с фауной кимериджа пока неизвестны. В Северном Хараулахе и в районе Оленекской протоки верхнеюрские отложения представлены черными глинистыми сланцами с прослоями пиритизированных известковистых песчаников.

Мощность верхнеюрских пород в Хараулахских горах равна 230 м, а к западу она уменьшается до 130—150 м. Здесь между обнажениями юры и валанжина наблюдается постепенный переход, тогда как в районе Оленекской протоки отмечается небольшой перерыв в отложениях.

В Усть-Оленекском районе отложения келловея мощностью до 60 м перекрыты песчаными породами валанжина; в крыже Прончищева песчаники нижних горизонтов верхней юры сменяются глинами оксфорда (?), а песчаники кимериджа постепенно переходят в аналогичные породы валанжина. Здесь мощность отложений верхней юры достигает 90—120 м.

В приплатформенной зоне верхнеюрские песчано-глинистые отложения являются более рыхлыми, имеют меньшие мощности и спорадическое распространение. Слабая изученность их не позволяет проследить изменение фаций и мощностей, но и теперь уже в некоторых местах отмечается размыв части оксфордских и кимериджских пород на антиклинальных структурах платформенного типа, а в других пунктах породы валанжина лежат непосредственно на среднеюрских отложениях.

На р. Оленек, в районе р. Тюмьти, известны выходы только келловейских пород в виде темно-серых сланцеватых глин и сланцев с незначительными прослоями плотных известковистых песчаников с фауной аммонитов, белемнитов и гастропод. Мощность отложений исчисляется 40—50 м.

В верхнеюрских отложениях Лено-Оленекского и более западных районов встречается фауна от низов келловея до нижневолжского яруса,

по нигде не найдена фауна верхнего оксфорда. Для келловея руководящими формами служат аммониты: *Cadoceras tschejkint* O r b., *C. stenolobum* K e y s., *C. nikitini* S o k., *Arctioceras ishmae* K e y s., представители рода *Quenstedtceras*: встречаются также остатки пеллеципод и белемнитов. Для нижнего оксфорда характерны *Cardioceras anabarensis* P a v l., *C. cf. cordatum* S o w., *Aucella bronni* R o i l l., а для отложивший нижневожского яруса—*Aucella orbicularis* H y a t t., *A. mosquensis* B ü c h l., *Cylindrotheuthis magnificus* O r b. и др.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

Морские отложения валанжина — альба

Отложения нижнего отдела меловой системы в различных районах восточной части Северо-Сибирской низменности содержат остатки морской фауны валанжина, готерива, апта и альба. Фауна баррема до сих пор нигде не установлена. В ряде районов отсутствуют морские отложения готерива, а местами, возможно, даже и валанжина.

Отложения валанжинского яруса то постепенно, то с перерывом сменяют верхнеюрские породы, а иногда ложатся на среднюю юру. Явных угловых несогласий нигде не отмечено, но скрытые, несомненно, имеются.

Морские отложения нижнего мела не отличаются постоянством состава и мощностей в складчатой и платформенной зонах области.

В складчатой полосе от Хараулахских гор до Таймыра они занимают крылья антиклиналей и мульды некоторых синклиналей. Площадное распространение их невелико, но имеет непрерывный линейный характер. Неширокой полосой они опоясывают юрские отложения, а кровля их образует линию контакта с континентальными отложениями нижнего мела.

К северо-западу от Хараулахских гор в крыже Чекановского на участке, прилегающем к Оленекской протоке, отложения валанжина имеют мощность 400—500 м и состоят внизу из грубозернистых песчаников, переходящих выше в средне- и мелкозернистые. В верхней части разреза они содержат прослой глинистых сланцев. Обугленные растительные остатки на плоскостях наслоения, банки ауцелл и волноприбойные знаки указывают на мелководный прибрежный характер осадков. На породах келловея отложения валанжина залегают со скрытым угловым несогласием, а в континентальную толщу гетерива—альба переходит, по-видимому, постепенно.

В Усть-Оленекском районе и на южном крыле Улахал-Юряхской антиклинали отложения валанжина весьма близки к описанным, но здесь глинистый материал занимает еще более подчиненное положение, мощности сохраняются в пределах 400—500 м. Песчаники более однородные, нередко известковистые, очень крепкие, растительные остатки весьма редки. Глубина бассейна, в котором происходила седиментация, возможно, увеличилась.

Западнее наблюдается резкое изменение фаций и мощностей валанжина. В крыже Прончищева мелкозернистые глинистые песчаники верхней юры без фауны, но с мельчайшей рассеянной углистой пылью постепенно переходят вверх по разрезу в идентичные породы нижней части валанжина. Выше эти породы становятся более глинистыми, заменяются алевролитистыми и песчаными глинами, которые слагают нижнюю половину или даже две трети разреза. Фауной и микрофауной глины бедны, но в известковых и мергелистых прослоях мощностью до 20—30 см нередко встречаются остатки ауцелл, крупных аммонитов и белемнитов нижнего валанжина: *Aucella volgensis* L a h., *A. ftschertana* O r b., *A. inflata* (Toula) L a h., *Craspedites suprasubditus* B o g o s l. и др. Мощ-

ность глинистого горизонта равна 100—120 м. Верхний валанжин мощностью до 30 м сложен аркозовыми песчаниками с обугленными растительными остатками и раковинами пеллеципод, образующих места банки. В толщу вышележащих континентальных отложений песчаники с морской фауной переходят постепенно. Общая мощность отложений валанжинского яруса равна 200—220 м. Руководящие формы: *Aucella crassicollis* К е у с., *A. crassa* Р а в л., *Polyptychites tschekanowskii* Р а в л. и др.

В приплатформенной зоне развития отложений нижнего мела состав их в разных участках полосы очень сходен. Это — терригенные песчано-глинистые породы светло-серого и серого цветов с преобладанием песчаников и песков над алевролитами и глинами. В Нижне-Оленекском районе песчаные прослойки в микрофлише имеют в основной массе глинисто-алевролитовых пород подчиненное значение. Чередование тончайших слоев глин и алевролитов весьма закономерное и ритмичное. В других участках зоны, особенно на западе, глины встречаются лишь в нижней части валанжинского яруса. Остатки фауны пеллеципод, аммонитов, белемнитов и местами ракообразных позволяют считать возраст этих отложений от валанжина до нижнего или даже среднего готерива. На востоке, в бассейнах рр. Оленек и Лены, наиболее высокие горизонты морского мела принадлежат среднему и верхнему валанжину, но к западу, в Анабаро-Оленекском и Анабаро-Попигайском междуречьях, появляются породы готерива.

Для нижнего валанжина характерна фауна: *Aucella volgensis* L a h., *A. jischertana* О г б., *A. lahusei* Р а в л., *A. okensis* Р а в л. и другие виды. Из аммонитов руководящими являются *Craspedites suprasubdites* В о г о с л., *Tollta tollta* Р а в л. и другие виды. Для среднего валанжина руководящие формы следующие: *Aucella*, *A. keyserlingi* L a h. В верхнем валанжине встречаются руководящие формы аммонитов: *Polyptychites tscherskii* Р а в л., *P. tschekanowskii* Р а в л., *A. crassicollis* К е у с. Мощность валанжина изменяется в пределах 200—400 м.

Морские осадки нижнего мела залегают со скрытым угловым несогласием на отложениях средней и верхней юры, местами наблюдается базальный конгломерат. Переход отложений готерива в вышележащие континентальные — большей частью постепенный, но на востоке области, возможно, существовал перерыв в отложениях, соответствующий готерив — баррему.

Угленосные отложения

Угленосные отложения составляют преобладающую часть разреза меловой системы. Они распространены на поверхности значительно шире морских отложений. Наиболее полный разрез угленосной толщи описан П. И. Глушинским в Усть-Оленекском районе (бассейн р. Чарчых). П. И. Глушинский дает более подробную стратиграфическую шкалу для всего Лено-Анабарского междуречья. На протяжении около 1000 км от р. Лены до р. Хатанги отложения угленосной толщи и ее отдельные стратиграфические горизонты значительно изменяются по мощности, количеству угольных пластов и качеству углей, но общие черты литологии и условий залегания остаются очень сходными на всей этой огромной территории.

Вся угленосная толща по литологическому составу остатков флоры и фауны, а также по преобладающему территориальному развитию разделяется на две серии: ленскую и оленекскую. Возраст первой определяется от верхнего валанжина до альба, а второй — от альба до сеномана. Такие широкие стратиграфические границы обусловлены отсутствием руководящих форм фауны и флоры, сильной фациальной изменчивостью и преимущественно континентальным однородным характером отложений. В основу определения возраста толщ положены комплексы

спор и пыльцы, а также некоторые данные по изучению остатков фауны и флоры.

Обе эти серии, точнее толщи, были впервые выделены А. И. Гусевым в бассейне рр. Лены и Оленек. Они теперь детально расчленяются на ряд свит по наличию или отсутствию углей, а также по литологическим признакам. Однако пока нет единой стратиграфической шкалы по расчленению меловых отложений для всего Лено-Хатангского междуречья. Так, угленосные отложения Анабаро-Хатангского междуречья рассматриваются обособленно от ленской и оленекской серий. Они весьма условно могут сопоставляться по спорово-пыльцевым комплексам с ленской и частично с оленекской сериями более восточных районов. Такая параллелизация в известной мере условна, но за отсутствием более надежной и достоверной мы ниже будем рассматривать угленосные отложения Анабаро-Хатангского района и Лено-Анабарского междуречья как более или менее одновозрастные.

Ленская серия

Отложения ленской серии разделяются в Лено-Оленекском междуречье на несколько свит. По последним данным П. И. Глушинского, эти свиты достаточно хорошо устанавливаются от пос. Булуна на р. Лене до р. Буолкалах на западе, близ устья р. Оленек. Более того, здесь хорошо выдерживаются даже отдельные пачки пород, слагающие свиты. П. И. Глушинский предлагает расчленить ленскую серию на шесть свит (снизу вверх): кигильяхскую, кюсюрскую, надкюсюрскую, булунскую, надбулунскую и огонер-юряхскую. Названия этих свит даны по рекам бассейна р. Лены, где они наиболее полно изучены. Из них кюсюрская, булунская и огонер-юряхская свиты угленосные, а остальные — песчаные и безугольные. Все угленосные свиты очень сходны между собой по строению и составу, а безугольные свиты резко отличаются от них, но сходны друг с другом.

До настоящего времени, по данным А. И. Гусева, ленская серия в оленекском и ленском разрезах подразделялась следующим образом (снизу вверх):

Оленекский разрез

1. Переходные песчаники
2. Первый угленосный горизонт
3. Песчаники
4. Второй угленосный горизонт
5. Песчаники
6. Третий угленосный горизонт
7. Песчаники

Ленский разрез

1. Свита подстилающих песчаников
2. Кюсюрская угленосная свита
3. Первая промежуточная свита
4. Булунская угленосная свита
5. Вторая промежуточная свита.
6. Огонер-Юряхская угленосная свита
7. Свита перекрывающих песчаников

Опишем кратко свиты, выделенные выше П. И. Глушинским.

Кигильяхская свита сложена средне- и мелкозернистыми, обычно косослоистыми серыми песчаниками. Местами они переходят в темно-серые алевролиты с горизонтальной слоистостью или комковатой текстурой. Изредка в них встречаются волноприбойные знаки, а также прослой угля и углистого алевролита мощностью до 0,4 м. К северу и западу песчаники местами становятся более светлыми, лучше отсортированными и очень рыхлыми (кряж Прончищева). Мощность свиты резко колеблется даже в пределах нижнего течения р. Лены (от 180 до 460 м). В общем, она постепенно уменьшается с востока на запад по простиранию прогиба. Близ устья р. Оленек мощность свиты имеет минимальное для северного крыла синклинального прогиба значение — около 180 м. В таком же соотношении находятся колебания мощностей и вкрест простирания прогиба, причем на крыле, прилегающем к складчатым зонам, мощность нередко возрастает вдвое и втрое по сравнению с платформенным крылом прогиба. Определенных остатков флоры и фауны в отложениях этой свиты не встречено.

Кюсюрская свита — типично угленосная. Она представлена на р. Лене чередованием мелкозернистых песчаников и алевролитов с пластами и прослойками угля и углистого алевролита мощностью от 0,1 до 1,2 м. В Булунском районе свита имеет мощность 170 м. К северу и западу мощность ее резко уменьшается до 20—30 м на Оленекской протоке и близ устья р. Оленек. Угольные пласты имеют сложное строение. Чистый каменный уголь постепенно сменяется углистым алевролитом, а последний переходит в песчаный алевролит, затем происходит смена пород в противоположном направлении, вплоть до чистого угля, мощность пластов которого изменяется от 0,1 до 0,4 м.

Обильные остатки флоры относятся к папоротниковым, хвощевым, цикадовым, гинкговым и хвойным представителям неокома. По редким остаткам солоноватоводной фауны пелеципод *Corbula cf. sowerbii* Forbes, *Unio* (?) sp., *Parva* nov. sp. Г. Г. Мартинсон определяет возраст кюсюрской свиты от верхов валанжина до низов готерива. В таком случае возраст кигиляхской свиты может определяться от верхов валанжина до среднего валанжина, фауна которых была встречена на р. Лене в морских отложениях, подстилающих кигиляхскую свиту. В Лено-Анабарском междуречье отложения кюсюрской свиты не содержат остатков фауны, а по данным спорово-пыльцевого анализа низы ленской толщи относятся Э. Н. Кара-Мурза к неокому. Н. Д. Василевская приводит для этой свиты комплекс флоры, соответствующий неокому: *Equisetites burejensis* (Heer) Krysh. var. *parva* Vassil., *Coniopteris burejensis* (Zal.) Sew., *C. kolymensis* (Pryn.) Vassil., *C. cf. arctica* (Heer), *Adiantites* sp., *Cladophlebis lenaensis* Vachr., *C. whitbiensis* Brongn., *C. cf. atyrkanensis* Heer., *Sphenopteris* sp., *Scleropteris* sp., *Rhizomopteris magnus* Vassil., *Thinnfeldia* sp., *Nilssonia cf. schamburgensis* (Dunk.) Nath., *Aldania auriculata* Sam., *Ctenis* sp., *Ginkgo huttonii* (Sternb.) Heer, *Sphenobaiera angustiloba* (Heer) Fl., *Czekanowskia rigida* Heer, *C. setacea* Heer, *Phoenicopsis agustifolia* Heer, *Podozamites angustifolius* (Eichw.) Heer, *P. lanceolatus* (L. et H.) Braun, *Taxocladus* sp., *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath, *Pityospermum cuneatum* Nath.

Надкюсюрская безугольная свита и надбулунская свита песчаников отличаются на р. Лене друг от друга лишь своими мощностями, а от кигиляхской свиты — отсутствием прослоев алевролитов и значительно большей мощностью. Свиты сложены серыми песчаниками с косой слоистостью и большим количеством караваяобразных стяжений с железисто-карбонатным цементом. В нижних частях свит отмечаются галька и линзы темно-серых песчанистых алевролитов, редкие включения угля. Мощность свит от 500—800 м на р. Лене постепенно уменьшается до 150—170 м близ устья р. Оленек.

Определимых органических остатков эти свиты не содержат, и возраст их определяется по промежуточному стратиграфическому положению среди угленосных свит от готерива до альба.

Булунская угленосная свита представлена чередованием алевролитов, песчаников и пластов каменного угля. Количественное соотношение перечисленных пород на р. Лене по сравнению с очень сходными между собой кюсюрской и огонерюряхской свитами в булунской свите несколько иное. Здесь преобладают алевролиты и аргиллиты, а угольные пласты составляют 5—7% общей мощности. К северу и западу эти соотношения изменяются в сторону уменьшения угленосности и увеличения песчаного материала. Вместе с этим резко меняются в том же направлении мощности булунской свиты: от 100 м на р. Лене они снижаются до 5—10 м близ устья р. Оленек. Это связано с частыми размытами внутри свиты, вплоть до выпадения ее из разреза.

Возраст булунской свиты определяется различными методами в широких пределах. По остаткам папоротников, хвощей, гинкго, цикадовых

и хвойных он датируется Н. Д. Василевской (1956 г.) как леком — пизы апта, а по отпечаткам рыб (А. В. Хабаковым) — как валанжин. Учитывая возраст флоры из кюсюрской свиты и данные спорово-пыльцевых анализов, более вероятным нужно считать аптский возраст булунской свиты.

В булунский комплекс входят следующие виды растений: *Equisetites burejensts* (Heer) Krysh. var. *parva* Vassil., *Coniopteris burejensts* (Zal.) Sew., *C. onychioides* Vassil. et K.-M., *Asplenium* sp., *Nilssonia orientalis* Heer, *Jacutiella amurensis* (Novopokr.) Sam. *Nilssonia* sp., *Pterophyllum bulunensis* Vassil., *Ginkgo obrutschewi* Sew., *G. angusticuneata* Vassil., *G. sibirica* Heer, *G. huttonii* (Sternb.) Heer, *G. digitata* (Brongn.) Heer, *G. adiantoides* (Ung.) Heer, *Sphenobaiera pulchella* (Heer) Fl., *S. longifolia* (Pomel) Fl., *S. longifolia* (Pomel) Fl. var. *platyloba* Vassil., *S. angustiloba* (Heer) Fl., *Czekanowskia rigida* Heer, *C. setacea* Heer, *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Ph. acutifolia* Vassil., *Ixostrobus heerii* Pryn., *I.* sp., *Podozamites gramineus* Heer, *P. angustifolius* (Eichw.) Heer, *P. lanceolatus* (L. et H.) Braun., *P. ovalifolius* Vassil., *P. eichwaldii* Schimp., *Podozamites* sp., *Pityocladus* sp., *Pityophyllum staratschini* (Heer) Nath., *Pityospermum* cf. *nanseni* Nath., *P. cuneatum* Nath., *Schizolepis angustipedunculata* Vassil., *Schizolepis* sp., *Stenorachis bulunensis* (Heer) Vassil., *Sorosaccus sibiricus* Pryn.

Огонер-юряхская угленосная свита отличается от двух нижележащих угленосных свит несколько большей продуктивностью и увеличенной мощностью. Мощность ее резко изменяется с востока на запад, угленосность значительно сокращается в том же направлении, пока не исчезает совсем в районе юго-западного окончания кряжа Прончищева. Максимальная мощность свиты в районе пос. Булуна 320 м, в устье р. Лены 200 м, в устье Оленекской протоки 30 м, к югу от устья р. Оленек 15—20 м, на р. Анабар эти отложения не выявлены.

Возраст свиты устанавливается по фауне пресноводных и солоноватоводных пелеципод. Согласно определениям Г. Г. Мартинсона, на р. Лене имеются: *Unio* aff. *senectus* White, *U. soleniformis* Shenu, *Pseudocardinata ovalis* nov. gen. nov. sp., *Pseudocardinia arctica*, *Gastropoda* sp. и другие виды. Эти формы тяготеют к верхам нижнего мела — низам верхнего мела. По остаткам флоры, спорам и пыльце возраст свиты определяется как апт—альб. Н. Д. Василевская приводит следующий комплекс флоры: *Equisetites burejensts* (Heer) Krysh. var. *parva* Vassil., *Coniopteris onychioides* Vassil. et K.-M., *Adiantites gracilis* Vassil., *Asplenium rigidum* Vassil., *Cladophlebis* sp. 1; *Cladophlebis* sp. 2, *Gleichenia lobata* Vachr., *Gleichenia* sp., *Sphenopteris petiolipinnulata* Vassil., *Nilssonia comtula* Heer, *N. nipponensis* Yok., *N. orientalis* Heer, *Anomozamites angulatus* Heer, *A. arcticus* Vassil., *Otozamites* sp., *Taeniopteris* cf. *arctica* Heer, *Taeniopteris* sp., *Ginkgo huttonii* (Sternb.) Heer, *G.* cf. *huttonii* (Sternb.) Heer var. *magnifolia* Font., *G. adiantoides* (Unger) Heer, *Baiera tripartita* Vassil., *Sphenobaiera angustiloba* (Heer) Fl., *Czekanowskia rigida* Heer, *C. setacea* Heer, *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Ph. acutifolia* Vassil., *Ph. speciosa* Heer, *Phoenicopsis* sp., *Podozamites gramineus* Heer, *P. gracilis* Vassil., *P. eichwaldii* Schimp., *P. eichwaldii* var. Heer, *P. latifolius* (Heer), *P. reinii* Geyley, *P. striatus* Velen., *Taxocladus* cf. *sutschanensis* Pryn., *Elatocladus* sp., *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath., *P. lindströmi* Nath., *P. staratschini* (Heer) Nath., *Pityostrobus gusevi* Vassil., *Carpolithes* sp.

Подводя итоги характеристики ленской серии, следует подчеркнуть большое сходство состава угленосных и песчаных безугольных свит на протяжении всего Лено-Анабарского междуречья. Однако при всем этом сходстве наблюдается значительная изменчивость угленасыщенности

свит, мощности их, выдержанности угольных пластов и т. д. Угленасыщенность возрастает к востоку от меридиана устья р. Оленек и вверх по разрезу толщи, т. е. к огонер-юряхской свите.

Оленекская серия

Угленосные континентальные отложения этой серии наиболее полно представлены и изучены в бассейне р. Оленек, откуда серия и получила свое название. До настоящего времени она разделялась Алексеем Ивановичем Гусевым и другими на три свиты: нижнюю — лукумайскую, безугольную и верхнюю — укинскую, угленосную, а В. М. Журкиным даже на две свиты. Теперь М. М. Маландин и П. И. Глушинский предлагают расчленять толщу на четыре свиты (снизу вверх): лукумайскую, обладающую непостоянной угленосностью, укинскую — угленосную, мелн-юряхскую — безугольную, чарчыкскую — угленосную.

В угленосных свитах в свою очередь выделяются угленосные и печаные горизонты. Свиты выделены по стратиграфическому положению, угленасыщенности, остаткам древесины и спорово-пыльцевым комплексам. Что касается возраста и состава флоры оленекской серии, то, как указывает Н. Д. Василевская, вследствие недостатка материала и его неизученности определенного мнения по этому вопросу нет. Растения, известные из нижней части этой толщи по сборам геологов П. И. Глушинского, М. М. Маландина и И. И. Ващенко: *Coniopteris onychioides* Vassil. et K.-M., *Asplenium* aff. *dicksonianum* Heer, *Cladophlebia browniana* (Dunk), *Sphenobaiera* cf. *angustiloba* (Heer) Fl., *Podozmites angustifolius* (Eichw) Heer, *P. lanceolatus* (L. et H.) Braun, *P. olenekensis* Vassil., *Pagiophyllum* sp., *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath., *Drepanolepis angustior* Nath, *Machairostrobis* sp., в большинстве имеются в нижележащих отложениях. Таким образом, флора нижней части оленекской серии не утратила связей с флорой ленской серии.

Лукумайская свита представлена серыми и зеленовато-серыми разнозернистыми кварцево-полевошпатовыми и аркозоно-хлоритовыми песчаниками. Она содержит один выклинивающийся угленосный горизонт. Наиболее полный разрез ее мощностью до 250 м вскрыт буровыми скважинами в Оленекской протоке.

По данным Т. П. Кочеткова, отложения свиты сравнительно мало изменчивы как по составу, так и по мощности. Лишь местами среди песчаников появляются пакки и прослой аргиллитов и алевролитов с тонкими линзами угля. Угленосный горизонт известен лишь в районе р. Оленек и на Булкурской протоке. Литологические и текстурные особенности пород лукумайской свиты, выраженные наличием гальки пород и углей, появлением местами косой слоистости, низкой степенью сортировки обломочного материала с образованием линз конгломерата, свидетельствуют о прибрежно-морском и аллювиальном образовании отложений этой свиты. Породы лукумайской свиты залегают на размытой поверхности огонер-юряхской свиты, но без видимого углового несогласия. Возраст свиты определяется по спорово-пыльцевым комплексам как тождественный огонер-юряхской свите и вышележащей укинской свите, т. е. находится в пределах альбского яруса нижнего мела.

Укинская свита разделяется на два песчаных и два угленосных горизонта, которые именуется соответственно первым и вторым песчаными или первым и вторым угленосными горизонтами, считая снизу. Это разделение на горизонты достаточно обосновано только для района р. Оленек. К западу от меридиана 119° не удастся выделить не только отдельные горизонты, но даже и всю укинскую свиту. В восточной части рассматриваемой территории свита в целом достаточно четко выделяется, но разделить ее на отдельные горизонты не удается. Песчаные горизонты сложены серыми и светло-серыми среднезернистыми косослоистыми арко-

зовыми песчаниками. В нижней части горизонтов нередко встречаются гальки различных пород и обломки обугленной и окаменелой древесины. Мощности песчаных горизонтов от 40—45 до 75—100 м.

Угленосные горизонты сложены алевролитами и песчанистыми алевролитами, которым подчинены песчаники и аргиллиты. В каждом горизонте отмечено до трех угольных пластов мощностью от 0,7 до 2,5 м. В отдельных пунктах мощности пластов достигают 4 и даже 5,2 м. В районе р. Оленек в угольных пластах свиты отмечены линзы чистых богхедов мощностью до 2,5 м, но вследствие малых площадей не имеющие самостоятельного промышленного значения.

Общая мощность укинской свиты колеблется в пределах 150—160 м на р. Буолкалах и достигает 250—300 м в районе Оленекской и Булкурской проток. Возраст укинской свиты, по данным спорово-пыльцевых анализов, Э. Н. Кара-Мурза и Е. С. Корженевская определяют как альб — низы сеномана. А. В. Ярмоленко, изучавший обломки древесины из укинской свиты, указывает возраст их от альба до датского яруса и даже палеоцена. Немногочисленные отпечатки листьев и шишки хвойных имеют облик нижнемеловых видов, а остатки фауны не найдены.

Менг-юряхская свита сложена зеленовато-серыми и серыми косослойными аркозовыми песчаниками с глинисто-железистой галькой и окаменелой древесиной. Изредка наблюдаются конкреции с известковистым и известково-железистым цементом. Песчаники очень близки аналогичным породам лукумайской свиты. Свита с размывом лежит на укинской свите. Мощность ее изменяется от 40—50 м на р. Буолкалах до 200—300 м на Оленекской протоке. К западу от меридиана 119° свита теряет свои индивидуальные признаки и в разрезе не выделяется. По своему положению в разрезе менг-юряхская свита относится к сеноману. Обломки древесины из этой свиты аналогичны таковым из укинской свиты, что, по мнению А. В. Ярмоленко, указывает на возрастную близость последних.

Чарчыкская свита заканчивает разрез дочетвертичных отложений. Как и в укинской свите, в ней выделяются угленосные и песчаные горизонты. Установлено четыре песчаных горизонта и три разделяющих их угленосных. Отложения этой свиты сохранились лишь на левобережье р. Олснек и наиболее полно изучены по речкам Чарчык и Буолкалах. Угленосные горизонты сложены в основном алевролитами и песчанистыми алевролитами, подчиненную роль играют аргиллиты и песчаники. В каждом горизонте отмечено от одного до трех пластов угля максимальной мощностью до 3,5 м. Угленосные горизонты имеют мощность от 15 до 30 м. Песчаные горизонты содержат обломки обугленной и окаменелой древесины. Мощность горизонтов колеблется от 20 до 100 м. Общая мощность свиты достигает 350 м. Как и в нижележащих свитах, мощность в чарчыкской свите убывает с востока на запад.

Исходя из данных спорово-пыльцевых анализов, чарчыкская свита, по мнению Е. С. Корженевской и Э. Н. Кара-Мурза, может быть отнесена к сеноману. Спорово-пыльцевые комплексы этой свиты имеют очень незначительные отличия от комплекса укинской свиты, так как в ней несколько возрастает содержание пыльцы покрытосеменных. Более молодой, чем сеноман, возраст чарчыкской свиты мало вероятен, так как туронские спорово-пыльцевые комплексы имеют значительные отличия от спорово-пыльцевых комплексов чарчыкской свиты.

Более высокие, чем сеноман, горизонты верхнего мела и третичные отложения в данном районе неизвестны.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

На Лено-Хатангском междуречье развиты следующие генетические типы четвертичных отложений: ледниковые, водно-ледниковые, озерно-аллювиальные и аллювиальные, элювиальные и делювиальные. Наиболь-

шим развитием пользуются озерно-аллювиальные отложения нового отдела. Они слагают всю приморскую низменность к северу от края Прончищева, острова дельты р. Оленек и самые высокие древние террасы крупных рек области. Эти осадки представлены мелкозернистыми глинистыми песками с остатками костей мамонта и крупных стволов деревьев. Среди песков залегают линзы и выклинивающиеся пласты ископаемого льда, перекрытые или подстилающиеся торфяниками мощностью до 1,0 м. Торф обычно сильно загрязнен песчано-глинистым материалом. Мощность озерно-аллювиальных отложений в приморской низменности превышает 80 м.

Ледниковые и водно-ледниковые отложения сохранились лишь в виде следов на отдельных участках.

Элювиальные и делювиальные образования имеют песчано-глинистый и щебеночно-валунный состав. Они развиты почти повсеместно, но мощность их не превышает 3—5 м. Максимальная общая мощность четвертичных отложений достигает 120 м.

ВУЛКАНИЗМ

Магматические породы встречаются лишь в юго-западной части области, в бассейнах рр. Анабар и Поигой. Они распространены только в полосе развития пермских отложений. Магматические образования принадлежат к комплексу сибирских траппов. Здесь встречаются базальты, диабазы, габбро-диабазы, различные порфириты и мандельштейны. Они слагают преимущественно пластовые интрузии или оиллы различной, но в общем небольшой мощности, секущие маломощные дайки и, наконец, лавовые покровы, переслоенные с туфоогенно-осадочным или терригенным материалом. Подобные смешанные отложения нередко образуют целую свиту, залегающую со стратиграфическим перерывом на верхнепермских, нижнепермских, а за пределами области и на кембрийских отложениях. Туфолововая свита распространена не повсеместно. Значительно шире развиты пластовые интрузии и секущие дайки. Наибольшие мощности секущих даек исчисляются десятками метров, но обычно не выходят за пределы первого десятка. Покровы из магматических пород способствуют нередко образованию бронированного рельефа. Они сохраняются на столовых горах, грядах и гривках, особенно, если магматические породы залегают на осадочных толщах, легко поддающихся выветриванию.

Среди лавовых покровов наибольшее распространение имеют субаральные (наземные), преимущественно трещинные излияния, по есть указания и на подводные излияния траппов. По петрографическому и химическому составу, текстуре и структуре в рассматриваемой территории выделяются следующие основные породы.

Диабазы и диабазовые порфириты представляют собой темно-серые с зеленоватым оттенком полнокристаллические мелко- и среднезернистые породы с различными структурами. Встречаются оливиновые, пироксеновые и другие разновидности диабазов.

Диабазы с порфиroidной структурой выделяются в группу диабазовых порфиритов, которые по своему составу не отличимы от диабазов. Как порфириты, так и диабазы образованы основными плагиоклазами (до 40 %), моноклиновым пироксеном (до 40%), оливинном (до 15%), магнетитом (до 5%), а также вторичными минералами, развивающимися по пироксену и оливину: хлоритом, серицитом, иддингситом и серпентинном. По вещественному составу среди порфиритов выделяются пироксеновые, магнетит-пироксеновые, амфибол-пироксеновые и другие разновидности.

Среди диабазов преобладают оливинсодержащие породы. По составу их структурные разновидности отличаются лишь вторичными минералами. Структура диабазов меняется от мелкозернистой в зонах контактов

даек и пластовых интрузий до крупнозернистой и среднезернистой во внутренних частях магматических тел. В экзоконтактах наблюдаются изменения в виде частичного ороговикования песчаников, осветления и уплотнения глин и аргиллитов. Мощность зоны экзоконтактов достигает 3—5 м, в зависимости от мощности магматического тела. Эндоконтактовые изменения менее значительны и выражаются в появлении более кислых плагиоклазов в породе, наличии порфиритов и других разновидностей диабазов.

Габбро-диабазы распространены значительно реже. Они по внешнему облику почти не отличимы от диабазов. Под микроскопом обнаруживается окристовая или полнокристаллическая структура габбро-диабазов, которые состоят из мелкозернистой эпидото-цоизитовой массы агрегатов, развитых по плагиоклазам, значительного количества сильно измененных пироксенитов, зерен титаномagnetита (лейкоксена) и вторичных выделений кварца и других минералов.

Базальты развиты еще реже, чем габбро-диабазы. Они отличаются от диабазов лишь структурой и характером вторичных минералов. Спилиты были встречены в виде прослоев (мощностью до 20 м) среди туфогенно-осадочных пород перми и пермо—триаса. Спилиты представлены темно-зеленой породой с сероватым оттенком, обладают интерсертальной или гналопилитовой структурой и мидалекаменной или афанитовой текстурой. Под микроскопом видно, что среди сильно хлоритизированной стекловатой массы беспорядочно размещаются микролиты и лейсты основного плагиоклаза, зерна моноклинного пироксена и рудные минералы. Типичные мандельштейны встречаются очень редко.

Образование туфовлавовой свиты большинством исследователей относится к концу верхней перми — началу нижнего триаса. Различные виды *Estheria*, встреченные в терригенных морских и континентальных прослоях в этой свите, подтверждают триасовый возраст ее слоев. Однако есть указания, что вулканическая деятельность (внедрение даек и пластовых интрузий) происходила и в нижней перми, так как в базальном конгломерате верхнепермских осадков Анабаро-Попигайского района была встречена галька диабазов, аналогичных породам из пермо—триаса.

ТЕКТОНИКА

Общая геологическая структура Лено-Анабарского междуречья не обладает единообразием. В его северной части находятся складчатые сооружения, выраженные орографически в виде кряжей Чекановского и Прончищева. К югу от них почти широтно протягивается широкая мульда синклинального краевого прогиба, выполненная отложениями мела. Еще южнее располагается пологая моноклираль платформенного крыла этого прогиба, сложенная юрскими, меловыми и пермскими отложениями, последовательно сменяющимися друг друга.

Следует указать, что в северной части Анабаро-Хатангского междуречья складчатые структуры не имеют геоморфологического выражения. Они значительно проще структур кряжей Прончищева и Чекановского, сопровождаются типичными соляными куполами и по своему положению должны рассматриваться как типичные структуры краевого прогиба. Собственно складчатые структуры отклоняются к северо-западу от кряжа Прончищева, и их следы заметны на о-вах Бегичева, Преображения и п-ове Пахса в Анабарском заливе.

При всем разнообразии структур тектоника рассматриваемой области в целом остается достаточно простой. Складки нормальные, прямые или немного асимметричные. Углы падения на крыльях обычно не более 40—45°, но чаще меньшие. Разрывные нарушения развиты слабо. Эти особенности строения на фоне крупнейших тектонических областей севера Сибири позволяют с полной определенностью выделить в Лено-Анабарском междуречье окраинную складчатую зону, расположенную вдоль мо-

ря Лаптевых между низовьями рр. Лены и Анабара. Ранее она была названа Лено-Анабарской ветвью верхоянской складчатости (1953).

Краевой прогиб Сибирской платформы, расположенный к югу от этой ветви, получил тогда же название Лено-Анабарского, а западнее, в пределах Анабаро-Хатангского междуречья, он был назван нами Хатангским. Рациональность предложенной терминологии и реальное существование перечисленных структур доказывается всей геологической историей области и подтверждается всеми новыми данными, приводимыми ниже.

На фоне этих крупных структур платформы и складчатой области развиваются частные складчатые структуры различной величины, разного строения и происхождения. В складчатой зоне элементарные складки нередко сближаются и образуют пучки или небольшие антиклинории. Все складки здесь являются краевыми, они располагаются в самой внешней зоне складчатости и непосредственно примыкают к краевому прогибу платформы. Граница между складчатой зоной и платформой здесь несколько условна.

От Оленекской протоки р. Лены вдоль берега моря Лаптевых протягивается к западу и северо-западу до Анабарской губы неширокая полоса складок. Эти структуры обрамляют синклиналь краевого прогиба с севера и образуют между рр. Леной и Анабаром три более или менее самостоятельные группы, по несколько складок в каждой. Эти группы были подробно описаны нами ранее и названы мезантиклинориями. Восточный из них получил название мезантиклинория Оленекской протоки, центральный — Усть-Оленекского мезантиклинория, а западный — мезантиклинория кряжа Прончищева. Мезантиклинорий Оленекской протоки прослеживается вдоль левого берега последней, от ее устья до устья р. Улахан-Юрях на востоке. Здесь обнажаются древнейшие в районе пермские и триасовые отложения. Они вскрываются в прибрежной зоне и в куэстовых грядах кряжа Чекановского, слагая несколько крупных и мелких антиклиналей, чередующихся с синклиналями.

Самой крупной структурой из них является наиболее восточная, названная Дюлюнгской по имени горы, где вскрывается ее пермское ядро. По строению и размерам (длина 80 км) эта складка одна может рассматриваться как небольшой антиклинорий. В сохранившейся от размытия части вскрывается лишь небольшая часть ядра и юго-юго-западное крыло антиклинали. Северо-восточное крыло и значительная часть свода погребены под песками дельты р. Лены. Пласты триасовых пород южного крыла собраны в сложные дисгармоничные небольшие складки шириной 2—3 км при длине 10—12 км. Углы падения на крыльях достигают 50—60°, причем северные крылья складок много круче южных. Располагаясь в виде кулис, эти складки образуют на подошве юрских пород более простую структуру — собственно Дюлюнгскую антиклиналь с простиранием оси на 10—12° ближе к широтному (запад-северо-запад 290°), чем простираение триасовых складок. Пласты юрских пород на южном крыле структуры падают под углами не более 30—35°. Таким образом, отчетливо наблюдается различие структуры триасового и более молодого этажей складки, явное угловое и азимутальные несогласия. Меловые слои еще более выполаживаются и наклонены на юго-юго-запад обычно под углом 10—15°.

Другая складка получила название Содуомской антиклинали. Она располагается к западу, в кряже Чекановского, и образует внешнюю кулису по отношению к Дюлюнгской структуре. Здесь вскрываются лишь среднетриасовые породы в присводовой части и на юго-западном крыле. Амплитуда складки почти на 300 м меньше Дюлюнгской, и размеры ее также значительно меньше. Длина складки по выходам триасовых пород определяется 25 км, а ширина ее, судя по сохранившейся части, достигает 5 км. Углы падения на крыльях более пологие, мелкая усложняю-

шая складчатость отсутствует. Так же, как и предыдущая складка, эта антиклиналь погружается по простиранию на запад-северо-запад и восток-юго-восток. Угловое и азимутальное несогласия между отложениями юры и триаса выражены очень слабо.

Наиболее западной структурой мезантиклинория Оленекской протоки является безымянная антиклиналь. Она образует новую внешнюю кулису по отношению к Содоумской антиклинали, сохраняя то же простирание. Эта структура сложена юрскими отложениями и устроена еще проще описанных складок. Углы падения пластов на крыльях не превышают 15—20°. Длина антиклинали по выходам самых древних пород нижней юры достигает 20 км. При всей ее простоте и малых размерах она связана с двумя описанными складками общностью асимметрии, простирания и взаимоотношения, а поэтому образует вместе с ними общую структуру мезантиклинория Оленекской протоки, вытянутого более чем на 100 км по простиранию.

Усть-Оленекский мезантиклинорий отделяется от описанной выше структуры брахисинклинальной складкой Сетте-Пастаах, расположенной в бассейне одноименной речки, к югу от пос. Станнах-Хочо, близ Оленекской протоки. К западу отсюда располагаются четыре антиклинали и три разделяющие их синклинали, образующие вместе Усть-Оленекский мезантиклинорий. Наиболее полно сохранились и изучены две крупные внешние антиклинали: Усть-Оленекская и Улахан-Юряхская. В сводовых частях их выходят на поверхность нижнетриасовые отложения, а крылья и смежные синклинали сложены юрскими и меловыми породами. Каждая из этих складок при ширине от 3—5 до 15 км имеет длину до 70—100 км. По форме это типичные линейные асимметричные складки с углами падения пластов на северных крыльях 30—65°, а на южных 15—35°. Складки являются достаточно простыми элементарными формами самого внешнего ряда структур складчатой зоны. Они перемежаются с подобными им по форме и размерам синклиналями, образуя друг с другом серию параллельных и ветвящихся к северо-западу кулис. Особенности строения и соотношения структур друг с другом вкрест простирания пучка и усложнение складок к северу позволяют предполагать развитие складчатости к северу и северо-востоку от описанных антиклинорий, в зоне шельфа моря Лаптевых и в дельте р. Лены. Данные гравимагнитной съемки моря Лаптевых частично подтверждают эти предположения.

В Усть-Оленекском мезантиклинории отчетливо наблюдается угловое несогласие между отложениями юры и триаса и предполагается наличие его между верхней юрой и нижним мелом. Такое же несогласие установлено между пермью и триасом в разрезах по буровым скважинам в районе Улахан-Юряхской антиклинали. Здесь же отмечены разрывные нарушения, которые играют большую роль во всем мезантиклинории. Так, достоверно установлен крупный взбросо-сдвиг, ограничивающий антиклинорий с севера вдоль берега моря Лаптевых. Амплитуда его достигает 250—400 м, причем северное крыло его приподнято. Аналогичный разрыв предполагается вдоль Оленекской протоки у северного подножья кряжа Чекановского, но ввиду сплошного покрова четвертичных отложений доказать его пока не удается.

Улахан-Юряхская и Усть-Оленекская антиклинали по форме, размерам и структурному положению благоприятны для постановки нефтепоисковых буровых работ.

Мезантиклинорий кряжа Прончищева представляет собой крупную антиклинальную складку, осложненную, вероятно, двумя-тремя поднятиями. На ее юго-восточной и западной периклиналях развиваются более мелкие структуры. Сейчас сохранились лишь южное крыло антиклинали и небольшая присводовая часть. Другая часть свода и северное крыло ее опущены, по-видимому, по крупному разлому и погребены под четвертичными отложениями приморской низменности. В сохранившемся ядре

складки выступает мощная толща верхнепермских пород, сменяющаяся выше триасовыми, юрскими и меловыми отложениями.

Заметных угловых несогласий между этими комплексами не наблюдалось, но углы падения пластов на крыльях увеличиваются до 2—3° в валанжийских отложениях, до 30° в юрских и до 70° в пермских породах. Однако с переходом крыла к своду пласты пермских пород резко выполаживаются (до 6—8° с падением на юг) и образуют как бы флексуру. Такие особенности строения указывают, вероятно, на сундучную форму южного крыла складки. Это вполне вероятно еще и потому, что при огромных размерах (ширина 40—60 км, длина 120—140 км) она является краевой складкой, затухающей к северо-западу Лено-Анабарской ветви Верхоянской складчатой области.

Небольшая антиклиналь, обрезанная сбросом с северо-востока, известна в бассейнах рек Таба-Бастах и Аллах на юго-восточной периклинали структуры кряжа Прончищева. Здесь среди поля континентальных отложений апта и альба выступают на поверхность породы валанжина. Ось антиклинали на протяжении 20 км образует по отношению к основной складке кулису.

На западном окончании кряжа Прончищева, близ Анабарской губы, на периклинали основной складки располагается также в виде внешней кулисы Бусхаянская антиклиналь, вытянутая в северо-западном направлении параллельно простиранию основной структуры. В своде складки выступают триасовые отложения, которые имеют падение на крыльях до 45°. Это типичная брахиантиклинальная складка с пологим дугообразным сводом. Размеры ее по выходам триасовых пород едва ли превышают в ширину 5—7 км и в длину 10—15 км. Северо-западная периклиналь складки скрыта под четвертичными отложениями, а в юрских породах на берегу Анабарского залива сильно выполаживается. Продолжение складки предполагается под водами моря Лаптевых, а западное крыло ее (или других аналогичных структур) сохранились на п-ове Пахса и о-ве Бегичева.

С запада к Бусхаянской антиклинали примыкает аналогичная ей по размерам и форме Орегяс-Юряхская антиклиналь ширстного простирания. Она погружается к западу, но на левом берегу р. Анабар на ее простирании появляется сложная по строению, хотя и пологая Тигяно-Анабарская антиклиналь, занимающая иное структурное положение, чем складки Лено-Анабарской ветви.

Тектоника осевой части прогиба Лено-Анабарского междуречья изучена очень слабо. Многие исследователи предполагают в мезозойском этапе прогиба небольшую пологую волнистость, но отсутствие маркирующих горизонтов и слабая обнаженность не позволяют устанавливать ее с достаточной определенностью. Сейсмической разведкой определено наличие волнистости у палеозойского основания Хатангского прогиба, располагающегося в Анабаро-Хатангском междуречье, к югу от Южно-Тигянской антиклинали. Гравимагнитные исследования позволяют предполагать существование таких же пологих структур и к востоку от р. Анабара. В бассейне р. Оленек крупные нарушения в палеозойском этапе прогиба предполагаются на основании полного внезапного исчезновения отражений сейсмических волн при переходе моноклинали южного крыла прогиба в осевую часть близ пос. Таймылыр, ниже устья одноименной речки. Разрывные нарушения в оленекской угленосной серии Чай-Тумусского района Оленекской протоки в какой-то мере подтверждают более сложное строение осевой части прогиба, чем это представлялось до сих пор лишь на основании мелкомасштабных геологических съемок.

Тектоника южного крыла прогиба устанавливается более четко, чем в осевой части прогиба. Здесь известны типичные платформенные складки небольших размеров и довольно крупные разрывные нарушения. На востоке, в бассейне р. Келимяра, выявлены небольшие асимметричные антиклинали, осложненные серией взбросов. Ширина этих складок по вы-

ходам юрских пород, выступающих среди отложений валанжина, равна 2—3 км, а длина 5—15 км. Они образуют зону протяженностью более 50 км, которая обрамляет оленекский краевой выступ Сибирской платформы на северо-востоке. Не исключена возможность, что образование этих структур связано с разрывными нарушениями или поднятием оленекского выступа.

Западнее, в бассейне р. Пур, Н. А. Сягаевым были описаны такие же платформенные складки северо-восточного простирания, т. е. согласные с общим простиранием пород перми и мезозоя в данном районе. Так, например, близ устья р. Пур среди поля пермских пород на протяжении 10—12 км в широтном и северо-восточном направлениях прослеживаются на поверхности подстилающие кембрийские отложения. Углы падения пластов кембрийских и пермских пород не превышают здесь 3—5°. Северо-восточная периклиналь складки опущена по сбросу на 50—100 м. Еще более мелкие структуры отмечены в бассейнах рек Танолдо и Кютюк-элээх, к юго-западу от Пурской антиклинали. Они устанавливаются по появлению пород кембрия среди сплошного поля развития пермских отложений, имеют очень пологие углы падения пластов и также осложнены сбросами.

Для всех этих структур характерны слабая асимметрия при более крутых северных крыльях, согласное простирание осей с общим простиранием пластов вмещающих пород, малые размеры, пологие углы падения на крыльях (1—5°) и наличие разрывов.

Таким образом, мелкие платформенные складки южного крыла прогиба в своем размещении подчиняются единой закономерности; они конформно обрамляют краевые выступы нижнепалеозойского поля платформы и образовались, вероятно, в связи с молодыми поднятиями этих крупных платформенных структур.

Разрывные нарушения захватывают здесь самую верхнюю часть разреза верхнемеловых отложений и, судя по геоморфологическим данным, продолжают развиваться вплоть до настоящего времени. Их размещение и простирание подчиняются тем же закономерностям, которые были отмечены для складчатых форм. Помимо продольных параллельных разрывов, в ряде случаев наблюдались поперечные сбросы и сдвиги, возникшие, вероятно, в результате скальвающих усилий. Амплитуды разрывных нарушений не превышают 150—200 м, но обычно значительно меньше. Образование их связывается с молодыми сводово-блоковыми поднятиями краевых выступов платформы. Имеющиеся фактические материалы позволяют наметить общий ход истории формирования современной структуры Лено-Анабарского междуречья. Начало формирования верхнепалеозойских краевых прогибов Сибирской платформы, вдоль ее границы с Верхоянско-Таймырской геосинклиналию, следует связывать со складчатыми движениями, проявившимися на Таймыре, Северном Харулахе и в Оленекской протоке в конце нижней и верхней перми.

Складкообразование в конце перми на площади между рр. Леной и Хатангой создало структуры северо-западного простирания. Краевые складки этой зоны распространялись, вероятно, южнее современных структур и заканчивались где-нибудь близ оси современной синклинали краевых прогибов. Этот процесс складкообразования сопровождался крупными разломами и интенсивной магматической деятельностью как в геосинклинали, так и на платформе. Вулканизм проявлялся в виде наземных и подводных трапповых излияний, внедрения пластовых и секущих жил. Он продолжался и в начале нижнего триаса. Вулканическая деятельность не распространялась восточнее 116—118° в. д.

В начале триаса герцинские структуры были избирательно денудированы, а с середины нижнего триаса (в индский век) они были погружены под уровень моря. С этого времени краевой прогиб платформы сливается с краевым прогибом Лено-Анабарской ветви Верхоянской геосинклинали

и переходит в него. Последний развивается в течение триаса и юры вместе с центральными зонами геосинклинали. На границах нижнего среднего триаса, верхнего триаса и юры, верхней юры и валанжина в краевой части геосинклинали проявляются складчатые движения, постепенно усложняющие герцинские структуры, но в общем наследующих их план.

Складкообразование с конца юры развивается в краевой зоне геосинклинали с нарастающим темпом до конца мела и кладет начало формированию краевых прогибов в том виде, который зафиксирован в современной геологической структуре. Орографическое выражение складчатых формы побережья получили, вероятно, лишь с конца мела, но противоположные тенденции тектонических движений в складчатой зоне и краевых прогибах появились уже в конце юры и середине валанжина (на востоке раньше, а на западе позже).

Скорость разнонаправленных движений достигла максимальной величины в середине нижнего мела (готерив—альб), когда в прогибе накапливалась толща континентальных угленосных отложений мощностью до 2,0 км, а в смежных складчатых участках шло интенсивное поднятие и денудация складок, вскрывавшая их палеозойские ядра. В это время закладываются, вероятно, разломы вдоль побережья моря Лаптевых.

Складки и разрывы на платформенном крыле прогибов начинают формироваться в это же время в связи с активизацией обширных унаследованных от палеозоя сводово-блоковых поднятий в зонах современных краевых выступов платформы: Оленекского и Попигаевского, но максимума эти движения достигают, вероятно, в конце мела и в третичный период. Довольно интенсивно этот процесс идет и в четвертичный период, вплоть до наших дней. Новейшие поднятия довольно интенсивны также и в складчатой зоне, причем они затухают с востока на запад.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Сплошное распространение терригенных осадочных образований морского и континентального происхождения определяет весьма ограниченный комплекс развитых в области полезных ископаемых. Среди них практическое значение имеют каменные угли и богхеды меловых угленосных отложений и различные горные породы как строительные материалы. Месторождения рудных полезных ископаемых в области неизвестны.

Каменные угли и богхеды образуют по несколько пластов в меловых угленосных отложениях, но рабочую мощность пласты углей имеют далеко не во всех описанных выше свитах и не во всех районах. Наиболее угленасыщен Лено-Оленекский район. Месторождения каменных углей в ряде районов только разведываются, но для местных нужд в небольших количествах уголь добывается в нескольких пунктах.

Строительным материалом могут служить аллювиальные пески, галька и щебень, крепкие известковистые песчаники мелового, юрского и триасового возраста, а также диабазы и базальты в бассейнах р. Анабара и торф в качестве тепло-изоляционного материала.

В последние годы Лено-Анабарское междуречье изучалось в связи с поисками нефти. Многочисленные признаки нефти и твердых битумов отмечены в пермских и триасовых отложениях Усть-Оленекского и более южных районов. Здесь же при бурении скважин обнаружены значительные притоки горючих газов. Однако прекращение поисково-разведочных работ не позволяет пока оценить промышленные перспективы области, хотя по имеющимся данным они являются положительными.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ТАЙМЫРСКОГО ПОЛУОСТРОВА

ВВЕДЕНИЕ

Таймырский полуостров является одним из крупнейших полуостровов евразийского материка, наиболее далеко расположенным к северу. Самая северная оконечность его — мыс Челюскина — находится на $77^{\circ}43'$ с. ш. Вдоль северного побережья полуострова, омываемого водами моря Лаптевых и Карского моря, имеется много малых и больших островов. На границе этих морей расположен архипелаг Северной Земли. Южная граница Таймырского полуострова может быть проведена лишь условно по линии, простирающейся от устья р. Енисея (Бреховские острова) до устья р. Хатанги (район устья р. Попигая).

Обширная северная часть Таймыра характеризуется горным рельефом. К югу от этой горной территории располагается равнина Таймырской низменности, которая занимает самую южную часть Таймырского полуострова и далее простирается вплоть до северной окраины Средне-Сибирского плоскогорья.

Учитывая особенности геологического строения и орографическую обособленность Таймырского полуострова, мы рассматриваем в настоящем очерке лишь геологическое строение Горного Таймыра, занимающего большую площадь полуострова, тогда как южная окраина его, находящаяся в пределах Таймырской низменности, описывается в другом очерке, посвященном геологическому строению последней.

Таймырский полуостров представляет собой весьма труднодоступную территорию Советской Арктики, которая долгое время оставалась неизученной. В истории исследования полуострова намечается несколько периодов.

В течение первого периода, длившегося с начала XVIII до середины XIX в., в литературу начинают проникать первые отрывочные сведения о географических особенностях и природных богатствах Таймырского полуострова. Они доставлялись промышленниками и землепроходцами, посещавшими эти края, а также отдельными экспедициями, снаряжавшими правительственными учреждениями. Впервые наиболее достоверные данные об устройстве поверхности Таймыра были получены в результате работ Х. Лаптева, Ф. Минина, Л. Овцына, В. Прончищева, Д. Стерлегова и С. Челюскина — участников Великой Северной экспедиции 1733—1743 гг.

Второй период знаменуется развитием маршрутных геологических и географических исследований. Он продолжался почти целое столетие, с 40-х годов XIX века до 30-х годов текущего столетия. В течение этого периода территорию исследовали (в хронологическом порядке) А. Ф. Миддендорф, И. А. Лопатин, А. Е. Норденшельд, Ф. Нансен, Э. В. Толль и А. А. Бялыницкий-Бируля, И. П. Толмачев и О. О. Баклунд, И. С. Сер-

геев и Б. А. Вилькицкий, Н. А. Бегичев, В. И. Громов, А. А. Романов, А. И. Толмачев, Н. Н. Урванцев и П. Н. Кравцов.

1932—1941 гг. знаменуют собой новый этап в истории геологического изучения Таймыра. Он начинается с момента организации Главного управления Северного морского пути, которому было поручено проведение систематических геологических исследований в Арктике. Наряду с продолжавшимися маршрутными изысканиями стало проводиться геологическое картирование отдельных площадей, иногда сопровождавшееся поисками и разведкой полезных ископаемых. В частности, достаточно значительные геолого-разведочные работы были поставлены в западной части полуострова с целью определения перспектив угленосности этой площади. В течение этого периода в исследовательских работах участвовали Н. Г. Акатов, Д. К. Александров, Г. Д. Аллер, Н. П. Аниксев, П. В. Виттенбург, А. И. Гусев, Т. М. Емельянцева, А. П. Иванов, А. И. Козлов, Т. П. Кочетков, В. Н. Кузнецов, И. П. Лугинец, Е. М. Люткевич, Ф. Г. Марков, Н. А. Меньшиков, И. М. Мигай, Н. Н. Мутафи, Н. П. Никитин, Н. П. Парханов, М. Г. Равич, И. Л. Рыскуков, В. П. Тебеньков, Н. П. Херасков, Н. А. Шведов и Н. М. Юдичев.

Во время Великой Отечественной войны исследования Таймырского полуострова продолжались, но уже в ограниченных масштабах. Одна из экспедиций, в составе которой находились Ф. Г. Марков и В. Н. Сакс, произвела маршрутные исследования в центральной части полуострова. Другая экспедиция, возглавлявшаяся Т. П. Кочетковым, занималась изучением геологического строения прибрежной зоны в районе мыса Цветкова (море Лаптевых), а также вела поисково-разведочные работы на каменные угли.

Особенно широкий размах геолого-съемочные и поисковые исследования приобрели на Таймыре по окончании Великой Отечественной войны. Экспедициями Научно-исследовательского института геологии Арктики и треста «Арктикразведка» Горно-геологического управления Главсевморпути обследовались ранее неизвестные территории, еще представлявшие собой «белые пятна». Повсеместно была проведена миллионная геологическая съемка, а отдельные площади подверглись более детальному геологическому картированию. Этот, четвертый, период изучения Таймыра характеризуется переходом на площадную геологическую съемку. Геологическим картированием занимались А. Б. Алексеева, И. С. Ашмарина, Г. И. Барабашина, В. А. Вакар, Е. А. Величко, Г. П. Вергунов, В. А. Виноградов, П. С. Воронов, Н. Э. Губарева, Ф. К. Гуков, А. М. Даминова, В. Д. Дибнер, Б. Х. Егiazаров, Г. А. Закржевский, М. Н. Злобин, В. А. Золотухин, О. А. Иванов, Ф. И. Иванов, А. И. Иванов, А. Б. Каждал, Н. С. Кирпичникова, А. П. Козлова, Н. Н. Куликов, С. А. Логачев, В. Г. Малов, А. П. Мансуровский, Ф. Г. Марков, И. М. Мигай, Л. Д. Мирошников, М. А. Молдавский, О. А. Новиков, Ю. Е. Погребинский, А. С. Потэбня, А. С. Пошехоков, О. Т. Преображенская, О. П. Пыпина, Л. С. Пузанов, А. П. Пуминов, М. Г. Равич, Т. В. Раевская, И. М. Рузанов, В. С. Рябов, С. С. Степашин, А. И. Судеркин, В. Я. Сычев, С. М. Тильман, С. Л. Троицкий, В. И. Тычинский, В. И. Ушаков, Е. Н. Фрейберг, Л. А. Чайка, В. А. Черепанов, И. Е. Ширяев, А. В. Щербаков.

Успешному изучению геологического строения территории Таймыра способствовали палеонтологические и палеоботанические исследования, проводившиеся в широком плане палеонтологической лабораторией Научно-исследовательского института геологии Арктики.

Настоящий геологический очерк составлен Ф. Г. Марковым и М. Г. Равичем. Ф. Г. Марковым написаны разделы: краткое описание рельефа, стратиграфия палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений, а М. Г. Равичем докембрийские отложения и вулканизм. Остальные главы очерка выполнены совместно М. Г. Равичем и Ф. Г. Марковым при участии В. А. Вакара.

Территория северной части Таймырского полуострова, входящая в состав Таймырской складчатой области, представляет собой горную страну, в строении которой участвуют разнообразные породы палеозоя и докембрия. Горные сооружения Бырранга прослеживаются к югу до линии, идущей от устья р. Зырянки (Енисейский залив) в восточно-северо-восточном направлении к устью р. Пуры — левого притока нижнего течения р. Пясины, по правобережью этой реки до низовья р. Тарен, по левобережью среднего и нижнего течений р. Верхней Таймыры в некотором отдалении от русла реки и по северному берегу Таймырского озера до Туруза-Молла. Далее граница гор отступает на юг к возвышенности Киряка-Тас и от северного берега оз. Портнягино продолжается к оз. Кунгасалах, а затем вдоль побережья Хатангского залива, на расстоянии 20—30 км от морского берега, к горлу бухты Марии Прончищевой. Южнее гор Бырранга далеко простирается обширная пологоувалистая равнина Таймырской низменности, сложенная преимущественно четвертичными отложениями.

Горы Бырранга представляют собой сочетание нескольких параллельно и кулисообразно расположенных цепей, чередующихся с пониженными межгорными участками, имеющими холмисто-увалистый рельеф. Цепи гор протягиваются через весь полуостров в северо-восточном направлении от Енисейского залива Карского моря почти до побережья моря Лаптевых. Они расчленяются на ряд плосковерхих и остроконечных вершин. Наиболее возвышенной является самая южная горная цепь. На западе она имеет абсолютные отметки 400—500 м, которые резко возрастают в восточной ее части, достигая 800—900 м и для отдельных вершин 1100—1200 м.

К югу от главной цепи отмечается довольно резкое снижение высот в сторону Таймырской низменности в виде морфологического уступа. Однако местами эта ступень проявляется недостаточно ясно, например, на некоторых участках западной части полуострова, где наблюдается постепенный переход от горных сооружений Бырранга до уровня Таймырской низменности. К северу и западу от главной цепи Бырранга следует пологое, а иногда и ступенчатое понижение высот до зоны предгорий, представляющей собой довольно широкую полосу из разобщенных небольших возвышенностей и пологих увалов с абсолютными отметками до 100—150 м (реже более), спускающихся до уровня невысоких холмов и морских террас, прослеживаемых вдоль побережья полуострова.

На востоке горы Бырранга подходят почти вплотную к бухте Марии Прончищевой, где кромка их протягивается по южному берегу бухты и затем уходит на северо-запад к мысу Игнатия (залив Фаддея). Здесь горы выражены крупными столовыми возвышенностями, водоразделы которых образуют общую денудационную поверхность на высоте до 700—800 м. Имеются отдельные вершины высотой 1100—1200 м. От денудационной поверхности наблюдается ступенчатое снижение отметок, высокие горы уступают место пониженным грядам и отдельным вершинам с более мягкими очертаниями, имеющими абсолютные высоты 200—400 м. Гряды, распадаясь, переходят в область невысоких холмов и мелких возвышенностей.

В этой же части полуострова, несколько южнее основных цепей гор Бырранга, в некотором отдалении располагается грядовая возвышенность Киряка-Тас, имеющая абсолютную высоту до 600—650 м. Она занимает водораздельное пространство между южным побережьем восточной оконечности Таймырского озера и бассейном р. Хелидьи-Тари, простираясь в северо-восточном направлении. На правобережье р. Хелидьи-Тари, от северного берега оз. Кунгасалах, в том же северо-

восточном направлении следует другая грядовая возвышенность Луай-Кирыка-Тас, абсолютные отметки которой также достигают 600—650 м. Эта возвышенность протягивается до истоков р. Хутуда-Тари.

Современный рельеф Таймырской складчатой области определяется особенностями геологического строения, воздействием новейших тектонических движений, активным проявлением ледниковой и речной деятельности, а также процессами выветривания в условиях полярного климата. Так, господство столообразных возвышенностей над другими формами рельефа связано с тем, что пермские отложения, участвующие главным образом в строении южных цепей гор Бырранга, включают большое количество пластовых интрузий, либо перекрываются покровами лав основных пород траппового комплекса. Местами при выветривании пермских пород создается типичный бронированный рельеф; полого залегающие слилы траппов образуют выровненные верхние площадки возвышенностей, прикрываемые легко разрушаемые осадочные породы перми — разнообразными песчаники и сланцы. Иногда отмечаются выровненные площадки, которые срезают крутопадающие пласты пород. Образование их связано с воздействием морозного выветривания.

Весьма сильное воздействие на выработку рельефа оказали ледники. Имеются широкие ледниковые долины, часть которых являются сквозными. Повсеместно встречаются небольшие цирки, кары и скопления моренного материала как в долинах, так иногда и на водоразделах. В самой высокогорной части Бырранга, расположенной между заливом Игнатия (море Лаптевых) и северным побережьем восточной оконечности Таймырского озера, обнаружены три небольших ледника — Неожиданный, имени Жданова и Плоскогорный общей площадью около 40 км². В других местах изредка наблюдаются снежники, иногда в течение почти всего лета сохраняющиеся на северных склонах возвышенностей и в затененных участках долин.

Территория горной части Таймырского полуострова дренируется довольно густой сетью малых и крупных рек. В большинстве случаев эти реки представляют собой горные потоки с еще неустановившейся кривой равновесия. Они обладают значительной скоростью течения, нередко бывают порожистые. Часть их прорезают днища ледниковых долин, образуя неглубокие и неширокие каньонообразные и ущелистые долины.

Наиболее крупные водные артерии — рр. Пясина и Нижняя Таймыра.

Крупными правыми притоками р. Пясины являются рр. Дудыпта, Янгода, Тарей, Билюда, Ленва, Дептурама, Четырех и Спокойная, а левыми притоками — рр. Агапа, Макредота (Мокоритто), Пура, Угольная и Озерная. Река Нижняя Таймыра принимает многочисленные притоки, большая часть которых обладает незначительной длиной. Из более крупных левых притоков следует отметить рр. Угольную, Шренка и Чукча, а из правых притоков — рр. Черные Яры, Траутфеттера и Фомина.

Помимо вышеуказанных крупных водных артерий, имеется ряд менее значительных рек и мелких речек, берущих свое начало в горах Бырранга. В Енисейский залив стекают рр. Сариха, Глубокая, Зырянка, Омудевая, Рагозинка, Керстьянка, Ефремова, Максимова и Лемберова. Далее, на участке от Енисейского залива до Пясинского залива, в Карское море несут свои воды рр. Убойная, Заледеева, Новоморжова, Домба и Макарова. К востоку от устья р. Пясины, впадающей в Пясинский залив, располагаются рр. Хутуда-Бига, Коломейцева, Зееберга, Мутная и Малиновского, впадающая в Таймырский залив. Туда же впадает и р. Нижняя Таймыра, а также рр. Ленинградская и Тессема.

В море Лаптевых текут довольно много рек. Из них более значительны — рр. Ханневича, Гольцовая (Широкая), Пека, Октябрьская, Становая, Преградная, Клюевка, Географов, Рыбная, Неизвестная и

Вездеходная. В бухту Марии Прончищевой впадают рр. Северная, Зеленая и Южная. К югу от этой бухты стекают рр. Кульдима, Прончищева, Чернохребетная, Осипа, Журавлева и Подкаменная. Немало рек принимает Таймырское озеро. В него впадают: с запада — рр. Верхняя Таймыра, Ледяная, Неправильная, Нганасанская и Крутая (Звериная); с севера — рр. Заячья, Озерная, Оленья, Волчья, Западная, Соколиная и Северная; с востока — р. Бикада-Нгуома (р. Яму-Неру). Из Таймырского озера вытекает р. Нижняя Таймыра.

Таймырское озеро представляет собой обширный неглубокий внутренний водоем, расположенный в восточной части Таймырского полуострова. Его поверхность составляет около 4000 км². Озеро простирается почти в широтном направлении на расстояние 160—170 км. Максимальная ширина отмечается в западной части его, где она равна 15—20 км. С севера оно окаймляется обрывистыми уступами и увалами предгорий Бырранга, а по южному побережью прослеживается заболоченная низменность.

СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении Таймырской складчатой области принимают участие главным образом протерозойские и палеозойские отложения. Значительно меньшим распространением пользуются отложения мезозоя. Третичные отложения неизвестны. Повсеместно развиты рыхлые четвертичные отложения.

ДОКЕМБРИЙСКАЯ ГРУППА

Докембрийские отложения приурочены к северной части Таймырского полуострова. Они расчленяются на два комплекса: кристаллических сланцев и метаморфических сланцев. По аналогии с докембрийскими формациями Восточной Сибири, М. Г. Ровlichem произведено стратиграфическое расчленение группы, при котором комплекс кристаллических сланцев может считаться нижнепротерозойскими формациями Восточной Сибири, комплекс кристаллических сланцев может считаться нижнепротерозойским, а комплекс метаморфических сланцев — верхнепротерозойским. При корреляции многочисленных разрезов докембрия Таймыра и сопоставлении положения в них отдельных серий пород каждый комплекс, в свою очередь расчленен: первый — на нижнюю карскую, верхнюю карскую и фадеевскую свиты, а второй — на прончищевскую (зеленосланцевую), октябрьскую, ждановскую и лаптевскую свиты (от древних к молодым).

Нижнепротерозойская подгруппа

Нижняя карская свита встречена на Западном Таймыре в бассейнах среднего течения рр. Ленивой и Гранатовой, а также в ряде пунктов берега Харитона Лаптева. Мощность отложений свиты неопределенная, так как нижняя граница ее неизвестна, по-видимому указанная мощность составляет не менее 3000 м. Свита сложена разнообразными крупнозернистыми плагиогнейсами. В ее основании преобладают энстатито-паргаситовые и диопсидо-амфиболовые гнейсы с битовнитом и лабрадором. Достаточно распространены кордиеритовые и фибролитовые гнейсы с андезином и переменным количеством альмандина и биотита. Вместе с ними встречаются пачки ставролитовых гнейсов. Наиболее развиты хорошо раскристаллизованные альмандино-биотитовые плагиогнейсы с небольшой примесью других минералов, которые нередко переслаиваются с кордиеритовыми и фибролитовыми плагиогнейсами. В кровле свиты встречаются пачки графитовых гнейсов и сланцев. Поч-

ти все перечисленные типы гнейсов содержат кварц в переменных количествах, независимо от состава плагиоклазов и цветных минералов, что обуславливает появление таких сочетаний минералов, которые возможны лишь при метаморфизме осадочных терригенных отложений. Там, где гнейсы подвергались контактовому воздействию двуслюдяных гранитов, они обогатились мусковитом и, реже, андалузитом.

Верхняя карская свита более всего распространена на Западном Таймыре, где она занимает площадь свыше 15 тыс. км². На Восточном Таймыре гнейсы встречаются только в южной половине п-ова Челюскина в ядрах антиклинальных структур. Мощность свиты, непосредственно наблюдаемая в разрезах, превышает 2000 м, в действительности же она, возможно, значительно выше. Верхняя карская свита сложена несравненно более однообразными и несколько менее раскристаллизованными породами, чем нижняя карская свита. В ней преобладают среднезернистые и мелкозернистые гранат-слюдяные плагиогнейсы, причем альмандино-биотитовые гнейсы развиты в отдалении от интрузий двуслюдяных гранитов, а альмандино-биотито-мусковитовые гнейсы сопутствуют этим интрузиям, нередко превращаясь в мусковитовые гнейсы со ставролитом. По всему разрезу верхней гнейсовой свиты встречаются пачки альмандино-роговообманковых гнейсов, содержащих заметные, иногда незначительные, количества биотита. Вообще последних несколько больше в верхней карской свите, чем в нижней. В них роговая обманка значительно более железистая, чем в аналогичных породах нижней карской свиты.

Плагиоклаз, преобладающий в гнейсах описываемой свиты, весьма постояен по составу и представлен кислым андезином до олигоклаза-андезина. Значительное уменьшение количества плагиоклаза приближает гнейсы к сланцам и определяет переход верхней карской свиты в вышележащую фаддеевскую свиту. Вместе с мусковитом в гранат-слюдяных гнейсах иногда появляется незначительное количество фибролита и кордиерита. Характерно отсутствие пачек графитизированных гнейсов. В верхних частях свиты появляются маломощные прослои минерализованных мраморов.

Преобладание гранато-слюдяных гнейсов в обеих свитах (в нижней — небольшое, а в верхней — значительное) свидетельствует об одинаковых условиях метаморфизма этих свит. Другие значительные отличия в минералогическом составе гнейсов обеих свит нельзя объяснить только процессами избирательного метаморфизма. Вероятно, они обусловлены различным составом исходных осадочных отложений. В этом отношении характерно значительное преобладание алюминия и магния в составе цветных минералов гнейсов нижней свиты и повышенное содержание кальция и отчасти железа в гнейсах верхней свиты. Подобные отличия зависят от изменения условий осадконакопления первичных отложений докембрия. При этом наиболее постоянное стратиграфическое положение характерно для силлиманитовых (фибролитовых) гнейсов, так как осадочные породы, за счет которых они образовались, могли отложиться только в особых палеогеографических условиях, когда происходило химическое разложение алюмосиликатов во время выветривания, с последующей дифференциацией продуктов выветривания и значительным обогащением осадков глиноземом.

Фаддеевская свита распространена по окраинам «гнейсового поля» северной части Таймыра, особенно в бассейне р. Коломейцева, а также встречается в ядрах и крыльях антиклинальных структур на побережьях Таймырской губы и залива Фаддея. Нижняя граница свиты неотчетлива, так как постепенно вверх по разрезу породы верхней гнейсовой свиты сменяются сланцами близкого к гнейсам состава. Верхняя граница может быть установлена довольно точно, поскольку местами, особенно на п-ове Челюскина, на эродированную поверхность гранато-

биотитовых сланцев ложатся с некоторым угловым несогласием метаморфизованные и рассланцованные туфопорфиры низов верхнего протерозоя. В этих разрезах максимальная мощность фаддеевской свиты составляет 1800—2000 м.

Состав фаддеевской свиты довольно пестрый. Это объясняется двумя причинами: а) несколько меньшей степенью метаморфизма сланцев по сравнению с гнейсами, в результате чего первичные осадочные породы оказались несколько слабее перекристаллизованными и иногда сохраняют неотчетливые реликты их первоначального облика; б) наложением процессов повторного метаморфизма, являющегося первичным для вышележащего комплекса метаморфических сланцев. При этом диафторические изменения неравномерно распределены в пределах гнейсово-сланцевой свиты. Они сильнее в районах тектонических нарушений и максимального проявления интрузивной деятельности; в значительно меньшей степени диафторез проявился в гнейсах вышеописанных свит.

В фаддеевской свите преобладают альмандино-биотито-кварцевые сланцы. Они повсеместно содержат пачки альмандино-роговообманково-кварцевых сланцев с переменным количеством биотита. Обе разновидности сланцев вблизи гранитоидных интрузий насыщены мусковитом. В нижней части свиты сланцы содержат некоторое количество олигоклаз-андезина и приближаются к гнейсам. Встречаются прослойки сланцев, совершенно лишенные кварца и состоящие почти целиком из тончайших пластинок слюд и мелких зернышек альмандина. В верхней части свиты сохранились маломощные прослойки перекристаллизованных гравелитов и конгломератов, сложенных галькой кварцитовидных пород с альмандином среди слюдяного цемента. Там же отмечены прослойки мраморов с тремолитом, гранатом и везувитом.

Все эти разнообразные породы и прежде всего альмандино-биотитовые сланцы под влиянием диафтореза заметно изменяют свой состав. В первую очередь исчезают кристаллики альмандина, по которым образуются псевдоморфозы хлоритовых агрегатов. Роговая обманка замещается актинолитом. Вместо крупных пластинок биотита и мусковита развиваются тонкочешуйчатые агрегаты серицита и бледно-коричневого биотита. В породах некоторых пачек появляются бластомилонитовые структуры паракристаллитов — структуры «снежных комьев», свидетельствующие о перекристаллизации сланцев в условиях тектонических подвижек. Часто подобные повторно метаморфизованные сланцы приобретают облик филлитов.

Все эти свиты гнейсового комплекса нижнего протерозоя характеризуются общностью условий залегания и тектонических структур, процессов метаморфизма и магматических проявлений. К последним относятся многочисленные и разнообразные по форме и генезису интрузии гранитоидов, а также древнейшие тела основных друзитов. На Западном Таймыре эти свиты, закономерно сменяя друг друга, образуют единый гнейсовый массив, а на Восточном Таймыре встречаются в ядрах наиболее глубоко эродированных докембрийских антиклинальных структур.

Верхнепротерозойская подгруппа

Прончищевская свита имеет широкое распространение среди докембрийских отложений, особенно на п-ове Челюскина. Она залегает с угловым несогласием на размытой поверхности гнейсового комплекса нижнего протерозоя. Мощность прончищевской свиты колеблется от 1200 до 2000 м. На Восточном Таймыре в составе свиты преобладают вулканогенные туфолавовые образования, а на Западном Таймыре туффиты и терригенные отложения типа аркозовых песчаников, с отдель-

ными горизонтами туфов, покровами порфиритов и, реже, базальтов. Там эти породы, по-видимому, окаймляют гнейсовый массив.

Однообразные по внешнему облику зеленые сланцы в действительности являются разнообразными, сильно измененными эффузивами и их туфами, переслаивающимися с метаморфизованными терригенными осадками. В результате метаморфизма бывшие покровы порфиритов и, реже, базальтов превращены в амфиболо-биотитовые и эпидото-амфиболовые сланцы, а мощные горизонты туфов и туффитов — в актинолито-эпидото-хлоритовые сланцы, местами с значительной примесью кварцевых зернышек. В зеленых сланцах с бластическими структурами сохранились гналопилитовые и стекловатые участки, а также сильно измененные вкрапленники плагиоклаза. В большинстве своем сланцы состоят из мельчайших участков различного состава, представляющих собой обломочки туфа и цементирующее их стекло, разложенные в процессе метаморфизма в эпидотовые и хлоритовые агрегаты. Метаморфизованные песчаники в этой свите также превращены в зеленые хлоритовые сланцы с значительной примесью эпидота. В них встречаются прослои мраморизованных доломитов и известняков, обогащенные хлоритом и эпидотом.

В северо-восточной части п-ова Челюскина среди актинолито-эпидото-хлоритовых и эпидото-хлорито-кварцевых сланцев развиты покровы спилитов. Спилиты заметно рассланцованы и имеют облик афанитовых пород, в которых, кроме эпидота, хлорита и актинолита, в значительных количествах содержится альбит. Сохранились первичные структуры миндалекаменных спилитов, порфиоровые с гналопилитовой и пилотакситовой основной массой. Спилиты, которые, вероятно, являются подводными излияниями основной магмы, венчают разрез отложенный прончищевской свиты.

Октябрьская свита имеет наибольшее распространение в бассейне р. Широкой на п-ове Челюскина, где мощные горизонты кварцитов и филлитов перемежаются с зелеными хлорито-серичитовыми сланцами. Здесь ее мощность достигает 1000 м. В нормальных разрезах выше кровли прончищевской свиты, среди типичных филлитов, появляются вначале маломощные, а затем значительные горизонты слюдистых кварцитов мощностью 300—400 м. Горизонты кварцитов переслаиваются с пачками хлорито-серичито-кварцевых сланцев. В верхней части свиты нередко встречаются линзовидные прослои метаморфизованных кварцевых конгломератов. Исчезновение горизонтов кварцитов среди однообразной толщи филлитовых сланцев знаменует собой переход к вышележащей ждановской свите.

Октябрьская свита на Западном Таймыре претерпевает существенные изменения в своем составе. Мощность ее увеличивается до 1500 м. Здесь, в основании филлитовой толщи преобладают метаморфизованные псаммитовые осадки. Но, наряду с кварцевым обломочным материалом, в них содержится большое количество зерен полевых шпатов, отчего метаморфизованные аркозовые песчаники преобладают над кварцитами. Подобное изменение характера осадков по простиранию прежде всего объясняется расположением источников сноса, из которых важнейшим для формирования псаммитовых отложений являлся древний «гнейсовый массив», насыщенный интрузиями гранитоидов. Его близость к верхнепротерозойской геосинклинальной области на Западном Таймыре обусловила накопление обломочной аркозовой ассоциации. При дальнейшей транспортировке в область Восточного Таймыра полевые шпаты разрушались, превращаясь в глинистые осадки, а кварцевые обломки, выдержав значительную транспортировку от источников сноса, накапливались в тех же геосинклинальных условиях и впоследствии были преобразованы в кварциты. Малая величина зерен в кварцитах по сравнению с метаморфизованными песчаниками также объясняется

большей протяженностью транспортировки кварцевого обломочного материала по сравнению с аркозовым.

Ждановская свита пользуется максимальным площадным распространением среди отложений верхнего протерозоя и является наиболее мощной. Границы свиты устанавливаются по резкой смене фаций. Нижняя граница ее выявляется по смене кварцитов и метаморфизованных аркозовых песчаников мощной толщей кварцево-серицитовых сланцев с прослоями доломитов, а верхняя граница устанавливается по изменению литологического состава породы, когда филлиты опять сменяются метаморфизованными песчаниками с покровами измененных порфиров. Мощность свиты значительно колеблется и составляет от 1700 до 2600 м.

На п-ове Челюскина нижняя часть свиты сложена преимущественно хлорито-серицито-кварцевыми сланцами (типичными филлитами), среди которых наблюдаются отдельные выдержанные по простиранию горизонты мраморизованных доломитов и, реже, известняков мощностью от 30 до 120 м каждый. Выше хлорито-серицитовые сланцы сменяются кварцево-серицитовыми, среди которых встречаются менее мощные горизонты не только мраморизованных доломитов, но и кварцитов. Венчают разрез свиты мощные пачки графитизированных кварцево-серицитовых сланцев, лишенные горизонтов карбонатных пород. Имеющийся в породах графит образуется по распыленному углестому веществу и представлен аморфно-подобными агрегатами.

Несколько иной, но в общем довольно близкий состав имеет описываемая свита на Западном Таймыре. В основном она сложена типичными филлитами, среди которых хлорито-серицитовые сланцы преобладают над серицитовыми. В верхней части свиты также развиты графитизированные сланцы, но степень графитизации в них распыленного углестого материала еще менее значительна. Наряду с самостоятельными более редкими горизонтами мраморов встречаются своеобразные известковисто-доломитовые сланцы.

Таким образом, самым характерным для этой свиты является преобладание первичных алеврито-пелитовых отложений над псаммитовыми и появление в значительных количествах карбонатных осадков, особенно доломитов. Фациальная изменчивость осадков на протяжении 600—700 км затушевана чрезвычайно однообразными процессами регионального метаморфизма. Она проявляется лишь в постепенном уменьшении с востока на запад количества карбонатных отложений, которые на крайнем западе (п-ов Рыбный) почти полностью исчезают. К отложениям этой свиты приурочены многочисленные пластовые интрузии, сложенные метаморфизованными габбро-диабазами и диабазами, вплоть до ортоамфиболитов.

Лаптевская свита венчает протерозойские отложения. Она не имеет сплошного площадного развития в области докембрия. Будучи сильно эродированной, лаптевская свита слагает отдельные изолированные пятна, залегающая согласно на породах подстилающей свиты. В разных районах ее видимая мощность колеблется от 400 до 1200 м и к западу несколько увеличивается, так как на Западном Таймыре свита сохранилась лучше, чем на Восточном Таймыре.

В основании этой свиты залегают маломощные горизонты метаморфизованных кварцевых конгломератов, переслаивающихся с серицито-кварцевыми сланцами. Постепенно вверх по разрезу увеличивается количество прослоев разнообразных метаморфизованных песчаников (кварцевых на востоке полуострова и аркозовых на западе), которые вообще преобладают в данной свите. В верхней части свиты среди метаморфизованных песчаников содержатся маломощные горизонты мраморов. Венчается свита покровами метаморфизованных и рассланцованных фель-

зит-порфиоров, альбитофиоров и их туфов, причем последние имеют подчиненное значение.

По внешнему облику эффузивы напоминают рассланцованные кварциты. Однако микроскопическое изучение позволяет обнаружить в них порфиоровые выделения (размерами 1—3 мм) кварца и альбитизированного плагиоклаза, заключенных в фельзитовую кварцево-полевошпатовую основную массу, пронизанную обильными чешуйками серицита. Вкрапленники местами оплавлены и катаклазированы. Основная масса нередко перекристаллизована, отчего ее структура становится микрогранобластовой. В основной массе альбитофиоров среди микрофельзитового агрегата кварца заключены обильные микролиты альбита. В этих альбитофиорах чешуйки хлорита преобладают над серицитом. В них же встречается обильная вкрапленность пирита.

Три последние свиты верхнего протерозоя залегают согласно и перерывов между ними не обнаружено. Они собраны в изоклинальные крутые складки, имеющие одинаковое простирание.

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Кембрийские отложения широко распространены по северной окраине Таймырского полуострова от устья р. Пясины вплоть до западного побережья залива Фаддея моря Лаптевых. Они окаймляют с юга и востока протерозойские толщи.

Отложения кембрия впервые установлены Ф. Г. Марковым, которым они были выделены из комплекса нерасчлененного кембро-силура. Предложенное Ф. Г. Марковым в 1942 г. трехчленное разделение кембрийских отложений для бассейна р. Нижней Таймыры нашло свое подтверждение при последующих исследованиях и для других участков Таймырского полуострова. Достоверная фауна обнаружена лишь в отложениях среднего кембрия. Отложения нижнего и верхнего отделов кембрия определены по стратиграфическому положению их в разрезе нижнепалеозойского комплекса осадков.

Нижний отдел

По данным Б. Х. Егиазарова, М. Н. Злобина, О. А. Новикова, М. Г. Равича и Ф. И. Иванова, нижняя стратиграфическая граница отложений нижнего кембрия устанавливается по несогласному залеганию их на размытой поверхности протерозойских образований. Верхняя же стратиграфическая граница нижнекембрийских отложений определяется по появлению остатков среднекембрийской фауны.

Отложения нижнего кембрия слагают неширокую полосу, прослеживаемую непрерывно на всем протяжении от побережья Пясинского залива вплоть до р. Ленинградской.

Литологический состав нижнекембрийских отложений неодинаков. По материалам Е. А. Величко, в районе между п-овом Рыбачьим Пясинского залива и долиной среднего течения р. Ленивой к нижнему кембрию относится пестроцветная толща мощностью более 1000 м, слагающаяся рассланцованными песчаниками и глинистыми сланцами с прослоями различно окрашенных доломитов и известняков. Аналогичный разрез нижнего кембрия установлен М. Г. Равичем и Ф. И. Ивановым в восточной части Таймыра — в бассейне верховьев р. Ленинградской, где мощность отложений возрастает до 1400—1500 м. Такого же типа нижнекембрийские отложения констатированы М. Н. Злобиным и в районе нижнего течения р. Преградной, где мощность их снижается до 1000—1100 м. Однако в бассейне р. Нижней Таймыры литологический состав нижнекембрийских отложений несколько иной, чем в вышеуказанных пунктах. Здесь только низы разреза представлены пестроцветными, несколько

измененными глинистыми и песчано-глинистыми сланцами с прослоями песчаников, доломитов и известняков. Остальная же часть разреза слагается темно-серыми, преимущественно массивными и толстослоистыми водорослевыми доломитами и доломитизированными известняками. Иногда среди них наблюдаются прослой глинистых и карбонатно-глинистых сланцев. По данным Ф. Г. Маркова, здесь мощность нижнекембрийских отложений не превышает 1000—1100 м, но А. В. Щербаков и С. А. Логачев считают, что она не менее 2500 м.

Средний отдел

Отложения среднего кембрия распространены примерно в одинаковой степени, как и осадки нижнего кембрия. Они слагают непрерывную полосу шириной от 5—8 до 25—30 км, простирающуюся в северо-восточном направлении из района устья р. Пясины в бассейн среднего течения р. Ленинградской. Среднекембрийские отложения непосредственно прилегают к зоне развития нижнекембрийских образований, следуя почти на всем протяжении вдоль южной границы последних, и только на междуречье верхнего течения рр. Траутфеттера и Ленинградской они располагаются к северу от полосы развития нижнекембрийских отложений.

В Пясинском районе, по всей вероятности, среднекембрийский возраст имеет отложения самой верхней части нижней толщи и низов верхней толщи разреза кембро-силура, устанавливаемого Е. А. Величко и Л. С. Пузановым в бассейнах рр. Четырех и Спокойной, впадающих с востока в Пясинский залив, и на участке истоков рр. Бинюда и Темная. Это толща осадков имеет мощность не менее 600 м. В нижней части она слагается алевролитами и мелкозернистыми песчаниками с прослоями доломитов, глинистых сланцев и конгломератов. Верхняя часть толщи состоит из рассланцованных глинисто-доломитовых пород с тонкими прослоями доломитов.

Литологический состав среднекембрийских отложений остается почти неизменным вплоть до района верховьев р. Шренка. Здесь, по данным Е. А. Величко и О. М. Пыпиной, имеется нерасчлененная толща средней и верхнекембрийских отложений, которая, по-видимому, несогласно перекрывает нижнекембрийские породы. Нижняя половина этой толщи (мощностью 1000—1100 м), представленная преимущественно алевролитами и глинистыми сланцами с подчиненными прослоями известняков, а также с редкими линзами конгломератов в низах разреза, вероятно, является среднекембрийской.

К востоку в разрезе среднекембрийских отложений преобладающими становятся карбонатные породы. В районе р. Нижней Таймыры, согласно данным Ф. Г. Маркова и А. В. Щербакова, разрез среднего кембрия представлен светло-серыми и темными, толстослоистыми и среднеслоистыми, иногда несколько окремненными водорослевыми доломитами с подчиненными пластами доломитизированных известняков. Среди них в верхней части нижней половины разреза наблюдаются пакки темно-серых, зеленоватых, вишнево-красных и пятнистых известково-глинистых и глинистых сланцев, заключающих отдельные тонкие прослои водорослевых доломитов, доломитизированных и чистых известняков. В последних установлено присутствие пластичного битума, заполняющего промежутки между зернами карбонатов.

Из органических остатков нередко находились остатки водорослей, среди которых П. С. Краснопеева определила в нижней и верхних частях разреза форму *Collenia* ex gr. *umbella* Masl. Мощность среднекембрийских отложений определена в пределах 1900—2500 м.

Сходный разрез среднекембрийских отложений констатирован М. Н. Злобиным в бассейне среднего течения рр. Ленинградской и Траут-

феттера. Здесь в основании разреза залегают серые и розовато-серые, плотные, брекчиевидные известняки, располагающиеся на песчаниках нижнего кембрия. В верху этой толщи мощностью до 300—400 м имеются грубые известняковые конгломераты. Выше следуют серые мелкозернистые крепкие известняки мощностью 100 м. Их сменяют черные, фиолетовые и зеленовато-серые известково-глинистые сланцы мощностью 150 м. Затем следует толща темно-серых и светло-серых водорослевых известняков, перемежающихся между собой. Мощность их 650—850 м. Среди них встречаются отдельные горизонты из дробленых пород и оолитовых разновидностей. В верхней части разреза обнаружены остатки трилобитов среднего кембрия, которые, по определению Н. Е. Чернышевой, представлены формами: *Linguagnostus grönwalli* Kob., *Peronopsis* ex gr. *fallax* (Lins.), *P. aff. cylindrica* Wester., *Bailiaspis* aff. *dalmati* (Ang.), *Solenopleura magna* N. Tchern., *Anomocariodes* cf. *limbata* (Ang.), *Anopolenus* sp. Общая мощность среднекембрийских отложений в этом районе равна 1200—1500 м.

По направлению к истокам р. Ленинградской в общем сохраняется карбонатный состав среднекембрийских отложений, несмотря на то, что местами среди известняков начинают появляться сланцевые породы.

Верхний отдел

Верхнекембрийские отложения выделены по стратиграфическому положению их между заведомо среднекембрийскими и ордовикскими отложениями. Остатков фауны в верхнекембрийских отложениях пока не обнаружено.

Отложения верхнего кембрия распространены преимущественно в центральной части Таймырской складчатой области. Они образуют неширокую полосу северо-восточного простирания в Припясинском районе — от левобережья р. Четырех до истоков р. Ленивой, а также на участке от верхнего течения р. Шренка до среднего течения р. Ленинградской.

Судя по материалам Е. А. Величко и Л. С. Пузанова, в Припясинском районе к верхнему кембрию следует относить толщу светло- и темно-серых, от тонко- до толстослоистых и массивных доломитизированных известняков и доломитов, перемежающихся с тонкими пачками и прослоями черных, иногда битуминозных, глинистых сланцев. Мощность верхнекембрийских отложений 400—500 м. В низах разреза толщи присутствуют не выдержанные по простиранию горизонты, состоящие из черных кремневых стяжений. Появление последних и резкое отличие литологического состава пород от подстилающей толщи определяют нижнюю стратиграфическую границу верхнекембрийских образований. Верхняя же граница их устанавливается по подошве горизонта карбонатных пород, заключающих остатки брахиоподовой и птероподовой фауны, известной из ордовикских отложений.

Примерно такой же карбонатный состав имеют верхнекембрийские отложения в районе верхнего течения р. Шренка. Далее, вниз по течению этой реки, наблюдается постепенное исчезновение доломитов.

В разрезе, обнажающемся в долине среднего течения р. Нижней Таймыры, по данным Ф. Г. Маркова и А. В. Щербакова, верхний кембрий представлен главным образом черноватыми и темно-серыми массивными и толстослоистыми известняками с остатками водорослей *Collenia* sp. Среди них иногда встречаются прослои несколько окремненных известняков, обладающих слабым битуминозным запахом. Местами в верху разреза наблюдаются конгломератовидные известняки. Мощность верхнекембрийских отложений в районе среднего течения р. Нижней Таймыры колеблется в пределах от 900 до 1600 м. Они залегают трансгрессивно на карбонатной толще среднего кембрия, отделяясь от последних маломощным горизонтом конгломерата, сложенного гальками разно-

образных известняков. Верхняя стратиграфическая граница верхнекембрийских отложений определяется по появлению остатков ордовикской фауны в перекрывающих отложениях.

По мере движения на северо-восток от этого участка в составе известняковой толщи верхнего кембрия появляются прослой глинистых и известково-глинистых сланцев, либо чистые известняки замещаются глинистыми разновидностями. Более чистые известняки сохраняют битуминозный запах. Мощность верхнекембрийских отложений в бассейне среднего течения рр. Траутфеттера и Ленинградской, по данным М. Н. Злобина, не превышает 250 м. По мнению М. Г. Равича и Ф. И. Иванова, верхнекембрийские отложения имеют такую же мощность и в районе верховьев р. Ленинградской.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Исследованиями Н. Н. Урванцева впервые было доказано, что в геологическом строении Таймырской складчатой области существенную роль играют силурийские отложения, которые в свете современных представлений могут быть расчленены на отложения ордовикской и собственно силурийской систем.

К настоящему времени совершенно четко определилось, что отложения ордовика имеют достаточно широкое распространение в пределах Таймыра. Чаще всего они слагают отдельные разобщенные участки различной протяженности и конфигурации в средней зоне складчатой области между Пясинским заливом и побережьем моря Лаптевых.

Ордовикские отложения обнажаются на участке между мысами Южный и Восточный Пясинского залива, в районе истоков рр. Бинюда и Ленивой, в бассейне среднего течения р. Тареи, на междуречье верховьев рр. Тареи и Верхней Таймыры, по правобережью среднего и нижнего течений р. Шренка, верхнего и среднего течений р. Нижней Таймыры, по обоим берегам нижнего течения р. Траутфеттера, правобережью среднего течения и в истоках р. Ленинградской, в долинах рр. Преградной и Ключевки, а также в районе мыса Андрея на побережье моря Лаптевых. Довольно значительная площадь ордовикских отложений имеется на п-ове Челюскина — в районе междуречья Каменной, Кельха и Гольцовой (Широкой).

Пока еще нет достаточного палеонтологического материала для того, чтобы провести расчленение ордовикских отложений до отделов на всей площади Таймырского полуострова. В виду этого приводим общее описание разрезов отложений ордовикской системы.

В районе правобережья Пясинского залива ордовикский возраст, по-видимому, имеет карбонатная толща мощностью 500 м, сложенная доломитами, доломитизированными известняками и чистыми известняками, переслаивающимися с тонкими прослоями карбонатно-глинистых и глинистых сланцев. Последние иногда включают мелкие включения битуминозного вещества, а известняки обладают сероводородным запахом. Нижняя половина этой толщи представляет собой самые верхи так называемой «верхней толщи» нерасчлененных отложений кембро-силура, установленных Е. А. Величко и Л. С. Пузановым, а верхняя половина ее является, по данным этих исследователей, нижней частью разреза предположительно верхнесилурийских отложений (в прежней номенклатуре). В выделенных ордовикских отложениях выявлены остатки неопределимых брахиопод, мшанок и криноидей. Нижняя стратиграфическая граница ордовикских отложений выражена неотчетливо, так как здесь породы верхнего кембрия постепенно сменяются ордовикскими отложениями. Что касается верхней стратиграфической границы ордовикских отложений, то она определяется достаточно четко по появлению

горизонта песчаников, над которыми залегают карбонатные породы силурийского возраста.

Более мощная толща карбонатных пород обнажается в бассейне верхнего и среднего течений р. Тарей и в районе истоков рр. Ленивой, Шренка и Верхней Таймыры. Она слагается светло- и темно-серыми, местами различно окрашенными, толстослоистыми и массивными известняками, доломитизированными известняками и отчасти доломитами, иногда чередующимися с пачками известково-глинистых и глинистых сланцев. Местами карбонатные породы заключают тонкие прослои и линзы кремнистых стяжений, либо тонкую примесь песчаного материала. По данным В. И. Тычинского и С. М. Тильмана, мощность ордовикских отложений в этом районе достигает 1500 м. В них обнаружены остатки фауны, которые, согласно определению М. И. Болховитиной, представлены следующими формами: кораллы — *Palaeofavosites alveolaris* (Goldf.), *P. alveolaris* (Goldf.) aff. var. *simplex* Tchern., *Alveolites crassispinus* var. *minimus* Sok., иглокожие — *Cystoidea* sp. indet., мшанки — *Phylloporina* aff. *reticulata* Ulr., и *Rhynchidictya* sp. Из брахиопод были установлены формы (определение А. Н. Сокольской) *Rafinesquina* cf. *umbrella* (Salt.) и *Skenidium* cf. *comptum* (Salt.). Помимо того, обнаружены остатки Dasycladacea из группы зеленых водорослей и *Girvanella* из группы сине-зеленых водорослей. Судя по составу фауны, в частности кораллов, можно полагать, что в эту толщу была включена часть отложений лландоверского яруса, т. е. силурийской системы.

В отложениях ордовика, прослеживаемых по правобережью среднего и нижнего течений р. Шренка, наблюдается увеличение терригенных осадков среди общей массы карбонатных пород. С. М. Тильман и Л. С. Пузанов дают следующую характеристику отложений ордовика. Здесь разрез отложений в основном слагается разнообразными известняками, которым подчинены прослои и мощные пачки (до 100—150 м) черных глинистых и известково-глинистых сланцев. Последние заключают пласты мелкозернистых песчаников и алевролитов. Значительная часть известняков содержит в различных количествах глинистый и песчаный материал. Мощность ордовикских отложений около 1000 м. Они заключают остатки фауны трилобитов *Basilicus* sp., *Trinucleus* sp., *Tretaspis* cf. *buclandi* (Vagr.), которые, по мнению Т. Г. Ильиной, присущи для лландейльского и карадокского ярусов. Помимо того, тут же были найдены остатки брахиопод *Rafinesquina* sp., неопределимых гастропод и кораллов. Ордовикские отложения лежат на частично размытых конгломератовидных известняках верхнего кембрия (?) и отделяются горизонтом песчаных известняков от фаунистически охарактеризованных вышележащих силурийских отложений.

По правобережью и в долине среднего течения р. Нижней Таймыры литологический состав ордовикских отложений несколько изменяется за счет уменьшения терригенных осадков. Толща ордовика мощностью 800—900 м сложена темно-серыми и серыми, толсто- и тонкослоистыми известняками с тонкими пачками и прослоями темных глинистых и известково-глинистых сланцев и серых известковистых песчаников. Вверху разреза имеются отдельные тонкие пласты доломитизированных известняков и мергелей. Из коллекции органических остатков, привезенной А. В. Щербаковым с участка устья р. Броды, Б. С. Соколовым были определены кораллы: *Palaeohalysites minimus* Tchern. ex gr. *pulchellus* Wilson, *P. excharoides* Lam., *Liopora* cf. *goldfussi* Bill., *Cyrtophyllum* ex gr. *lambei* (Schuch.), а В. А. Востоковой установлены гастроподы — *Lesueurilla mathiasenti* Teichert и *Maclurtina mantobensis* Whin.

К северо-востоку от этого района в составе ордовикских отложений намечается последовательное увеличение глинистых пород. В верховьях

рр. Траутфеттера, Ленинградской, Жданова, Северной и Ньюкараку-Тари широкое развитие имеют черные и серые глинистые и известково-глинистые сланцы, которым подчинены пачки и отдельные пласты тонко- и среднеслоистых, реже толстослоистых, чистых и глинистых известняков. Иногда породы обогащены углистым пигментом, а в сланцах встречаются мелкие зерна и стяжения пирита. Мощность ордовикских отложений колеблется в пределах от 600 до 1500 м. Они залегают согласно либо на частично размытых породах кембрия.

Верхняя стратиграфическая граница ордовикских отложений определялась достаточно четко по смене фаунистических комплексов. Здесь в составе ордовикских отложений выявлены осадки тремадокского, аренигского, лландейльского и карадокского ярусов. Выделение их обосновано главным образом по фауне граптолитов. Согласно заключению А. М. Обути, среди остатков фауны из коллекций М. Н. Злобина и М. Г. Равича и Ф. И. Иванова были установлены остатки граптолитов *Dictyonema* ex gr. *flabelliforme* (Eichw.), характерной для тремадокского яруса. Наличие отложений аренигского яруса определено по остаткам граптолитов: *Isograptus* sp., *Glyptograptus* sp., *Didymograptus* sp., *Petrograptus* ex gr. *ammi* Elles et Wood. Отложения лландейльского яруса содержат остатки: *Dicranograptus* ex gr. *ramosus* (Hall), *Leptograptus* sp., *Diplograptus* sp., *Glossograptus* sp., а карадокские отложения: *Orthograptus* ex gr. *pageanus* Lapw., *O.* ex gr. *truncatus* Lapw., *Dicranograptus* sp., *Dicellograptus* sp., *Climacograptus* sp. и *Glossograptus* sp. В районе истоков р. Ленинградской М. Н. Злобиным также были обнаружены остатки трилобита *Chetrorurus ingriscus* Schm. в отложениях карадока.

Севернее вышеуказанного района, в бассейне р. Широкой на п-ве Челюскина, в составе ордовикских отложений отмечается еще большее количество терригенного материала. Здесь, по данным Л. Д. Мирошникова и М. Г. Равича, мощность ордовикских отложений достигает 2800 м. Они лежат согласно, а иногда располагаются на размытых более древних породах. Низы разреза ордовика представлены светло- и темно-серыми, несколько мраморизованными, тонкослоистыми известняками, в основании которых наблюдались линзовидные прослои алевро-псаммитовых и псаммито-алевритовых сланцев. Вверху известняки несколько обогащены глинистым материалом, а иногда и переслаиваются с тонкими прослойками глинистых сланцев. Мощность этих пород 1000—1500 м. Условно они отнесены к лландейло-аренигу. Выше согласно залегают толща темно-серых глинистых и песчано-глинистых сланцев с прослоями мелкогалечникового конгломерата. Выше по разрезу среди сланцев появляются прослои известняков. Мощность сланцевой толщи колеблется от 80—100 до 600—800 м. В ней довольно часто находились остатки граптолитов, среди которых А. М. Обутом были определены лландейльские формы *Glyptograptus* ex gr. *teretiusculus* (Hising.) *Climacograptus* aff. *scalaris* var. *miserabilis* Elles et Wood.

Сланцевая толща согласно перекрывается толщиной желтоватых и светло-серых массивных и слоистых мраморизованных известняков с прослоями вверху и внизу толщи известковистых песчано-глинистых и песчанистых сланцев. Мощность отложений равна 400—500 м. В галечнике аллювия этих известняков найдены остатки коралла *Rapidophyllum constellatum* Lindstr. Возрастное положение карбонатной толщи определено по стратиграфическому положению как лландейло — карадок, так как она находится между фаунистически охарактеризованными отложениями лландейло и лландовери.

Несколько восточнее вышеуказанных районов, в бассейне рр. Преградной и Ключевки, преобладающими породами в разрезе ордовикских отложений вновь становятся разнообразные известняки. М. Н. Злобин

отмечает, что в районе р. Преградной породы ордовика залегают, в всей вероятности, с угловым несогласием на отложениях кембрия.

К тремадокскому ярусу условно отнесена толща серых и темно-серых средне- и тонкослоистых известняков с прослоями черных глинистых сланцев в средней части разреза. Мощность тремадокских отложений определяется в 450—500 м. В аналогичных отложениях, обнажающихся в бассейне р. Большой Коралловой, были обнаружены остатки граптолита *Dictyonema* ex gr. *flabelliforme* (Eichw.). К отложениям арендского яруса условно отнесена толща черных известково-глинистых сланцев, перемежающихся в нижней части разреза с темно-серыми битуминозными известняками. Мощность этой толщи равна 450—550 м.

Лландейльские отложения характеризуются известково-глинистыми и глинистыми сланцами с прослоями и пачками черных и темно-серых известняков в самом низу и в верху разреза. Из фауны граптолитов А. М. Обутом установлены формы *Dicellograptus* ex gr. *caduceus* Lapw., *Glossograptus hinckii* (Hork.) и *Glyptograptus* sp., а Е. А. Балашевой определены трилобиты *Isotelus fieldi* Raymond., *Pterygometopus gracilens* Raymond., *Remopleurides* sp., *Iliaenus laevis* Raymond., *I. marginalis* Raymond. и *Ampyx* sp. По заключению О. Н. Андреевой, брахиоподы представлены формами *Rafinesquina* sp., а из гастропод В. А. Востоковой обнаружены остатки *Thochonema* sp. Мощность лландейльских отложений равна 500—650 м. Они сменяются толщей нерасчлененных отложений лландейльского и карадокского ярусов, представленной в основном разнообразными органогенными известняками, среди которых в нижней и средней частях разреза наблюдаются редкие прослой и линзы известково-глинистых сланцев. Породы заключают обильные остатки фауны: брахиопод — *Mtmella panna* Andr., *Rafinesquina* sp., *Camarotoechia* sp. и гастропод — *Maclurites biysbyi* Hall, *M. logani* Salt., *M. cincatus* Whitf. и *M. crassus* Utr. et Scof.; головоногих — *Tripteroceras planoconvexum* (Hall), *Ormoceras* cf. *covingtonense* Foerste et Teichert, *Beloitoceras* cf. *plebetum* (Hall), *Armenoceras madisonense* Foerste et Teichert, *Endoceras manitobense* Foerste, *Stereoplasmoceras pseudoseptatum* Grabau (определения З. Б. Балашева); трилобитов — *Isotelus remigium* Eichw., *I. marginalis* Raymond., *Pterygometopus gracilis* Raymond., *Monoracos* cf. *magnus* Gram., *Ampyx sergunkovae* Weber и *Iliaenus* sp.

Мощность лландейло-карадокских отложений 980—1280 м. Они согласны перекрываются фаунистически охарактеризованными осадками лландовери. Общая мощность ордовикских отложений в бассейне р. Преградной достигает 2400—3000 м, т. е. она значительно больше, чем в других районах Таймыра.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Отложения силурийской системы занимают примерно такую же площадь, как и отложения ордовика. Ими сложены значительные пространства срединной части гор Бырранга, образуя различной ширины зону, протягивающуюся в северо-восточном направлении из района правобережья р. Пясины вплоть до восточного побережья залива Фаддея (море Лаптевых). В пределах западного окончания этой зоны наблюдается разделение ее на ряд выклинивающихся участков и узких полос, которые скрываются под вышележащими палеозойскими породами. Одна из таких полос прослеживается от истоков р. Бинюда и верховьев р. Тареи. Несколько выклинивающихся участков отмечено в районе нижнего течения р. Тареи.

По направлению к востоку все эти отдельные полосы расширяются и, соединяясь воедино, образуют почти сплошную площадь развития

силурийских пород на территории междуречья Тарей, Ленивой, Шренка и Верхней Таймыры шириной около 60 км. Отсюда силурийские отложения простираются по правобережью р. Шренка в виде резко сужающейся непрерывной полосы шириной до 8—10 км. Она пересекает долину р. Нижней Таймыры в районе устья р. Траутфеттера и далее, расширяясь, направляется через истоки р. Ленинградской к устьям рр. Преградной и Ключевки. Силурийские породы установлены на участке междуречья верхних течений рр. Ключевки и Географов, а также в бассейне среднего и нижнего течений р. Каменной и по правобережью р. Гольцовой (Широкой) — на п-ове Челюскина.

Стратиграфические границы силурийских отложений достаточно четко определяются по обильным остаткам фауны. Однако при этом не представляется возможным провести повсеместно расчленение силурийских отложений на ярусы. Только лишь в некоторых пунктах полуострова обнаруживались фаунистически охарактеризованные отложения того или иного яруса силура, реже нескольких ярусов совместно.

В Припясинском районе довольно полный разрез силурийских отложений изучен Н. П. Аникеевым и А. И. Гусевым. По их данным, в бассейне среднего течения р. Тарей и на участке верхнего течения р. Бинюда силурийские отложения представлены преимущественно серыми и темно-серыми, толсто- и тонкослойными известняками, заключающими редкие пачки известково-глинистых сланцев. Последние имеют серую до черной окраску, иногда с зеленоватыми оттенками. Известняки частично окремнены и включают линзовидные и гнездобразные стяжения черного кремнистого вещества. Среди них нередко встречаются прослой темно-серых и черных пахучих известняков, реже светло-серых и белых тонкозернистых кристаллических разновидностей. В верху разреза в породах присутствуют мелкие включения асфальтита. Мощность силурийских отложений равна 1500—1700 м.

В известняках обнаружены обильные остатки разнообразной фауны. Отсюда Б. Б. Чернышевым были определены кораллы: *Favosites gothlandicus* Lam., *r. gothlandicus* Lam. var. *vatgacensis* Tchern., *F. jakowlew* Tchern., *F. undulatus* Tchern., *Palaeofavosites alveolaris* (Goldf.), *P. alveolaris* (Goldf.) var. *maxima* Tchern., *Palaeohalysites gothlandicus* (Jabe), *Halysites* ex gr. *catenularia* L. и ряд новых форм родов *Pachypora*, *Columnaria* и *Diplophyllum*. В большом количестве имеются остатки строматопор, среди которых В. Н. Рябининым были установлены *Clathrodactyon kirgisticum* Riab. и *Actinostroma* sp. nov. Из мшанок В. П. Нехорошевым обнаружены остатки *Phaenopora excellens* Bill. Кроме того, имеются остатки башенковидных и спиральнозавитых гастропод, также неопределимых головоногих. По заключению О. И. Никифоровой, брахиоподы представлены формами: *Barandella besciensis* Twen ch., *Pentamerus oblongus* Sow., и *Orthis* sp. Из трилобитов обнаружены остатки *Monoracos lopatini* Schmidt (определение Н. Е. Чернышевой).

Примерно таким же литологическим составом характеризуются силурийские отложения более восточных участков верховьев рр. Тарибигай и Шренка. Однако к северу от этих площадей — в районе истоков рр. Тарей, Ленивой и Шренка — карбонатные породы обогащаются терригенным материалом. По данным В. И. Тычинского и С. М. Тильмана, толща силурийских отложений мощностью 800—1000 м представлена серыми, темно-серыми, палевыми и коричневыми песчанистыми и чистыми известняками, перемежающимися между собой. В самом верху разреза имеются прослой известково-глинистых сланцев. Известняки заключают остатки водорослей и разнообразной фауны. По определениям М. А. Болховитиной, Е. Д. Сошкиной и В. А. Сытовой здесь имеются следующие формы кораллов: *Favosites gothlandicus* Lam. var. *sulcata* Tchern., *F. kennihoensis* Ozaki var. *regularis* Ozaki,

F. cf. urvanzevi Tchern., *Palaeofavosites alveolaris* (Goldf.), *P. alveolaris* (Goldf.) var. *borealis* Tchern., *Halysites cf. escharoides* Fischer—Benson, *Palaeohalysites gothlandicus* Jabe, *Heliolites ex gr. dectpiens* McCoy, *Plasmopora fallax* Tchern., *Mycophyllum uliformis* (Ether.), *Stauria prolifera* Jin.; брахиопод — *Camarella turienensis* Khodal., *Pentamerus cf. oblongus* Sow., *Virgiana barrandei* (Bill.) var. *anticostienstis* Twench., *Clodinda pseudolinguifera* Kozl., *Homoespira* aff. *aprintiformis* Hall, остракод — *Kloedenia* sp. и прочие неопределимые формы, а также неясные остатки трилобитов.

По мере приближений к р. Нижней Таймыре в составе карбонатных пород силура песчанистый материал исчезает. Так, в долине среднего течения этой реки разрез силурийских отложений характеризуется темно- и светло-серыми, от массивных до тонкослоистых, плотными и кавернозными, доломитизированными и чистыми известняками. Иногда они несколько окремнены и в отдельных горизонтах содержат стяжения темно-коричневого кремня. В верхней части разреза известняки перемежаются с тонкими прослоями и пачками, известково-глинистых и глинистых сланцев. Местами сланцы замещаются сильно глинистыми известняками. По данным Ф. Г. Маркова, мощность силурийских отложений в долине среднего течения р. Нижней Таймыры равна 1800—1900 м, тогда как А. В. Щербаков считает, что на правобережье этой же реки мощность отложений силура достигает 2900 м. Отсюда была собрана относительно богатая коллекция органических остатков.

Из коллекции, доставленной Н. Н. Урванцевым, Б. Б. Чернышев описал следующие формы силурийских кораллов: *Palaeofavosites alveolaris* (Goldf.) var. *simplex* Tchern., *F. histingeri* Edw. et Haime, *F. gothlandicus* Lam. var. *tatmyrica* Tchern., *Hexismia compacta* Roming., *Palaeohalysites gothlandicus* Yabe, *P. parallelus* Schmidt var. *tatmyrica* Tchern., *Propora arctica* Tchern. Изучение остатков фауны, привезенной Ф. Г. Марковым и А. В. Щербаковым, показало, что в бассейне среднего течения р. Нижней Таймыры имеются отложения лландовери, уинлока и лудлова. Лландоверские отложения охарактеризованы фауной кораллов (по определению Б. С. Соколова) *Favosites ex gr. favosus* Goldf., *F. sulcatus* Tchern., *F. cf. kuklini* Tchern., *F. forbesi* Edw. et Haime, *Palaearea lopatini* Lindstr., брахиопод — *Pentamerus ex gr. borealis* Eich. (определения О. И. Никифоровой). Вышележащие отложения лландоверивенлока содержат в себе остатки фауны: кораллов — *Favosites ex gr. borealis* Tchern., *F. vaigacensis* Tchern., *F. cf. kuklini* Tchern., *Heliolites interstinctus* Lin.; брахиопод — *Pentamerus* sp., *Plectatrypa imbricata* Sow. и *Catazyga* sp., строматопор — *Clathrodictyon cylindricum* Riab. и *C. ex gr. fascigiatum* Nich. Отложения венлокского яруса охарактеризованы фауной граптолитов. По заключению А. М. Обуя, здесь имеются остатки *Monograptus nudus* (Larw.), *M. alatus* Obut, *M. spiralis* (Gein.). Наличие отложений лудлова установлено по фауне *Pentamerus oblongiformis* Nikif., *Atrypa ex gr. reticularis* L. и *Atrypa* sp. (определения Д. В. Наливкина).

Полоса известняковых пород силура следует в верховья р. Траутфеттера, а оттуда через верховья р. Жданова в район среднего течения р. Преградной и бассейн нижнего и среднего течения р. Клюевки. Мощность отложений сохраняется в пределах 2000 м. Здесь комплекс фауны близок составу фауны бассейна р. Нижней Таймыры.

Помимо ряда вышеперечисленных форм кораллов и брахиопод, было установлено присутствие и других остатков фауны: кораллов — *Favosites* aff. *tarejaensis* Tchern., *F. jakowlewii* Tchern., *F. aff. undulatus* Tchern., *Palaeofavosites* aff. *turukhanicus* Sok., *Halysites* aff. *pseudoorthopteroides* Tchern., *H. aff. labyrinthicus* Goldf., *H. ex gr. catenularia* Lin., *Hexismia cf. compacta* Roming., *Columnaria williamsi*

(Chaidewick), (определения М. С. Жижинной); брахиопод — *Par-morthis* ex gr. *elegantula* (Dalm.), *Nicolella* sp., *Camarella* sp., *Virgiana barrandei* (Bill.), *Leptaena* cf. *rhomboidalis* Wilck., *Atrypa sublepada* Verp., *Lyssatrypa linguata* Sow., *Sptrifer pentameriformis* Tschern. (определения О. И. Никифоровой).

К северу от полосы распространения карбонатных пород наблюдается исчезновение известняков, которые почти нацело замещаются разнообразными сланцами. Так, в бассейне р. Каменной и на участке правобережья р. Гольцовой (Широкой) п-ова Челюскина, по данным М. Г. Разича и Л. Д. Мирошникова, установлен следующий разрез силурийских отложений. На песчанистых известняках карадока согласно залегают породы лландоверского яруса. Они представлены черными несколько филлитизированными глинистыми сланцами. Среди них имеются линзовидные прослои известково-глинистых сланцев, либо глинистых известняков. Сланцы заключают большое количество отпечатков граптолитов, которые, по мнению А. М. Обути, принадлежат формам *Pristiograptus* aff. *concinus* Larw., *Demtrastrites* sp. indet., и плохой сохранности остатки *Axonolipa*. Помимо того, тут же находились остатки растений класса *Calamophytales*. Мощность лландоверских отложений определяется в 400—500 м. Выше следует согласно залегающая толща черных и темно-серых алевропелитовых сланцев мощностью до 300—500 м. В низах толщи отмечается некоторая обогащенность более грубым песчанистым материалом. Здесь обнаружены остатки граптолитов, среди которых имеются и венлокские формы *Monograptus* aff. *riccartonensis* Larw., *M. ex gr. priodon* (В group).

Выше залегают толща таких же темноокрашенных рассланцованных алевролитов с прослоями пелитовых сланцев. Мощность ее равна 400—450 м. Из фауны имеются остатки граптолитов *Pristiograptus* ex gr. *dubius* (Suess) и неопределимых форм, а также в верху толщи ядра *Tentaculites* и отпечатки панцирей и хвостовых шипов ракообразных из отряда *Phyllocardia*. Общая мощность силурийских отложений в районе р. Гольцовой (Широкой) колеблется от 1100 до 1450 м.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Наличие девонских отложений на Таймыре впервые установил Т. П. Кочетков. В 1935 г. им были выделены из состава нерасчлененных отложений пермо — карбона на восточном побережье Енисейского залива фаунистически охарактеризованные верхнедевонские осадки. Позднее девонские породы были констатированы и в других пунктах полуострова.

Стратиграфическая граница между силурийскими и нижнедевонскими отложениями не совсем ясна, так как при совместном нахождении их, при переходе одних отложений к другим, не отмечается каких-либо особо резких изменений в фациях. Несколько иное положение наблюдается в отношении раздела верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений. Местами граница между ними определяется относительно четко по характерным комплексам фаун и литологическому составу толщ, либо по частичному перерыву в отложениях между ними, но иногда ввиду отсутствия надежных критериев для стратиграфического расчленения толщ она принимается условно. Находки остатков ископаемой фауны показывают, что на Таймырском полуострове имеются отложения всех трех отделов девонской системы.

Нижний отдел

Ограниченность палеонтологических остатков нижнедевонской фауны на Таймырском полуострове обуславливает некоторую неопределенность в установлении объема и площади распространения нижнедевонских отложений. Фаунистически охарактеризованные нижнедевонские отложе-

ния выявлены в бассейне нижнего и среднего течения р. Тареи, в районе озера Эдиркей, расположенного на междуречье среднего участка р. Тареи и правой составляющей верховьев р. Верхней Таймыры, а также в районе истоков рр. Ленивой, Тареи, Шренка и Верхней Таймыры. По всей вероятности, нижнедевонские отложения должны быть и в более восточных участках полуострова.

Наиболее полный разрез нижнедевонских отложений впервые установлен Н. П. Анিকেевым и А. И. Гусевым в долине среднего и нижнего течения р. Тареи. По данным этих исследователей, указанные отложения образуют так называемую тарейскую свиту мощностью 600—700 м, которая последовательно сменяет силурийские отложения. Самые низы свиты слагаются черными битуминозными известняками, заключающими пачки тонкослоистых мергелей с остатками панцирных рыб. Выше следует толща темно-серых и серых плотных раскристаллизованных органогенных известняков, перемежающихся с глинистыми сланцами. Известняки нередко содержат мелкие кубики пирита. В середине этой толщи имеется прослой из мягкого мажущего углистого сланца. Затем количество известняков сокращается и преобладающими породами становятся черные глинистые сланцы. Последние иногда содержат примесь песчаного материала. Их сменяют темно-серые и серые, преимущественно коралловые известняки, чередующиеся с прослоями глинистых сланцев и мергелей. Выше располагается горизонт серо-зеленоватых глинистых сланцев с округлыми известняковыми стяжениями. Над ним располагается толща зеленоватых глинистых известняков, переслаивающихся с зелеными глинистыми сланцами.

Далее состав пород становится довольно пестрым. Тут темно-серые и фиолетово-серые, а иногда и черные плитчатые известняки перемежаются с темно-серыми и зеленовато-серыми мергелями и глинистыми сланцами. В верху разреза среди сланцев появляются пропластки и жилки разноцветных гипсов. Содержание гипсов достигает 30—50% от общей массы породы. Мощность гипсоносной пачки пород около 100—150 м. По-видимому, самые верхи нижнедевонских отложений представлены горизонтом красноцветных песчано-глинистых пород, среди которых имеются конгломераты. Последние обнажаются изолированными выходами, в которых не представлялось возможным установить соотношение конгломератов с подстилающими породами тарейской свиты.

В отложениях тарейской свиты обнаружены обильные остатки разнообразной фауны. Отсюда Б. Б. Чернышевым были определены следующие формы кораллов: *Favosites kolymaensis* Tchern., *F. tarejaensis* Tchern., *F. gothlandicus* Lam., *F. gussevi* Tchern., *F. forbest* Edw. et Haime, *Squameofavosites hemisphaericus* var. *bohemia* (Pocock), *Pachypora taimyrica* Tchern., *Syringopora tarejaensis* Tchern., *S. cf. abdita* Tchern., *Alveolites antkeevi* Tchern., *Taimyrophyllum spectosum* Tchern., *Pholidophyllum maximum* Tchern., *Cylindrophyllum plantovesiculosum* Tchern. О. И. Никифоровой были установлены брахиоподы *Schizophoria striatula* Schl., *Sch. aff. bisinuata* Well., *Leptaena rhomboidalis* Wilck., *Gypidula* ex gr. *optata* Barr., *Camartoechia nympha* Barr., *Wilsonia* aff. *globosa* Hall, *W. aff. tarda* Barr., *Uncinulus pyramidalis* Hall, *U. aff. goldfusst* Schm., *Sptrifer* aff. *crispus* var. *simplex* Hall, *S. cf. concinnus* Hall, *S. modestus* Hall, *S. cf. cyclopterus* Hall, *S. cf. vanuxemi* Hall, *S. aff. elegans* Stein., *Nucleospira* aff. *ventricosa* Hall. Е. М. Глебовской выявлены следующие формы ostracod: *Leperditia* cf. *marginata* Keys., *L. arctica* Jop., *L. cf. elongata* Petr. Из трилобитов Н. Е. Чернышевой были обнаружены остатки *Bronteus taimyricus* N. Tchern. (ex ms) и *Proetus anikeevi* N. Tchern. (ex ms). Остатки панцирных рыб изучались Д. В. Обручевым. По его заключению, они характеризуются двумя

новыми видами *Lunaspis* и чешуей *Porolepis*, неопределимыми остатками *Arthrodira* и зубом, похожим на *Onychodus*. Помимо указанной фауны, также находились неопределимые остатки строматопор, мшанок, гастропод и цефалопод. В последующем А. Б. Каждан установил, что породы тарейской свиты обнажаются в южной части оз. Эдиркей и по правобережью верхнего течения р. Тарей, несколько выше устья р. Корулах-Бигаи.

М. А. Болховитинова, изучая коллекцию органических остатков, собранную В. И. Тычинским и С. М. Тильманом с участка истоков рр. Ленивой, Шренка, Верхней Таймыры и Тарей, установила, что среди силурийских кораллов имеются заведомо нижнедевонские формы — *Taimyrophyllum speciosum* Tchern. и *Pholidophyllum* sp. Ранее последние находились в комплексе фауны тарейской свиты. Этот факт указывает на то, что нижнедевонские отложения должны находиться на водоразделе указанных рек. По-видимому, к ним следует относить толщу мощностью около 100 м, сложенную пестроцветными песчанистыми и чистыми карбонатными породами с прослоями известково-глинистых сланцев. Толща залегает согласно на породах силура, на размытой поверхности ее лежат верхнедевонские отложения.

В 1954 г. М. Н. Злобиным были собраны новые материалы, доказывающие возможность наличия нижнедевонских отложений в долине р. Нижней Таймыры. Здесь известково-глинистые сланцы лудлова сменяются толщей мощностью 500—550 м, состоящей из темно-серых и черных тонкослоистых доломитов с редкими пластинами известняков более светлой окраски и доломитизированных известняков. В верхней половине разреза породы содержат остатки фауны брахиопод, кораллов, криноидей и тентакулит. По определению С. В. Черкесовой, среди брахиопод имеются формы *Carinatina paradoxa* Scup., *Eospirifer irbitensis* (Tschern.), *Delthyris superstes* (Barr.), *Gypidula* aff. *ivdelensis* Khod. и *Atrypa* ex gr. *aspera* Schl. Фауна указывает на кобленцкий и эйфельский ярусы.

Возможно, нижнедевонские отложения имеются и в верховьях р. Нюнькараку-Тари и в районе истоков рр. Ленинградской и Жданова. По данным М. Н. Злобина, отложения представлены толщей мощностью около 500 м темно-серых и серых доломитизированных известняков. Порода содержит остатки строматопор, кораллов, реже брахиопод, наутилоидей и остракод. Среди последних выявлена форма *Leperditia* aff. *buldogii* Zekkel (ex ms.), которая, по заключению Я. Г. Зеккель, встречается в нижнем и среднем отделах девонской системы.

Средний отдел

Фаунистически охарактеризованные среднедевонские отложения констатируются лишь на территории восточной половины Таймыра. Они установлены в верховьях р. Угольной, впадающей с запада в оз. Энгельгардта, в районе верхнего течения рр. Траутфеттера, Ленинградской, Жданова, бассейне рр. Фаддея и Преградной, а также и на сопке Белой, расположенной в истоках р. Сеньки. По-видимому, среднедевонские отложения участвуют, кроме того, в геологическом строении района правобережья нижнего течения р. Шренка, бассейна среднего течения р. Преградной и на сопке Серой, находящейся на южном склоне возвышенности Кирыка-Тас. Во всех этих пунктах среднедевонские отложения лежат непосредственно на силурийских породах, иногда на размытой поверхности последних. Стратиграфическая граница между среднедевонскими и верхнедевонскими отложениями выражена неотчетливо, так как наблюдается постепенный переход одних отложений к другим. Обычно эта граница определяется по комплексам разновозрастных фаун.

Согласно данным В. Д. Дибнера и Е. Н. Фрейберга, на участке между северным побережьем оз. Энгельгардта и левыми истоками р. Угольной среднедевонские отложения представлены светло- и темно-серыми, несколько окремненными доломитизированными известняками с редкими прослоями глинистых сланцев. Породы включают остатки строматопор *Actinostroma* ex gr. *clathratum* Nich., *Parallelopora* sp. и *Stromatopora* sp. По заключению В. Н. Рябинина, фауна указывает на живетский ярус. Этот же возраст подтверждается кораллами, которые по определению М. С. Жижинной, представлены формами *Fasciphyllum* aff. *orientalis* Soshk., *Columnaria quadriseptata* Soshk. и *C. cl. rhenana* Fresch. Мощность среднедевонских отложений достигает нескольких сот метров, хотя некоторые исследователи считают, что она равна 1300 м. Они не учитывают того, что здесь имеются и верхнедевонские отложения.

По-видимому, среднедевонские отложения обнажаются в районе правобережья нижнего течения р. Шренка. К ним относятся черные битуминозные известково-глинистые сланцы, которые несогласно перекрывают фаунистически охарактеризованные силурийские породы и в свою очередь подстилают карбонатную толщу с фауной верхнего девона. Мощность среднедевонских отложений около 100 м. С. М. Тильманом и Л. С. Пузановым отсюда были доставлены остатки фауны брахиопод *Atrypa alticola* Fresch., *A. ex gr. reticularis* L., *Ilmenia* aff. *subumbona* Hall.

Примерно такое же положение выявляется в районе правобережья р. Нижней Таймыры. Здесь нижняя часть разреза устанавливаемой А. В. Щербаковым нерасчлененной средне- и верхнедевонской толщи будет среднедевонской. К среднему девону относится толща черных глинистых и известково-глинистых сланцев с пачкой темных глинистых известняков, в которых находились неопределимая микрофауна и остатки брахиопод, в частности формы *Atrypa* ex gr. *reticularis* L. Мощность среднедевонских отложений равна 150—200 м. Они лежат на размытой поверхности силурийских пород и постепенно сменяются породами верхнего девона.

Далее, неширокая полоса среднедевонских пород следует через район верховьев р. Траутфеттера, истоки р.левой Ленинградской, участки верхних течений р. Ленинградской и ее правого притока р. Жданова в район рр. Фаддея и Преградной. Здесь наблюдается господство карбонатных пород — известняков, доломитизированных известняков и, реже, доломитов.

Наиболее полный разрез этих отложений зафиксирован М. Н. Злобиным в бассейне верховьев р. Жданова. Низы разреза слагаются серыми мраморизованными известняками с остатками микрофауны и гастропод. По заключению Я. Г. Зеккель, многочисленные остатки остракод представлены *Leperditia* ex gr. *barbotana* Schum. Из ряда новых форм, предположительно среднедевонского возраста, В. А. Востокова определила из гастропод двух представителей; *Diaphorostoma* sp. и *Straparolus* sp., встречающихся в отложениях от силура до перми. Мощность известняковой толщи равна 250 м. Выше залегают темно-серые и коричневатые известняки, перемежающиеся с серыми плотными известняками. В последних обнаружена фауна брахиопод *Eospirifer* aff. *pseudointiferens* Naal. и *Gypidula* sp. эфельского яруса (определения А. К. Крыловой). Мощность этих известняков около 100 м.

Они сменяются 150-метровой толщей таких же темно-серых и коричневатых известняков с прослоями серых плотных известняков. В них найдены остатки брахиопод и строматопор. Среди брахиопод установлены *Atrypa zonata* Schum. и *A. ex gr. reticularis* L. и *Stringocephalus burtini* Defg., указывающие на живетский ярус среднего девона. Этот же возраст подтверждается остатками строматопор *Amphipora* cf. *ramosa*

Phill. (определение В. Н. Рябины). Выше следует толща темно-серых раскристаллизованных известняков, перемежающихся с пачками до 40 м, серых массивных плотных известняков. В низу этой толщи, по определениям А. К. Крыловой, имеются остатки брахиопод *Liorhynchus* (?) aff. *costaneum* Меек., *Lamellispirifer* aff. *novosibiricus* (Толл). В средней части разреза обнаружены остатки *Atrypa alticola* Fresch., *A. ex gr. reticularis* L., *A. magnifica* Nal., *Emanuella* aff. *pseudopachyrincha* Tschern. В серых известняках нередко наблюдались остатки гастропод и остракод, образующих в отдельных горизонтах массовые скопления. Мощность перемежающейся толщи достигает 200 м. Общая же мощность среднедевонских отложений в верховьях р. Жданова не менее 700 м. Над ними располагается 100-метровая толща грубослоистых и толстослоистых плотных известняков, которые, вероятно, являются уже верхнедевонскими.

Литологический состав среднедевонских отложений существенно изменяется на юго-восточной окраине Таймыра — сопках Белой и Серой. Здесь они сложены преимущественно типичными гидрохимическими осадками — белыми и серыми, однородными и полосчатыми, мелко- и крупнокристаллическими гипсами. Среди них встречаются тонкие прослойки фаунистически охарактеризованного темно-серого известняка. Выше по разрезу количество гипсов убывает, уступая место карбонатным породам. Последние представлены серыми и темно-серыми известняками и доломитами, обладающими при ударе сероводородным запахом. На сопке Белой мощность среднедевонских пород не менее 85—100 м. Отсюда Д. В. Наливкин определил из коллекции сборов фауны Т. М. Емельянцева следующие формы брахиопод: *Productella subaculeata* Mügch., *Spirifer undifera* Roem., *Ilmenia subumbona* Hall. Фауна, вероятно, является живетской. Следует указать, что в гидрохимической толще на сопке Серой фауна не обнаружена. Возраст толщи принят по аналогии с отложениями сопки Белой.

Верхний отдел

Верхнедевонские отложения обнажаются в разобщенных небольших участках, образующих прерывистую неширокую полосу, протягивающуюся от Енисейского залива вплоть до побережья моря Лаптевых.

Как уже отмечалось, стратиграфическая граница между среднедевонскими и верхнедевонскими отложениями определяется лишь по смене комплексов фауны и почти не находит своего выражения в изменении литологического состава. Более четко выявляется стратиграфическая граница между верхнедевонскими и нижнекаменноугольными отложениями по изменению характерных комплексов фаун и литологического состава толщ, либо по частичному перерыву в отложениях между ними.

В Приенисейском районе верхнедевонские отложения обнаружены в двух участках: 1) в бассейне низовьев рр. Ефремовой и Максимовки и 2) на побережье Карского моря, между рр. Убойной и Макарова.

В первом участке, или в так называемой Ефремовской антиклинали, по данным Т. П. Кочеткова и Е. М. Люткевича, верхнедевонские отложения обнажаются из-под согласно перекрывающих известняков нижнего карбона. Они слагаются преимущественно черными глинистыми сланцами, среди которых имеются пласты и пачки темно-серых доломитизированных и чистых известняков и тонкие прослойки известковистых песчаников. В сланцах довольно часто встречаются караваеобразные и округлые стяжения черного известняка, к которым в большинстве случаев приурочены остатки фауны. Мощность верхнедевонских отложений 700—800 м. Согласно определениям Д. В. Наливкина, отложения нижней части разреза характеризуются фауной франского яруса: *Manti-*

coceras sp., *Productella subaculeata* Mürch., *Camarotoechia* ex gr. *livonica* Buch., *Linulicardium* sp., *Buchiola retrostriata* Buch., *Lyriopecten* cf. *neptuni* Coldf., *Styliolina fissurella* Hall, *Tentaculites tenuicinctus* Roem., *Orthoceras* sp. Здесь же находились плохо сохранившиеся растительные остатки. В верхней части разреза имеется фауна фаменского яруса: *Posidonia venusta* Mü n s t., *Liorhynchus* sp., *Gryptonella* sp., *Styliolina* sp., *Tentaculites* sp. и неопределимые остатки пелеципод.

На побережье Карского моря, от устья р. Убойной до р. Макарова, прослеживаются выходы верхнедевонских пород. Они представлены в основном глинистыми и песчано-глинистыми сланцами, которым подчинены пласты доломитизированных и чистых известняков. Остатки фауны указывают на присутствие отложений франского и фаменского ярусов. Более обильные остатки фауны фаменского яруса были собраны на мысе Зверобой. Отсюда А. К. Наливкина определила следующие формы гониатитов (коллекция Е. М. Люткевича): *Prolobites delphinus* var. *spirale* Lange, *Sporadoceras discoidale* W d k d., *S. septentrionalis* A. N a l. (ex ms.), *Praeglyphioceras arcticum* A. N a l. (ex ms.), *Cyrtoclymenia involuta* W d k d., *C. enisetsis* A. N a l. (ex ms.), *C. flexuosa* Mü n s t., *Rectoclymenia roemert* W d k d., *Platyclymenia tajmyrensis* A. N a l. (ex ms.). Б. В. Наливкиным были установлены формы: *Posidonia venusta* Mü n s t., *Praecardium* sp., *Kochia* sp., *Orthoceras* sp. Е. М. Люткевич считает, что мощность верхнедевонских отложений в районе Карского побережья равна 1200—1300 м, но Ю. Е. Погребницкий полагает, что она не более 400 м.

Затем выходы верхнедевонских пород на некотором интервале исчезают. Отдельные обнажения их появляются лишь на площади, приуроченной к истокам рр. Тарей, Шренка и Верхней Таймыры. Здесь литологический состав пород изменяется. Господствующими породами становятся темно-серые и серые толстослойные и массивные органогенные известняки, доломитизированные известняки и, реже, доломиты. На водоразделе рр. Шренка и Верхней Таймыры в массивных известняках присутствует мелко рассеянный битум. Мощность верхнедевонских отложений не превышает 600—700 м. Имеются осадки франского и фаменского ярусов, что отчетливо видно в разрезе отложений на северо-западном склоне возвышенности Такса-Гербей, расположенной в верхнем течении р. Верхней Таймыры. Отсюда, из коллекции Л. С. Пузанова, Т. Г. Сарычева определила следующие формы брахиопод: франского яруса — *Atrypa* cf. *tubaecostata* Pa e s k., *Septalaria formosa* (S c h n u r.) и *Hypothyridina* ex gr. *cuboides* (S o w.); фаменского яруса — *Cyrtospirifer* ex gr. *tenticulum* (V e r n.), *C.* cf. *archiaci* (M u r c h.).

От междуречья Фадью-Куда (левого притока нижнего течения р. Верхней Таймыры) и Грядовой (правого притока среднего течения р. Шренка) почти вплоть до долины р. Нижней Таймыры верхнедевонские отложения отсутствуют. Незначительные выходы их зафиксированы только на правом берегу низовьев р. Шренка и по левобережью среднего и нижнего течения р. Угольной, впадающей в оз. Энгельгардта. Здесь верхнедевонские отложения представлены толщей фаунистически охарактеризованных известняков, в верху разреза которых наблюдаются пачки известковистых сланцев. Известняки темно-серого цвета и нередко при ударе издают сероводородный, а отдельные горизонты их битуминозный запах (керосина). Мощность отложений около 400 м.

Более обширные участки распространения верхнедевонских отложений установлены к северо-востоку от долины р. Нижней Таймыры. Так, из района междуречья нижнего течения рр. Траутфеттера и Бунге неширокая полоса верхнедевонских отложений следует к верховьям р. Траутфеттера и далее через истоки рр. Большой Коралловой, Южной,левой Ленинградской, Ленинградской, верхнее течение р. Жданова и

бассейн среднего и нижнего течения р. Преградной в низовьях р. Ключевки. На всем этом протяжении наблюдается постепенная смена среднедевонских отложений верхнедевонскими. Обычно последние сложены разнослоистыми известняками. Лишь в районе междуречья нижнего течения рр. Траутфеттера и Бунге известняки несколько обогащены глинистым и песчаным материалом и переслаиваются с тонкими пачками глинистых известково-глинистых сланцев, а в районе верхнего течения р. Ленинградской известняки замещаются доломитовыми породами, среди которых обнаружены остатки брахиоподовой фауны франского яруса *Atrypa tenuisulcata* We n. и *Gryptonella uralica* N a l. (определения А. К. Крыловой). Во всех других пунктах сохранность фауны плохая. Мощность верхнедевонских отложений в пределах вышеуказанной полосы распространения изменяется от 700 до 200—300 м, при общем сокращении ее в направлении с запада на восток.

Предположительно к верхнему девону отнесены известняки и доломиты, которые образуют незначительной мощности россыпь из плитняка поверх гипсоносных пород живетского яруса на сопке Белой. По мнению Т. М. Емельянцева, эти карбонатные породы могут параллелизоваться с известняками, перекрывающими гипсы сопки Соляной (Тус-Тух) п-ова Юрюнг-Тумуса, в которых найдены остатки фауны франского яруса. По всей вероятности, верхнедевонскими могут оказаться известняковые породы сопки Серой на южном склоне возвышенности Кирыка-Тас, которые, согласно данным П. С. Воронова и В. А. Черепанова, залегают над гипсоносными породами среднего девона.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Впервые каменноугольные отложения были установлены Е. М. Лютевичем на Западном Таймыре, где они были выделены из осадков, ранее признававшихся девонскими либо пермскими. Последующие исследования доказали, что каменноугольные отложения имеют относительно широкое распространение в пределах горной части Таймырского полуострова на всем протяжении от Енисейского залива до моря Лаптевых. На всей этой территории каменноугольные отложения не образуют обширных площадей. Обычно они слагают отдельные разобщенные небольшие линейно вытянутые участки, обнажаясь главным образом совместно с верхнедевонскими породами. Преимущественным развитием пользуются нижнекаменноугольные обнажения, которые достаточно четко выделяются по характерному комплексу палеонтологических остатков. Выявлены среднекаменноугольные отложения, но они имеют весьма ограниченное распространение. Достоверных верхнекаменноугольных отложений не установлено.

Нижний отдел

Отложения нижнего карбона нередко образуют небольшие изолированные выходы из-под вышележащих пермских отложений, вскрываясь в ядрах антиклинальных структур и в зонах тектонических нарушений, либо ими слагаются довольно узкие полосы на крыльях и мульдах синклинальных структур, сохранившихся среди поля среднепалеозойских пород. Они содержат обильные остатки типичной фауны, что выделяет их из прочих палеозойских пород.

Этот своеобразный комплекс фауны служит надежным критерием для выделения нижнекаменноугольных отложений от подстилающих верхнедевонских и перекрывающих среднекаменноугольных пород. Нередко нижняя и верхняя стратиграфические границы нижнекаменноугольных отложений сопровождаются изменением литологического состава. Местами нижнекаменноугольные отложения залегают на частично

размытых верхнедевонских породах. Несмотря на общее обилие палеонтологических остатков, надежное расчленение нижнекаменноугольных отложений на ярусы возможно производить все же лишь в немногих местах Таймыра. Чаще всего устанавливались фаунистически охарактеризованные отложения визейского яруса, реже турнейского и намюрского ярусов.

В Приенисейском районе нижнекаменноугольные отложения обнажаются в низовьях рр. Ефремовой и Максимовки, на участке так называемого Ефремовского поднятия, в ядре небольшого антиклинала, находящегося в истоках рр. Правой Убойной и Малой Пуры. Относительно широкая полоса этих отложений протягивается и по побережью Карского моря на участке от устья р. Убойной до мыса Зверобой, где они окаймляют с юга полосу верхнедевонских пород.

В Ефремовском поднятии отложения нижнего карбона без видимых следов перерыва согласно лежат на верхнедевонских породах. По данным Е. М. Люткевича, нижнекаменноугольные отложения представлены преимущественно черными, реже темно-серыми и белыми толстослоистыми и массивными плотными известняками с подчиненными прослоями черных глинистых и известковистых сланцев. Большая часть известняков при ударе издает сильный сероводородный запах. Мощность толщи около 1000 м. Среди фауны, собранной с р. Ефремовой, О. Л. Эйно́р определил остатки брахиопод *Gigantoproductus maximus* M. Co y, а Л. С. Либрович установил гониатиты *Prolecanites* cf. *serpentinus* Phill., *Beyrichoceras* cf. *delicatus* Bisat. и *Goniattites* ex gr. *maximus* Bisat. Фауна с р. Максимовки характеризуется представителями гониатитов *Prolecanites* aff. *discoides* Foord. et Grick., *Beyrichoceras* cf. *submicronatum* Bisat. и *Goniatites* cf. *striatus* Sow. Эта фауна одновозрастна и, по заключению Л. С. Либровича, является средневизейской или относится к низам верхнего визе.

На Карском побережье нижнекаменноугольные отложения имеют несколько иной литологический состав. В низовьях рр. Убойной и Першина прослеживается наиболее полный разрез нижнекаменноугольных отложений. Они представлены черными глинистыми и известковистыми сланцами, перемежающимися в равном соотношении с пачками и пластами серых раскристаллизованных известняков. В сланцах наблюдаются округлые известковистые стяжения. Они, как и часть известняков, при ударе издают битуминозный и сероводородный запах. Породы содержат остатки фауны: фораминифер — *Endothyra crassa* Brady, E. ex gr. *omphalota* Raus. et Reitl., *Archaediscus* sp. (определения А. А. Войцеховской); кораллов — *Meniskophyllum* sp. (определения И. И. Горского); брахиопод — *Linoproductus rhenanus* Paesck. (?), *Spirifer* cf. *incrassatus* Eichw., S. ex gr. *striatus* Mart., *Dielasma perovale* Kon. (определения О. Л. Эйно́ра). Фауна указывает на визейский ярус, но, по всей вероятности, здесь должны быть отложения турне и намюрского яруса, так как в этом районе наблюдается непрерывный разрез от верхнедевонских до предположительно среднекаменноугольных отложений. По данным Е. М. Люткевича, мощность нижнекаменноугольных отложений исчисляется 1000—1200 м, но, по недавно проведенным исследованиям Ю. Е. Погребицкого, она не превышает 550—600 м.

В верховьях р. Убойной детальными исследованиями В. Г. Малова, В. И. Ушакова и В. А. Черепанова были установлены фаунистически охарактеризованные отложения всех трех ярусов нижнего отдела. Здесь нижнекаменноугольные отложения залегают с видимым согласием на девонских породах. К турнейскому ярусу относится толща серых, массивных и толстоплитчатых глинистых и чистых известняков с подчиненными доломитизированными известняками. В основании разреза известняки содержат линзы известнякового конгломерата, а вверху имеются

породы ослитового сложения. Отсюда были собраны многочисленные остатки брахиопод.

По заключению В. И. Устрицкого и Г. Е. Черняка, имеется фауна, характеризующая нижнее турне: *Schizophoria* cf. *upensis* Sar., *Schuchertella* aff. *plantuskula* (Sem. et Moell.), *Plicatifera* cf. *kalmiust* (Liss.), *Overtonia* aff. *celcarica* Nal., *Reticularia* cf. *adeli* Nal., *Athyris* aff. *hirsuta* (Hall), *Dielasma* cf. *insigne* (Kon.), и другие виды. Более обильна фауна верхнего турне: брахиоподы — *Schellewienella* cf. *rotundata* Thom., *Schizophoria* ex gr. *rezupinata* (Mart.), *Rhynchonella* *mitchellii* Eveil., *Pustula pustulostiformis* Rotay, *Camarotoechia* cf. *acutirugata* (Kon.), *Spirifer* *taidonensis* Tolm., *S. desinuatus* Liss., *S. cf. incertus* Hall, *S. ex gr. tornacensis* Kon., *Palaeochoristites* ex gr. *cinctus* (Keys.), *Dielasma* cf. *chouteanensis* Wall., *D. cf. insigne* (Kon.); кораллы — *Syringopora ramulosa* Goldf., *Zaphrentis detanoui* Edw. et Haime, *Z. ex gr. parallela* Carr. (определение М. С. Жижинной). Мощность отложений турнейского яруса около 250 м.

Визейский ярус представлен темно-серыми мелкозернистыми плитчатыми известняками, иногда оолитовой структуры. Они содержат многочисленные остатки разнообразной фауны. Среди них имеется комплекс нижневизейских брахиопод: *Brachythyris* cf. *atbasarica* Nal., *Spirifer* ex gr. *trigonalis* Mart., *S. gorskii* Einor., *S. aff. grabovi* Rotay. Среднее визе охарактеризовано фауной брахиопод: *Chonetes pseudovariolata* Nik. var. *fenia* Rotay, *Ch. siblyi* Раевск., *Ch. cf. znamenskensts* Sok., *Daviesiella* cf. *comoides* (Sow.), *Thomasella* cf. *margarttacea* (Phill.), *Cantrinnella* aff. *ovata* (Hall), *Avonia* cf. *sarytschevae* (Sok.), *Spirifer* cf. *acutisimilis* Sem., *S. grabovi* var. *latissimus* Rotay, *S. aff. gorski* Einor., *S. cf. pellaensis* Well., *S. aff. tenuatus* Sow.

Далее к востоку отмечается некоторый перерыв в обнажениях нижнекаменноугольных отложений. Они появляются лишь в бассейнах верхнего и нижнего течения рр. Бинюды и Тарей, где образуют весьма узкую полосу, оконтуривающую обширную синклинальную и примыкающую с юга антиклинальную структуры, ориентированные в северо-восточном направлении. Здесь же наблюдается несколько небольших отдельных выходов нижнекаменноугольных пород как среди поля развития пермских образований, так и в зоне распространения отложений силура. Небольшой участок нижнекаменноугольных отложений имеется в бассейне нижнего течения р. Бинюды. На всей этой площади нижнекаменноугольные отложения представлены преимущественно темно- и светло-серыми массивными и толстослоистыми органогенными известняками, при ударе издающими сильный сероводородный и битуминозный запах. Иногда известняки содержат значительное количество линзовидных прослоев и гнезд из черного и темно-серого кремня. На участке, относящемся к междуречью истоков рр. Тари-Бигаи и Ленивой, в верхней части разреза, среди карбонатных пород появляются прослой известково-глинистых и глинистых сланцев и алевролитов. Обычно мощность нижнекаменноугольных отложений колеблется в пределах 250—300 м и только в районе истоков р. Тари-Бигаи увеличивается до 700 м.

В большинстве пунктов констатированы фаунистически охарактеризованные отложения визейского яруса. Наличие же осадков всех трех ярусов нижнего карбона установлено на водоразделе рр. Ленивой и Тарей, где, по данным Т. В. Раевской, на присутствие турнейских образований указывают остатки фауны брахиопод — *Pustula pustulosa* (Phill.) и *Paryphorhynchus transversum* Muir—Wood, а также коралла — *Pseudouralintia* sp. Весьма обильна фауна визейского яруса. Согласно определениям С. М. Андронova и Т. А. Добролюбовой, она представлена: брахиоподами — *Gigantoproductus edelburgensts* (Phill.) var. *globert* Sar., *G. aff. indianensis* (Girty), *Dictyoclostus pinguis* (M.-W.), *Lino-productus probus* (Rotay), *L. jagovkintii* (Nal.), *L. aff. veneti* (Sar.),

Echinoconchus elegans (M. Coy), *Pugilis subscoticus* (Sow.), *Cancrinella undata* DeGr., *Pugnax quadricostatus* Reed., *Brachithyris* aff. *intergricostus* Phill., *B. subcardiformis* Hall, *Reticularia lineata* Mart., *Dielasma arkansasum* Well., *Cranaena sulcata* Well.; кораллами — *Palaeosmilia strutchburyi* Edw. et Haime и *Amplexus* sp. Среди этой фауны имеются формы, указывающие и на намюрский ярус. Это брахиоподы — *Linoproductus corrugatus* (M. Coy), *L. ovatus* (Hall), *Gigantoproductus latissimus* (Sow.), *Buxtonia scabricula* (Mart.), *Antiquatonia insculpta* (M.-W.), *Striatifera* cf. *striata* Fisch., *Pugnax acuminata* Mart., *Camarophoria donica* Rotay, *Spirifer* aff. *bisulcatus* Sow., *S. gorskii* Einog и кораллы — *Palaeosmilia murchisoni* Edw. et Haime.

Довольно часто нижнекаменноугольные отложения обнажаются по долинам левых притоков р. Верхней Таймыры, а также в долине р. Ледяной, впадающей в бухту того же названия (Таймырское озеро). Здесь они представлены органогенными и доломитизированными известняками, а иногда и доломитами. Местами породы несколько обогащены терригенным материалом. Мощность отложений колеблется в пределах 350—600 м.

Более протяженная полоса нижнекаменноугольных карбонатных пород прослеживается в северо-восточном направлении по водоразделу между истоками рр. Верхней Таймыры, Шренка и Угольной, стекающей в озеро Энгельгардта. Затем, после небольшого перерыва, на продолжении указанного простирания, вновь появляются выходы известково-доломитовых пород нижнего карбона, которые занимают водораздел между участками нижнего течения рр. Шренка и Угольной. Полоса их обрывается, немного не доходя до русла р. Нижней Таймыры.

На правобережье р. Нижней Таймыры нижнекаменноугольные отложения слагают неширокую полосу, протягивающуюся вдоль русла р. Бунге вплоть до ее верховьев. По данным А. В. Щербакова, нижнекаменноугольные породы залегают на размытой поверхности средне- и верхнедевонских отложений. Разрез их начинается с маломощного горизонта известнякового мелкогалечникового конгломерата, который заключает остатки визейской фауны брахиопод: *Productus complicatus* Paesck., *Chonetes hemisphaericus* Sem., *Ch. shumardianus* Kon., *Spiriferina* aff. *cristata* Sow., *Rhipidomella* cf. *michelini* Eveil., *Schizophoria* cf. *chouteauensis* Well. (определения О. Л. Эйнора). Выше следует пачка светло-серых глинистых известняков мощностью около 50 м. Их сменяют темно-серые органогенные известняки с фауной колониальных и одиночных кораллов. Отсюда Б. С. Соколовым установлены остатки *Syringopora polaris* Sok. Мощность этих известняков равна 200 м. Общая же мощность нижнекаменноугольных отложений около 250 м. Они согласно перекрываются среднекаменноугольными отложениями.

Отсюда полоса нижнекаменноугольных известняков, прерываясь лишь в одном месте, направляется в район истоков р. Большой Коралловой и далее, с тем же северо-восточным простиранием, уходит к верховьям р. Ленинградской. Несколько южнее, в районе истоков рр. Ленинградской Северной и Ньюнкараку-Тари, параллельно указанной полосе прослеживается несколько более узких полос, а также ряд небольших участков, сложенных органогенными известняками нижнего карбона.

Такие же незначительные участки из тех же пород имеются в районе истоков р. Жданова, в истоках р. Проходимой, в бассейне р. Прегранной, в среднем течении и в истоках р. Ключевки, а также в районе истоков рр. Географов, Быстрой, Рыбной и Топографов. Мощность известняковой толщи колеблется в пределах от 150—200 до 400—500 м. В более северных участках известняки иногда содержат незначительное количество терригенного материала либо прослой известково-глинистых, глинистых и алевролитовых сланцев. На большей площади нижнека-

менноугольные отложения лежат согласно на девонских породах, но местами на размытой поверхности последних. В свою очередь они перекрываются среднекаменноугольными породами, а иногда на размытой поверхности нижнекаменноугольных отложений непосредственно располагается толща нижней перми.

Из-за недостаточности сборов палеонтологических остатков не всегда имеется возможность выделить осадки отдельных ярусов нижнего карбона. В этом отношении наиболее полный фаунистически охарактеризованный разрез нижнекаменноугольных отложений констатирован М. Н. Злобиным в районе истоков рр. Нюнькараку-Тари и Ленинградской. Отложения турне определены по следующему комплексу фауны: фораминифер — *Parathurammina suleimanovi* Lip., *Endothyra* cf. *inflata* var. *maxima* Lip., *E.* aff. *rjausakensis* N. Tchern., *E.* aff. *spinosa* N. Tchern. var. *magna* Lip., *E.* ex gr. *nordotkensis* Lip., *E.* ex gr. *smilis* Raus. et Reittl., *E.* ex gr. *tatmyrica* Lip., *Archaesphaera grandis* Lip. и *Tournayella* ex gr. *gigantea* Lip. (определения А. А. Войцеховской); брахиопод — *Schellwienella crenistria* Phill., *Dictyoclostus* ex gr. *semireticulatus* (Mart.), *Avontia joungtana* (Dav.), *Spirifer tornacensis* Коп. и *Athyris* aff. *ambigua* Sow. (определения А. К. Крыловой). Помимо того, тут же находились весьма обильные остатки неопределимых криноидей, мшанок и гастропод. Вышележащие отложения вize—намыра заключали остатки следующей фауны: фораминифер — *Endothyra globulus* (Eichw.), *E.* aff. *samarica* Raus., *Archaediscus* ex gr. *krestovnikovi* Raus., *A. ovoides* Raus., *A.* ex gr. *moellert* Raus., *Permodiscus* ex gr. *vetustus* Dutk. (?), *Eostafella* ex gr. *parastruvt* Raus., *E.* ex gr. *mosquensis* Vis. (определения А. А. Войцеховской); кораллов — *Lithostrotion maccoyanum* Edw. et Haimc, *L. caespitosum* Mart. и *Dibunophyllum* aff. *vaughani* Salle (определения М. С. Жижинной) и брахиопод — *Gigantoproductus mirus* (Fredks) (определения А. К. Крыловой).

Группа более мелких разобщенных выходов и небольших пятен нижнекаменноугольных пород, обнажающихся из-под покрова пермских отложений, недавно установлена и на восточном побережье Таймыра, в частности в верховьях рр. Журавлева, Осипа, Чернохребетной, Прончищева и Кульдими, а также в долине р. Зеленой и в верхнем течении р. Северной, текущей в бухту Марии Прончищевой. Здесь отложения нижнего карбона представлены довольно однообразной толщей серых и светло-серых от массивных до тонкослоистых чистых и доломитизированных известняков. Местами вверху разреза наблюдаются редкие пачки известковистых и глинистых сланцев. Породы заключают немногочисленные остатки фораминифер и брахиопод. Мощность нижнекаменноугольных отложений возрастает до 700—800 м.

Средний отдел

Среднекаменноугольные отложения обычно слагают весьма незначительные участки и отдельные мелкие выходы в зоне развития нижнекаменноугольных пород. Нижняя стратиграфическая граница среднекаменноугольных отложений выявляется нередко по смене литологического состава пород с соответствующим изменением фаунистических комплексов. Иногда же переход между отложениями нижнего и среднего карбона неотчетлив, и в этих случаях граница принимается до некоторой степени условно. Верхняя стратиграфическая граница определяется относительно хорошо по трансгрессивному залеганию вышележащих, преимущественно терригенных, отложений пермского возраста. Только в некоторых местах не совсем отчетливо выявляется соотношение отложений среднего карбона и нижней перми. Слабая фаунистиче-

ская характеристика среднекаменноугольных отложений исключает возможность расчленения их на ярусы.

По данным Ю. Е. Погребницкого, в районе нижнего течения р. Убойной (Западный Таймыр) на известняках нижнего карбона без какого-либо видимого несогласия залегает толща предположительно среднекаменноугольных пород. Она слагается черными рассланцованными известковистыми аргиллитами, переслаиваемыми с алевролитами и песчаниками, а также редкими прослоями песчаных известняков. Породы заключают редкие остатки гастропод и гониатитов. По определению В. Я. Руженцова, среди последних имеются формы *Stenopronorites uralensis* (Кагр.) и *Syngastrioceras orientale* (Jin.). Л. С. Либрович считает, что данные формы являются нижнекаменноугольными. Мощность этих отложений около 150 м. Они с видимым согласием перекрываются немой терригенной толщей.

По всей вероятности, среднекаменноугольные отложения имеются и на более восточных участках вдоль Карского побережья, где они окаймляют с юга полосу нижнекаменноугольных отложений на крыле Карской антиклинали.

В бассейне верхнего течения р. Бинюды, согласно исследованиям Е. А. Величко и Л. С. Пузанова, на нижнекаменноугольных известняках с угловым несогласием залегает 50-метровая пачка темно-серых тонкослоистых органогенных известняков, отдельные пласты которых обогащены песчаным и галечным материалом. Отсюда Т. А. Добролюбова определила остатки коралла *Amygdalophylloides* aff. *ivanovi* (Dobr.), а М. И. Шульга-Нестеренко выявила остатки мшанки *Fistulipora* aff. *parvinulata* Sch.-Nest. Выше следует толща темно-серых известково-глинистых сланцев с тонкими прослоями известковистых песчаников. Мощность среднекаменноугольных отложений 400—450 м. На них с угловым несогласием лежит терригенная толща пермских пород.

Несколько иной литологический состав имеют среднекаменноугольные отложения в районе среднего течения р. Тарей. Они представлены серыми и темно-серыми массивными и плитчатыми известняками, перемежающимися с прослоями разноцветных известковистых песчаников и сланцев. В известняках наблюдаются стяжения темного кремня. Однако на участке среднего течения р. Корулах-Бигаи песчаные и сланцевые породы отсутствуют, и здесь средний карбон слагается лишь известняками. Мощность среднекаменноугольных отложений около 500 м. Отсюда О. Л. Эйно́р определил остатки фауны брахиопод: *Choristites* cf. *priscus* Eichw., *Ch.* cf. *cinctiformis* Stuck., *Ch. ustynovi* Illovaisky, *Orthotetes regularis* Waag., *Productus uralicus* Tschern., *P. orientalis* Tschern. var. *pseudoamericana* Einor, *Dictyoclostus semireticulatus* Mart., а Б. С. Соколов обнаружил так же остатки коралла *Multithecopora tenuis* Sok.

К востоку от указанного разреза наблюдаются небольшие участки распространения предположительно среднекаменноугольных отложений. Так, в районе истоков р. Тари-Бигаи сохранилась только часть среднекаменноугольных отложений мощностью 100—200 м, состоящих из массивных и тонкослоистых известковистых алевролитов и песчаников с прослоями черных глинистых сланцев. На междуречье низовьев Шренка и Угольной и по левобережью р. Верхней Таймыры к среднекаменноугольным отложениям, по-видимому, относятся толщи темно-серых толстослоистых известняков с пластами доломитов мощностью около 100 м.

В долине р. Бунге отложения среднего карбона выражены 400-метровой толщей темно-серых тонкослоистых доломитизированных известняков, содержащих некоторое количество глинистого и иногда песчаного материала. Из низов толщи Б. С. Соколов определил остатки кораллов: *Multithecopora tenuis* Sok. и *Syringopora intermixta* Reed var. *arctica*

So k. Среднекаменноугольные породы залегают согласно на нижнекаменноугольных отложениях и на них несогласно лежат пермские породы. Аналогичные породы вскрываются и в районе среднего течения р. Заячьей на северном побережье Таймырского озера. Они обладают резким сероводородным запахом.

Но уже в районе водораздела рр. Лево́й Ленинградской, Большо́й Коралловой и Северной, а также в истоках р. Ключевки среднекаменноугольные отложения представлены чистыми известняками и доломитизированными известняками с редкими остатками фауны брахиопод и кораллов. Мощность отложений не превышает 200—300 м.

В других же пунктах Восточного Таймыра — в верховьях рр. Географов, Рыбной, Прончищева и Чернохребетной, — возможно, также имеются карбонатные породы среднего карбона, которые пока еще не могут быть четко отделены от подстилающих нижнекаменноугольных пород ввиду отсутствия находок заведомо среднекаменноугольной фауны.

Верхний отдел

Несмотря на обилие фактического материала, полученного в результате проведения миллионной геологической съемки на всей площади Таймырской складчатой области, пока еще нет достоверных данных, подтверждающих присутствие верхнекаменноугольных отложений. По исследованиям большинства геологов известно, что в пределах гор Бырранга нижнепермские отложения залегают трансгрессивно, местами с угловым несогласием, на подстилающих средне- и нижнекаменноугольных породах либо более древних толщах. Это указывает на значительный перерыв в осадконакоплении, приуроченный к верхнекаменноугольной эпохе.

По всей вероятности, морские отложения этого отдела отсутствуют на значительной площади Таймыра. Что касается тех карбонатных пород, которые ранее отдельными исследователями признавались предположительно за верхнекаменноугольные образования, то они принадлежат к сакмарскому ярусу нижней перми. Об этом свидетельствует комплекс ископаемой фауны, обнаруженной в этих породах. Однако не исключено, что в верхнекаменноугольную эпоху на Таймыре могли быть отдельные участки, где происходило накопление терригенных отложений ограниченной мощности. Отделить же их от терригенных образований верхов разреза среднего карбона и низов нижнепермских отложений пока не представляется возможным из-за отсутствия находок достоверных верхнекаменноугольных органических остатков.

Так, согласно последним данным Ю. Е. Погребницкого, на побережье Карского моря в районах нижнего течения р. Убойной и среднего течения рр. Заледеева и Новоморжевой наблюдается разрез терригенной толщи, прослеживающийся без видимого перерыва от фаунистически охарактеризованных отложений нижнего карбона до нижней перми включительно. Установлено, что между верхним горизонтом терригенных отложений с фауной *Syngastrioceras orientale* (Jip.) и нижним горизонтом нижнепермских отложений с фауной сакмарского яруса располагается 300-метровая немая толща из терригенных пород. Она сложена известковистыми алевролитами и аргиллитами и песчаниками. Исследователь считает, что эти породы терригенной толщи в какой-то своей части могут быть верхнекаменноугольными.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Для пермских отложений характерно своеобразие литологического состава, выражающееся в преобладании терригенных пород, содержащих то или иное количество углистого вещества либо пласты каменных

углей. Они достаточно резко отличаются от всех прочих отложений палеозойского комплекса. К тому же нередко нижняя стратиграфическая граница пермских отложений выявляется по трансгрессивному залеганию их на подстилающих карбонатных породах каменноугольного возраста либо на более древних толщах. Верхняя же стратиграфическая граница определяется тем, что разрез пермских отложений заканчивается вулканогенными образованиями, над которыми на большей площади Таймырской складчатой области отсутствуют какие-либо перекрывающие отложения, за исключением юго-восточной окраины области, где отсутствуют фаунистически охарактеризованные нижнетриасовые отложения, сменяющие лавовые покровы. Видовой состав ископаемой фауны и флоры в пермских отложениях существенно отличается от каменноугольного и триасового комплексов органических остатков.

Имеющиеся материалы по фауне и флоре перми пока позволяют достоверно выделять отложения нижнего и верхнего отделов и только в некоторых участках устанавливать отложения отдельных ярусов.

Законченные недавно Ф. Г. Марковым детальные исследования по стратиграфии пермских отложений Таймырской складчатой области выявили следующую закономерность в последовательном изменении фациальных условий в течение пермского периода. Именно цикл осадконакопления нижнепермской эпохи, как и верхнепермской, начинался при общей трансгрессии моря и завершался при его регрессии. Смена этих циклов осадконакопления сопровождалась существенным изменением и обновлением составов фауны и флоры. Все это позволяет достаточно четко выявить стратиграфическую границу между нижнепермскими и верхнепермскими отложениями.

Позднее, исходя из существующих материалов, Н. А. Шведов, Ф. Г. Марков и В. И. Устрицкий представили Междудементному совещанию по разработке унифицированных стратиграфических схем для Сибири, происходившему в январе 1956 г., обобщенную схему расчленения верхнепалеозойских отложений Таймыра по трем его крупным регионам — западному, центральному и восточному.

Согласно этой схеме, разрез нижней перми начинается с толщи песчаников, известняков, реже доломитов и глинистых сланцев, нередко заключающих остатки фауны сакмарского яруса: *Rhipidomella pecos* Марсов, *Chonetes pseudotrapezoidales* Milor., *Plicatijera stukenbergiana* (Krot.), *Spiriferella praesaranae* Step., *Choristites* cf. *nikitini* Tschern., *Martinia corculum* Kut. и другие виды. В вышележащей терригенной толще, иногда заключающей пласты каменного угля в западной части полуострова, уже найдены остатки фауны артинского и низов кунгурского ярусов: *Linoproductus kolymaensis* (Lich.), *Avonia verchojantica* (Fred.), *Waagenoconcha wimant* (Fred.), *W.* ex gr. *humboldt* (Orb.), *Rhynchopora nikitini* Tschern., *Sanguinolites lumilatus* Keys., *Pseudamusium engelhardtii* (Ether. et Düp.) и другие виды. Помимо того, в некоторых местах в этой же толще имелись остатки флоры: *Noeggerathiopsis derzavintii* (Zal.) Neub., *N. subangusta* Zal., *N.* ex gr. *latifolia* Neub., *Zamiopterts longifolia* Schved. и другие формы. Разрез нижней перми заканчивается угленосными отложениями, которые по своему стратиграфическому положению могут быть отнесены к кунгурскому ярусу. В них присутствуют обильные остатки наземной флоры: *Noeggerathiopsis derzavintii* (Zal.) Neub., *N. theodori* Tschirk. et Zal., *N. talmyrica* Schved., *Crassinervia tunguskana* Schved., *Nephropsis ubojensis* Schved., *Samaropsis skokii* Neub., а из пеллеципод *Anthraconauta rhomboidales* Lutk. и другие виды.

Верхнепермские отложения в своей нижней части представлены песчано-глинистой толщей, иногда с редкими пачками карбонатных пород, содержащими остатки морской фауны в центральных и восточных районах Таймыра. В составе брахиопод здесь присутствуют: *Canocrinella*

obrutschewi (Lich.), *C. loweni* (Wiman.), *Rhynchopora lobjaensis* Tolm., *Spirifer subfasciger* Lich., *Sp. nitiensis* Dien., *Lichareviaek rugulatus* (Kut.), *Dielasma* cf. *borealis* Fred., а из пеллеципод *Kolymtia irregularis* Lich. и другие виды. Эти отложения отнесены к казанскому ярусу. Вышележащие отложения уже являются угленосными. В них находятся многочисленные остатки наземной флоры: *Annularia grandifolia* Schved., *Calopteris karskiana* Schved., *Noeggerathloopsis aequalis* (Göerpp.) Zal., *N. candalepensis* Zal., *Nephropsis* cf. *tomiensis* Neub., *Samaropsis tychtensis* Zal. и другие формы. Эта угленосная толща выделена в татарский ярус, к которому также отнесены и отложения нижней части перекрывающей туфолавоваы толщи, содержащие остатки пеллеципод из семейства Anthracosidae, известных из кольчугинской свиты Кузбасса.

На Таймырском полуострове в конце палеозоя и в самом начале мезозоя проявилась активная вулканическая деятельность, которая обусловила массовое излияние основной магмы, создавшей группу разнообразных пород, объединяемых собирательным термином «сибирские траппы». Эти породы часто пронизывают отложения пермской системы, образуя в них различной формы и мощности интрузии в виде пластовых тел (силлов) и, реже, секущих интрузий, либо сохраняются в виде покровов. В строении последних принимают участие не только основные лавы, но и их туфы. Кроме того, в западной половине складчатой области песчаниково-сланцевые толщи перми иногда пронизываются секущими дайками и мелкими интрузиями субшелочных гранитоидов и их дериватов.

Нижний отдел

Отложения нижней перми распространены весьма широко по южной окраине Таймырской складчатой области, главным образом в центральных и восточных ее районах. Они характеризуются преобладанием терригенных пород, среди которых довольно часто встречаются тонкие прослойки и, реже, пласты каменного угля. Нижнепермские породы включают обильные остатки разнообразной флоры и фауны. Последняя несмотря на наличие реликтовых форм, существенно отличается от каменноугольного фаунистического комплекса. По всем этим особенностям нижнепермские отложения достаточно четко отделяются от средне- и нижнекаменноугольных отложений, а также от более древних пород. Нередко они залегают трансгрессивно, местами и с угловым несогласием, на подстилающих каменноугольных, девонских и силурийских породах.

При полевых работах большинство исследователей разделяли нижнепермские отложения на ряд свит или толщ. Возрастные границы между ними в силу ряда причин обычно принимались условно. С одной стороны, выделяемые свиты связаны между собой постепенными переходами. С другой стороны, однообразие литологического состава и отсутствие выдержанных по простиранию маркирующих и характерных горизонтов с достоверной руководящей фауной, а также некоторая противоречивость в определении возраста отдельных флористических и фаунистических остатков создавали дополнительные трудности при попытках дробного расчленения нижнепермских отложений. Это особенно касалось угленосной части разреза, испытывающей резкие фашиальные изменения. Ввиду этого объем, содержание и возрастное положение выделяемых свит и толщ определялись отдельными исследователями весьма различно в зависимости от каждого изученного ими разреза. Нередко одни и те же отложения попадали в разные свиты или же разделялись на части и соответственно относились к различным свитам. Все это создало много спорных моментов при увязке стратиграфических разрезов, хотя даже не столь отдаленных друг от друга.

Приступая к изложению фактического материала по стратиграфии нижнепермских отложений, мы вынуждены ограничиться лишь общей характеристикой этих отложений без расчленения их на свиты в каждом приведенном ниже разрезе. Более детальный стратиграфический анализ ниже- и верхнепермских отложений Таймыра дан в работе Ф. Г. Маркова «Стратиграфия палеозойских отложений Таймырского полуострова» и в работе Н. А. Шведова «Характеристика свит верхнего палеозоя Центральной Сибири по ископаемой флоре».

По данным целого ряда исследователей Западного Таймыра (Н. Г. Акатов, А. П. Иванов, А. И. Козлов, Т. П. Кочетков, Е. М. Люткевич, И. М. Мигай, М. Н. Парханов, Ю. Е. Погребицкий, В. П. Тебенков, В. И. Ушаков, В. А. Черепанов и Н. А. Шведов) в Приенисейском районе разрез нижнепермских отложений начинается с морских образований и завершается угленосной толщей. Согласно наблюдениям, произведенным за последние годы Ю. Е. Погребицким и В. И. Ушаковым, стратиграфический разрез нижнепермских отложений для этого района представляется в следующем виде. В основании его имеется песчаниковый горизонт, располагающийся с кажущимся согласием на предположительно средне- и верхнекаменноугольных терригенных отложениях. Он перекрывается пачкой черных известковистых аргиллитов, темно-серых алевролитов и известковистых кварцево-полевошпатовых песчаников, перемежающихся между собой. В нижних слоях этой пачки спорадически встречается фауна брахиопод, среди которой В. И. Устрицким установлена *Riptidomella pecost* M a g s o n.

Выше по разрезу наблюдается монотонное чередование аргиллитов и алевролитов с редкими пластами песчаников и глинистых органогенных известняков. В средней части этой толщи, из известняков с р. Камснки, В. И. Устрицким определены брахиоподы — *Chonetes flemingi* N o r w. et P r a t t. и *Avonia verchojanica* (F r e d.), а Ю. Н. Поповым гастропода, близкая *Bellerophon jonestanus* K o p. Верхняя часть разреза характеризуется появлением большого количества прослоев серых мелкозернистых, косослоистых, толстоплитчатых песчаников и алевролитов, содержащих растительный детрит. В аналогичных отложениях нижней половины разреза нижней перми, обнажающихся в районе устья р. Ефремовой и по р. Сарыдасай, В. А. Черепановым из прослоев известняков была собрана фауна брахиопод, пелеципод и мшанок. Согласно определению В. И. Устрицкого, среди брахиопод имеются следующие виды: *Waagenoconcha* aff. *humboldti* (O r b.), *W.* aff. *siveanus* (S t u c k.), *Canocrinella* cf. *koninckiana* (K e y s.), *Krotovia vallactanus* (D e r b y), *Rhynchopora variabilis* S t u c k., *Rh. lobajensis* T o l m., *Spirifer* ex g. *poststriatus* N i k i t., *Chonetes omolonensis* L i c h. и другие формы, которые, по его мнению, указывают на сакмарский и артинский ярусы. Мощность морских отложений нижней перми достигает 1100—1200 м и более. Верхняя стратиграфическая граница их проводится по появлению первого прослоя каменного угля. Вышележащая угленосная толща по наличию полимиктовых песчаников, конгломератов, углистых сланцев и каменных углей резко отличается от подстилающей ее морской толщи. Количество карбонатного вещества в цементе пород резко сокращается. В нижней части разреза угленосной толщи наблюдается преобладание песчаников над алевролитами, в средней и верхней частях ее отмечается господство аргиллитов над остальными породами, где также встречается большое количество прослоев углистых сланцев и пласты каменных углей рабочей мощности. В угленосных отложениях отмечены отпечатки флоры, среди которых Н. А. Шведов определил *Noeggerathopsis taimyrica* S c h v e d. и *Lepreophyllum* sp. Мощность угленосных нижнепермских отложений колеблется в пределах 800—1100 м. Общая же мощность нижнепермских отложений равна 1900—2300 м.

Необходимо отметить, что ранее в нижнепермских отложениях Приенисейского района было обнаружено большое количество остатков ископаемой фауны и флоры. В частности, еще в середине 30-х годов А. П. Ротай определил брахиоподовую фауну с южного побережья бухты Ефремовой (Енисейский залив), представленную видами *Linoproductus cancriniformis* (Tschern.), *Avonia verchojanica* (Fred.), *Camarotoechia longaeva* Girty, а Е. Ф. Чиркова установила остатки растений *Neeggerathiopsis theodori* Tschirk. et Zal. Из района р. Ефремовой была доставлена богатая коллекция органических остатков. Согласно заключению О. Л. Эйнора, в ней имелись следующие брахиоподы: *Linoproductus kolymaensis* (Lich.), *L. lutkevitschi* Step. var. *novozelemiensis* Einor, *Waagenoconcha wimant* Fred., *W. maltaovkini* (Fred.), *W. humboldti* Orb., *W. irginaeformis* Step., *Productus* cf. *uralicus* Tschern., *Horridonia borealis* Haught., *Pseudosyrinx kolymaensis* Tolm., *Dielasma curvatus* Tschern., *Spirifer* cf. *ravana* Dien., *Sp.* cf. *keyserlingi* Lich., *Sp.* aff. *striatus* Mart. и другие виды. Среди кораллов установлено присутствие формы *Clisiophyllum* sp. (определение И. И. Горского). Не менее богатая фауна была привезена с Карского побережья.

Помимо форм, входящих в указанный список брахиопод, было выявлено присутствие следующих представителей: *Chonetes* cf. *otolonensis* Lich., *Ch.* cf. *granulitera* Owen, *Pustula pustulata* Keys., *Productus orientalis* var. *neoinflatus* Lich., *Linoproductus phosphaticus* Girty, *Dictyoclostus* cf. *moelleri* Stuck., *Neophricothyris* cf. *asiatica* Chaо, *Spirifer rakuszi* Einor. (определения О. Л. Эйнора). Е. М. Люткевич изучал пелециподы и установил следующие их формы: *Edmondia* cf. *murchisoni* King, *Sanguinolites bicarinatus* Keys. var. *laevigata* Lutk., *S.* cf. *lunulatus* Keys., *Nucula wymensis* Keys., *Nuculana speluncaria* Gein., *Astartella permocarbonica* Tschern., *Pseudamustum pusillus* Schloth. и др. Л. С. Либрович определил остатки гониатита *Glaphyrites* sp. Из растительных остатков обнаружены представители кордаитов.

Примерно аналогичный литологический состав и такая же последовательность пород в разрезе устанавливаются для отложений нижней перми бассейна нижнего течения р. Пясины, где мощность их несколько возрастает, достигая 2300—2500 м.

В бассейне верхнего и среднего течения р. Тарей не наблюдается каких-либо изменений в общей характеристике нижнепермских отложений, но только отмечается значительное сокращение их мощности. Так, на участке среднего течения р. Тарей Н. П. Аникеевым и А. И. Гусевым прослежен следующий разрез. В низу его залегают известняки мощностью около 160 м. Более чистые известняки располагаются в основании разреза, а над ними лежат песчанистые разновидности. Породы содержат большое количество остатков разнообразной фауны — мшанок, брахиопод и кораллов, изредка гониатит и гастропод. Среди мшанок А. И. Никифоровой были определены: *Polypora* ex gr. *martis* Fischer, *P.* ex gr. *orientalis* Fischer, *Fenestella* cf. *veneris* Fischer, *F.* cf. *bifurcata* Fischer, *F.* aff. *distincta* Nikif., *F.* cf. *tenax* Ulr. И. И. Горский установил остатки коралла *Caninia* sp. Брахиоподы, согласно данным О. Л. Эйнора, характеризуются следующими формами: *Rhipidomella pecost* Marcou, *Orthotetes regularis* Waag., *Dictyoclostus schuchertti* (King.), *D.* aff. *brasillensis* (Reed), *D.* aff. *bolivienensis* (Orb.), *Linoproductus aagardi* (Toula), *L. kolymaensis* Lich. var. *rugosa* Lich., *L. batesianus* (Derbya), *Productus orientalis* Tschern. var. *byrangi* Einor, *P. orientalis* Tschern. var. *subrectangularis* Einor, *P. uralicus* Tschern., *P. taijuanjuensis* Grab. var. *tareianensis* Einor, *Buxtonia* aff. *kweichowensis* Chaо, *Echinoconchus* aff. *sterlitamakensis*

Step., *E. aff. punctatus* Mart., *Waagenoconcha gangetica* Dien. var. *piassina* Einor, *Cancrinella cf. cancrini* (Vern.), *Spirifer poststriatus* Nikit. var. *taimyrica* Einor, *S. subfasciger* Lich., *S. pseudoasmaniensts* Einor, *S. aff. postventricosus* Tschern., *S. gussevi* Einor, *Licharevia ex gr. rugulatus* Kut., *L. laguseni* Netsch., *L. cf. stuckenbergi* Netsch., *L. schrenki* Keys. var. *sibirica* Einor, *Choristites anikeewi* Einor, *Ch. subnikitini* Grab., *Martinia cf. corculum* Kut., *Pseudosyrinx kolymaens* Tolm. var. *taimyrica* Einor, *Athyris capillata* Waag. var. *sibirica* Einor, *A. cf. girardi* Dien. Возможно, что данная фауна брахиопод была собрана из неоднородных отложений, так как часть видов присуща верхней перми.

Известняковая толща выше сменяется свитой терригенных пород образованной преимущественно черными углисто-глинистыми, песчано-глинистыми и глинистыми сланцами. Породы содержат обрывки растительных остатков, а также стяжения и отдельные кристаллы пирита. Тут же имеются тонкие прослои каменного угля. Мощность угленосных отложений более 200 м.

Достаточно существенное изменение литологического состава нижней перми отмечается в бассейне левых притоков верхнего течения р. Верхней Таймыры и на примыкающем к нему участке р. Тарей. Тут, по данным Л. С. Пузанова, в основании разреза залегает горизонт конгломерато-брекчий мощностью от 20 до 150 м, располагающийся с угловым несогласием на известняках нижнего карбона. Он сложен из плохо окатанных кусков светло-серых известняков и небольшого количества обломков песчаников и сланцев, сцементированных известковым веществом. Местами конгломераты перемежаются с пластами доломитов и доломитизированных известняков. Отсюда Т. А. Добролюбова определила кораллы — *Syringopora conferta* Keys., *Tschussovskenia aff. captiosa* Dobr., *Koninckophyllum* sp., *Euryphyllum* sp., которые отнесла к нижней перми. Конгломераты сменяются толщей мощностью до 400—600 м из доломитов и доломитизированных известняков, переслаивающихся с редкими пластами известняков. Породы содержат обильные остатки мшанок и кораллов, а также изредка остатки брахиопод. Среди последних была установлена форма *Rhynchopora lobjaensis* Tolm. (определение Т. Г. Сарычевой). Выше по разрезу идут светло-серые доломитизированные сирингопоровые известняки мощностью 200—400 м. Над ними располагаются доломиты, переслаивающиеся с алевролитами. Мощность этих пород 150—250 м. В них встречаются обильные остатки брахиопод и мшанок. По заключению Т. Г. Сарычевой, брахиоподы представлены: *Linoproductus cora* (Orb.), *Productus cf. arcticus* (Witf.), *Waagenoconcha cf. irginae* (Stuck.), *Muirwoodia batesianus* (Derby), *Buxtonia aff. porrecta* (Kut.), *Neophricodothyris asiatica* (Chao), *Camarophoria margaritovi* Tschern., *Spiriferina ornata* Waag., *Neospirifer subfasciger* (Lich.), *Licharevia ex gr. rugulatus* Kut. Мшанки характеризуются следующими формами (определения М. И. Шульга-Нестеренко): *Fenestella multituberculata* Sch.-Nest., *F. cf. lunaris* Sch.-Nest., *F. monoseriata* Sch.-Nest., *F. vuctilensis* Sch.-Nest., *F. aff. btarmica* Sch.-Nest., *Lioclema cf. nikiforovae* Trizna, *Rhombopora acanthoporida* Sch.-Nest., *Rhabdomeson parvus* Sch.-Nest., *Polypora remota* Condra var. *grandis* Trizna, *Polypora pulchra* Novik., *Polypora aff. tuberculifera* Sch.-Nest.

Общая мощность карбонатных отложений колеблется в пределах 1000—1200 м. Их сменяет толща темно-серых и черных алевролитов, которая с кажущимся несогласием лежит на карбонатных породах. Внизу толщи наблюдается 50-метровый горизонт, представленный доломитизированными известняками, переслаивающимися с углисто-глинистыми сланцами. Его сменяют алевролиты с пачками и прослоями серых мелкозернистых кварцевых и кварцево-полевошпатовых песчаников. Коли-

чество песчаников вверх по разрезу увеличивается. Тут же в составе пород появляется туфогенный материал. Среди указанных пород находились неопределимые остатки пелеципод и неясные растительные остатки. Мощность терригенных отложений определяется в 600—800 м.

По мере приближения к р. Нижней Таймыре наблюдается постепенное исчезновение карбонатных пород и замещение их терригенными отложениями, при некотором сокращении общей мощности нижнепермской толщи. Встречающиеся вверху разреза пласты каменных углей не выдержаны и местами пропадают, уступая место пачкам углистых сланцев. Уже на правобережье р. Нижней Таймыры и на северном побережье Таймырского озера разрез нижней перми представлен главным образом терригенными отложениями. Они слагается из серых и темно-серых алевролитов, мелко- и среднезернистых аркозовых песчаников, аргиллитов и глинистых сланцев, перемежающихся между собой в виде пачек и отдельных прослоев различной мощности. Нередко в нижней половине разреза в цементе пород отмечается карбонатное вещество. Самые верхи разреза слагаются преимущественно песчанистыми породами аркозового и кварцевого составов. Среди них наблюдаются пачки темных аргиллитов и глинистых сланцев, а также редкие пласты, чаще тонкие прослои и линзы каменного угля, конгломератов и туфоконгломератов. В толще нижнепермских отложений мощностью до 2000—2500 м, обнажающихся по северному побережью Таймырского озера, находились остатки фауны и флоры.

По данным Г. А. Закржевского и И. М. Русакова в бассейне р. Северной и в верховьях р. Траутфеттера в низах разреза имеются остатки фауны: брахиопод — *Chonetes pseudotrapezoidalis* Milor., *Plicatifera stuckenbergiana* (Krot.), *Martinia corculum* Kut., *Spiriferella praesartanae* Ster., которая, по заключению В. И. Устрицкого, обычна для сакмарского яруса; микрофауна — *Hyperammia* sp., *Nodosaria proceza* Ranser, *N. aff. procezaformis* Gerke, *N. aff. krotovi* Tchern., *N. clavatoides* Ranser, *Dentalina* cf. *lobiata* Spandel., которая, по мнению А. А. Герке, встречается в артинских отложениях. По данным Л. А. Чайки, в этой нижней части разреза, обнажающейся на северном побережье Таймырского озера, находились растительные остатки и створки пелеципод пермского облика. В средней части разреза в вышеуказанных районах встречены редкие остатки фауны: *Chonetes rotundatus* Toula, *Avonia verchojanica* (Fred.), *Rhynchopora* aff. *nikitini* Tchern. (определение В. И. Устрицкого). В вышележащих отложениях находились редкие остатки фораминифер *Nodosaria* ex gr. *monte* Vog. (определение П. С. Воронова), остатки брахиопод *Canocrinella loweni* (Wiman), *C. obrutschewi* (Lich.), *C. cancrini* (Vern.) var. *germanicus* Fred., *Rhynchopora lobjaensis* Tolm., *R. lobjaensis* Tolm. var. *ovalis* Lich. (определения О. Л. Эйнора) и пелеципод — *Pseudamusium engelhardti* Ether et Düp. (определения Е. М. Люткевича).

В угленосных отложениях, венчающих разрез нижней перми, обнаружены отпечатки флоры: *Annularia neuburgiana* Radcz., *Paracalamites vicinalis* Radcz., *Zamiopteris glossopteroides* (Schmalh.), *Angaropteroides glossopteroides* (Schmalh.) Zal., *Noeggerathopsis derzavini* (Zal.) Neub., *N. ex gr. magna* Schved., *N. tenuinervis* Schmalh., *N. aff. tebenjkovii* Schved., *N. aff. ubojensis* Schved., *N. procopievensis* Schmalh., *Nepropsis* ex gr. *magna* Zal., *Crassinervia* aff. *kuznetziana* Neub., *C. aff. tunguscana* Schved., *Samaropsis* ex gr. *depressa* Schmalh., *S. mirabilis* Schved.

По направлению к северо-востоку и востоку от Таймырского озера общий характер терригенной толщи нижней перми мало меняется. На территории Восточного Таймыра самые низы разреза нередко характеризуются маломощным горизонтом серых и темно-серых известняков,

закрывающих остатки брахиоподовой фауны нижнепермского возраста: *Rhipidomella* cf. *pecost* M a r s o u, *Choristites* ex gr. *nikitini* (T s c h e r n.) и другие, которые местами перемежаются с пачками темных глинистых сланцев. Кое-где известняки замещаются известняковыми конгломератами, либо песчано-глинистыми породами. Выше по разрезу следует весьма мощная толща (до 2000 м), которая слагается разнообразными песчаниками, чередующимися с глинистыми сланцами и аргиллитами. Последние в большом количестве наблюдаются в нижней половине разреза, тогда как вверху его господствующими породами являются песчаники и алевролиты. Среди песчаников преимущественным развитием пользуются мелко- и среднезернистые породы полимиктового и кварцево-полевошпатового составов, в цементе которых присутствует известковистый материал. Только вверху разреза отмечается частичное угленасыщение в виде редких тонких линзовидных прослоев каменного угля, но в районе мыса Цветкова на побережье моря Лаптевых встречен пласт угля рабочей мощности.

Нижнепермские породы известны и на возвышенностях Кирьяка-Тас и Тулай-Кирьяка-Тас, расположенных несколько южнее гор Бырранга на юго-восточной оконечности Таймырского полуострова. Согласно наблюдениям В. А. Виноградова, нижние две трети разреза нижнепермских отложений представлены толщей алевролитов, аргиллитов и песчаников, перемежающихся между собой в различных пропорциях. Нередко песчаники содержат в цементе известковистый материал. В них находились остатки фауны брахиопод и пелеципод. Первые характеризуются формами *Avonia* ex gr. *tuberculata* (M ö e l l.), *A.* aff. *verchoyanica* (F r e d.), *Waagenoncha pseudoirginiae* H u a n g., *W.* ex gr. *humboldtii* (O r b.), *Mitrocodia mammata* (K e y s.), *Rhynchopora lobjaensis* T o l m., *Rhynchopora* sp., *Spirifer* cf. *dieneri* T s c h e r n. (определения В. И. Устрицкого). Эта фауна находилась по всей толще в интервале от 500 до 2500 м от основания разреза. Помимо того, в самом верху толщи обнаружены разнообразные остатки морских пелеципод. Эти отложения сменяются толщей мощностью до 900—1000 м, слагающейся в верху разреза алевролитами и углистыми сланцами. В указанных породах имеются отпечатки растений плохой сохранности. Общая мощность нижнепермских отложений принимается около 3300—3500 м, что, по-видимому, несколько завышено. По прежним данным П. С. Воронова и В. А. Черепанова, мощность нижне- и верхнепермских отложений на возвышенности Кирьяка-Тас определялась всего лишь в 1800—1850 м.

Верхний отдел

Верхнепермские отложения развиты преимущественно в западной и центральной частях гор Бырранга. Они же обнажаются и на возвышенностях Кирьяка-Тас и Тулай-Кирьяка-Тас, где занимают небольшие участки.

Отложения верхней перми характеризуются образованиями морских, лагунных и континентальных фаций. Обычно нижняя часть разреза представлена морскими отложениями с подчиненными осадками лагунных фаций, тогда как в верхней половине его преобладают отложения лагунных и континентальных фаций. Это указывает на то, что начало верхнепермской эпохи знаменуется проявлением трансгрессии моря, а также говорит о регрессии его к концу эпохи. Аналогичное явление последовательного изменения от трансгрессивного к регрессивному состоянию моря на Таймыре происходило и в нижнепермскую эпоху.

Смена циклов осадконакопления дает основание определять стратиграфическую границу между отложениями нижнего и верхнего отделов перми. Почти повсюду низы верхнепермских отложений представлены толщей песчано-глинистых пород, заключающих иногда горизонты кар-

бонатсодержащих и чистых карбонатных пород. Она сменяет толщу угленосных пород нижней перми. С другой стороны, в верхнепермских отложениях появляется новый комплекс фауны, который отличается от фауны нижней перми. Верхняя же стратиграфическая граница верхнепермских отложений устанавливается по перекрытию их толщей эффузивных пород. На большей площади Таймыра основные лавы и их туфы покрывают заведомо верхнепермские терригенные отложения и располагаются как на размытой поверхности последних, так и согласно с ними, отделяясь горизонтом туфоконгломератов.

В Приенисейском районе, согласно данным многих исследователей (Н. Г. Акатов, А. П. Иванов, А. И. Козлов, Т. П. Кочетков, Е. М. Люткевич, И. М. Мигай, М. Н. Парханов, Ю. Е. Погребницкий, В. П. Тебеньков, В. И. Ушаков, В. А. Черепанов, Н. А. Шведов), обобщенный разрез верхнепермских отложений представляется в следующем виде. Он начинается тонкими пластами темно-серых алевролитов и аргиллитов, переслаивающихся с пластами темно-серых и серых известковых песчаников и известково-глинистых сланцев, а местами и с песчаными породами, содержащими в цементе доломит. По плоскостям напластований наблюдаются следы морской волноприбойной ряби, а также растительный детрит. Среди этих пород иногда появляются прослои углистых сланцев и отдельные линзы каменного угля, а также редкие линзообразные залежи конгломератов. Выше по разрезу количество пород, содержащих карбонаты, резко сокращается, а в самом верху разреза они полностью исчезают. Господствующими породами становятся серые и темно-серые разнородные полимиктовые и аркозовые песчаники и алевролиты, чередующиеся с пачками темных глинистых и песчано-глинистых сланцев и аргиллитов. Нередко в песчаниках присутствует грубообломочный материал либо они замещаются линзовидными залежами и отдельными мало мощными горизонтами конгломератов. Количество последних резко возрастает в самом верху разреза. Среди этих пород довольно часто наблюдаются пачки углистых сланцев и пласты каменных углей, обладающих различной степенью углефикации. Нередко встречаются пласты углей рабочей мощности. В алевролитах и аргиллитах имеются довольно крупные стяжения сферосидерита, а в глинистых сланцах — рассеянные мелкие кубики пирита. Верхние горизонты терригенной толщи обогащены значительным количеством туфогенного материала.

Мощность верхнепермских отложений непостоянна и колеблется в пределах от 1500 до 2500 м. В них находились разнообразные органические остатки. Так, по материалам детальной геологической съемки А. И. Козлова в Слободском районе Западного Таймыра, верхнепермские отложения заключают следующие остатки фауны и флоры. Из нижней части разреза Е. М. Люткевичем были определены остатки пелелипод: *Netschajewia pallasii* (Vern.), *N. pallasii* (Vern.) var. *alta* Lutk., *N. longa* Lutk., *N. acutula* Lutk., *N. tschernyschewi* Lutk., *N. oblonga* Golowk., *Anthraconauta gigantea* Rag., *A. kemeroviensis* Fed., *Pleurophorus subcineata* Meek et Hayd., *P. costatus* Brown., *Palaeocardita* cf. *astartiformis* Lutk., *Taimyria taimyrensis* Lutk., *T. carinata* Lutk., *T. elegantula* Lutk. Отсюда же Н. А. Шведов установил отпечатки растений: *Zamopteris longifolia* Schved., *Z. schmalhauseni* Schved., *Z. glossopteroides* Schmalh. и *Noeggerathiopsis taimyrica* Schved.

Из средней части разреза выявлены лишь растительные остатки, которые, по заключению Н. А. Шведова, представлены формами: *Phyllothea* ex gr. *ninaena* Radcz., *Sphenopterts* cf. *tunguscana* (Schmalh.) Zal., *S.* aff. *batchatensis* Zal., *Pecopteris anthriscifolia* (Goepf.) Zal., *Zamopteris* cf. *longifolia* Schved., *Noeggerathiopsis* aff. *theodori* Tschirk. et Zal., *N. taimyrica* Schved., *Nephropsis* aff. *integerrima* (Schmalh.) Zal., *Ginkgophyllum* sp., *Samaropsis mirabilis* Schved., *S. depressa* Schved., *Cordaicarpus ellipticus* Radcz.,

C. costatus Schved. В верхней части разреза содержатся остатки флоры *Callipteris* cf. *karskiana* Tschirk. et Zal., *Noeggerathiopsis aequalis* (Goerpp.) Zal., *N. cf. insignis* Radcz., *Lepeohyllum actaeonelloides* (Gein.) Zal.

По направлению к востоку не наблюдается особых изменений в литологическом составе и мощности верхнепермских отложений, за исключением того, что в них отмечается большая угленасыщенность. Здесь выявлено до 18 рабочих пластов каменных углей, которые распределены преимущественно в средней и верхней частях разреза. По исследованиям Н. Н. Мутафи, мощность верхнепермских отложений в районе левобережья низовьев р. Пясины достигает 1800—2000 м.

Далее верхнепермские отложения простираются в бассейн среднего и верхнего течения р. Тарен. На участке верхнего течения реки к верхней перми относится толща серых и темно-серых, средне- и мелкозернистых аркозовых песчаников с подчиненными прослоями темно-серых глинистых и углисто-глинистых сланцев. В низах этой толщи, мощность которой около 1000 м, часть пород содержит в цементе карбонатное вещество, а вверху ее имеются пласты и линзы конгломератов и каменного угля. Южнее, в районе среднего и отчасти нижнего течения реки, с одной стороны, наблюдается постепенное замещение песчаников сланцами и установление примерно равного соотношения между ними а, с другой, количество конгломератов резко сокращается и местами она нацело исчезают, как и пласты каменных углей.

Аналогичное явление отмечается в бассейне верхнего и среднего течения р. Верхней Таймыры, где в более северных участках развиты разнозернистые полимиктовые песчаники, переслаивающиеся глинистыми и углисто-глинистыми сланцами и пластами каменных углей в верху разреза, а в южных районах преобладающими породами становятся мелкозернистые песчаники, алевролиты и аргиллиты при одновременном уменьшении прослоев углистых сланцев и исчезновении пластов каменного угля.

В бассейне верхнего течения р. Нижней Таймыры и на западном побережье Таймырского озера верхнепермские отложения вскрываются в виде нешироких полос из-под покровов вышележащей туфолавовой голщи. Они слагаются серыми и темно-серыми, толсто- и тонкоплитчатыми, средне- и мелкозернистыми, кварцево-аркозовыми и полимиктовыми песчаниками, перемежающимися с подчиненными пачками темных глинистых и песчано-глинистых сланцев и аргиллитов. В низу разреза песчаники иногда содержат известковистый цемент и редкие остатки фауны пелеципод и гастропод. В верхней части разреза появляются тонкие пачки и прослои углистых сланцев и пласты каменных углей с растительными отпечатками. Мощность верхнепермских отложений равна 1000—1100 м.

Отсюда верхнепермские отложения непрерывно прослеживаются по северному побережью Таймырского озера, вплоть до р. Северной, впадающей в залив Яму-Байкура. Литологический состав их остается близким указанному выше. В западной части побережья нижняя половина разреза верхнепермских отложений сложена разнозернистыми песчаниками, перемежающимися с пачками и прослоями алевролитов, реже аргиллитов и глинистых сланцев. Для верхней его половины характерна частая перемежаемость тонких пачек песчаников, алевролитов, аргиллитов, глинистых и углисто-глинистых сланцев и пластов каменного угля. Кое-где в самом верху толщи отмечались линзовидные залежи и отдельные маломощные горизонты конгломератов. В восточной части побережья низы разреза верхней перми представлены преимущественно алевролитами с подчиненными пачками песчаников и аргиллитов, а также пластами известняков. Последние заключают остатки фауны брахиопод, пелеципод и гастропод. В песчаниках иногда содержится незна-

чительное количество хорошо окатанного мелкогалечного материала. Верхняя же часть этого разреза образована пачками алевролитов и аргиллитов, чередующихся между собой. Здесь же имеются пласты песчаников, прослой углистых сланцев и тонкие пропластки и линзы каменного угля. В этих породах находились редкие растительные отпечатки. Конгломераты отсутствуют по всему разрезу, за исключением самых его верхов, где они встречены в виде линзовидных залежей среди аргиллитов. Мощность верхнепермских отложений равна 1150—1250 м.

Весьма интересная коллекция органических остатков была собрана Л. А. Чайкой в 1953 г. в районе северной части залива Яму-Байкура. Из нижней половины разреза верхнепермских отложений В. И. Устрицкий определил следующие брахиоподы: *Orthotetes regularis* Waag., *Chonetes flemingi* Norw. et Pratt., *Waagenoconcha* ex gr. *irginae* (Stuck), *Linoptoductus* ex gr. *cora* (Orb.), *L. aagardi* (Toula), *L. ussuricus* (Fred.), *Mulrowoodia mammata* (Keys.), *Canocrinella* aff. *canrini* (Vern.), *C.* aff. *loweni* Wiman, *Strophalosia* ex gr. *sibirica* Lich., *Camarophoria* cf. *crumena* Mart., *Rhynchopora lobjaensis* Tolm., *Spirifer subfasciger* Lich., *S. nittensts* Dien., *Licharevia* ex gr. *rugulatus* (Kut.), *L.* cf. *keyserlingi* (Netsch.), *Spiriferella* ex gr. *saranae* (Vern.).

Ранее из этих отложений М. В. Куликовым также были определены: *Licharevia kulojensis* (Netsch.), *L.* cf. *grewingi* (Netsch.), *L.* cf. *keyserlingi* (Netsch.), *L.* cf. *laguseni* (Netsch.), *Rhynchopora* cf. *lobjaensis* Tolm., *R. variabilis* Stuck., *Dielasma* cf. *borealis* Fred. Из коллекции И. М. Русакова сборов за 1954 г. с участка северного побережья залива Яму-Байкура В. И. Устрицкий определил следующие брахиоподы: *Canocrinella obrutschewi* (Lich.), *Strophalosia* ex gr. *sibirica* Lich., *Spirifer nitiensis* Dien., *Dielasma* cf. *tolmatschowii* Lich. Из этой же части разреза Е. М. Люткевичем установлены пелециподы *Pecten hiemalis* Salt. и *Parallelodon* sp., а также неопределимые гастроподы из рода *Pleurotomaria*. Из верхней половины разреза верхнепермских отложений Н. А. Шведов определил остатки флоры: *Paracalamites göeppertii* Radcz., *Pecopteris anthriscifolia* (Göerr.) Zal., *Noeggerathioipsis aequalis* (Göerr.) Zal., *N. candalepensis* Zal., *N. angustifolia* Neub. и *N.* cf. *insignis* Radcz.

К востоку от залива Яму-Байкура на некотором пространстве верхнепермские отложения отсутствуют. Они появляются лишь в пределах юго-восточной окраины гор Бырранга и возвышенностях Кирыка-Тас и Тулай-Кирыка-Тас, где слагают небольшие участки. Наиболее полные разрезы фаунистически охарактеризованных верхнепермских отложений установлены Ф. И. Ивановым в районе верховьев рр. Подкаменной и Чернохребтовой, а также Т. П. Кочетковым и И. М. Мигаем на участке мыса Цветкова (побережье моря Лаптевых). По данным названных исследователей, на указанных территориях отложения верхней перми в основном представлены толщей темно-серых и серых, от средне- до мелкозернистых, кварцево-полевошпатовых и полимиктовых песчаников, переслаивающихся с алевролитами, аргиллитами и глинистыми сланцами. В районе верховьев р. Подкаменной глинистые породы средней части разреза заключают остатки брахиоподовой и пелециподовой фауны и несколько обогащены мелкими зёрнами пирита. На мысе Цветкова в этой же части разреза наблюдается маломощный горизонт сильно глинистых органогенных известняков, перекрытый пачкой глинистых пород, заключающих прослой и отдельные стяжения из сидеритизированных пород. В верхней части разрезов верхнепермских отложений констатированы растительные остатки, а на мысе Цветкова зафиксированы также тонкие прослой и нерабочие пласты каменного угля среди песчанистых пород. Мощность верхнепермских отложений колеблется в пределах 1000—1250 м.

По определениям Д. Л. Степанова, среди остатков фауны из нижней половины разреза верхнепермских отложений района мыса Цветкова имеются следующие формы брахиопод: *Chonetes* aff. *minimus* Kroi., *Cancrinella* cf. *obrutschewi* (Lich.), *C. loweni* (Wiman), *C. cf. curvata* (Tolm.), *Linoproductus aagardi* (Toula) var. *rugosa* (Lich.), *Waagenconcha* aff. *purdoni* Dav., *Spirifer nitiensis* Dien. var. *kimsari* Bion., *Sp. subfasciger* Lich., *Martinia remota* Chao, *Rhynchopora lobjaensis* Tolm., *Dielasma borealis* Fred. Из этих же отложений Е. М. Люткевич определил пелециподы: *Pseudamusium sericeus* Vern., *P. ex gr. pussilus* Schloth, *Nuculana speluncaria* Gein. и *Kolymia* sp. Н. А. Шведов определил в верхней половине разреза следующие растительные остатки: *Noeggerathiopsis equalis* (Göerr.) Zal., *N. cf. angustifolia* Neub., *N. candalepensis* Zal., *Lepeophyllum actaeonelloides* (Gein.) Radcz. и *Samaropsis tychtenis* Zal.

По данным В. А. Виноградова, на возвышенностях Кирыка-Тас и Тулай-Кирыка-Тас верхнепермские отложения начинаются с 200-метровой пачки серых массивных известковистых песчаников, содержащих обильные остатки брахиопод. Отсюда В. И. Устрицким были установлены формы: *Linoproductus* ex gr. *cora* (Orb.), *L. cf. kulikti* (Fred.), *Licharevia* ex gr. *rugulatus* (Kut.), *Spirifer* cf. *subfasciger* Lich. и др. Выше следуют песчаники и алевролиты, в верху разреза которых появляются пласты аргиллитов. Эти породы также заключают остатки морской ископаемой фауны брахиопод — *Chonetes* ex gr. *capitolinus* Toula, *Linoproductus* cf. *kulikti* (Fred.), *Horridonia* cf. *pseudohorrida* Wiman, *Strophalosia* sp., *Rhynchopora lobjaensis* Tolm., *Licharevia grewingki* Netsch., *Spirifer* ex gr. *subfasciger* Lich., *Athyris* ex gr. *royssiana* Keys. (определение В. И. Устрицкого); пелеципод — *Procopievskia parva* Chalf., *Pseudamusium engelhardti* Ether. et Dun., *Netschajewia pallasii* var. *alta* Lutk. и др. (определение Е. М. Люткевича). Мощность этих отложений равна 700—800 м. Их сменяет толща серых и темно-серых песчаников, алевролитов и аргиллитов мощностью до 700—800 м. В верху ее присутствуют прослойки каменного угля. Из органических остатков обнаружены лишь отпечатки растений *Paracalamites* sp. и *Noeggerathiopsis* sp. Общая мощность верхнепермских отложений достигает 1400—1600 м. Соотношения их с нижнепермскими породами и перекрывающими вулканогенными образованиями траппового комплекса остались не выясненными из-за отсутствия обнажений в зонах контактов.

ВЕРХНЕПЕРМСКИЕ — НИЖНЕТРИАСОВЫЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

На Таймырском полуострове нередко разрез верхнепермских отложений заканчивается толщей вулканогенных образований траппового комплекса мощностью от 100—150 до 800—1000 м. Она состоит из чередующихся между собой покровов основных эффузивов и их туфов. Преобладают лавовые покровы, в сложении которых участвуют разнообразные базальты. Нередко в кровле и, реже, в почве покровов наблюдаются миндалекаменные разности пород. Мощность отдельных покровов эффузивов достигает 30—40 м и более. Количество покровов непостоянно, их насчитывают до 4—5 и более. Местами среди эффузивов, преимущественно в нижней части разреза, встречаются отдельные пачки песчано-глинистых пород с остатками наземной растительности и пресноводных пелеципод, а в самом верху разреза были обнаружены растительные отпечатки.

Возраст вулканогенных образований трактуется по-разному. Ряд геологов считает, что вулканическая деятельность на Таймыре проявилась только в течение верхнепермской эпохи, тогда как другие признают, что этот процесс вулканизма продолжался и в триасе. Какие же существуют фактические данные для разрешения этого вопроса? Во-первых,

на большей площади Таймырского полуострова основные лавы и их туфы покрывают толщу терригенных отложений заведомо верхнепермского возраста, располагаясь как на размытой поверхности последней, так и согласно с ней, нередко отделяясь горизонтом туфоконгломератов. Во-вторых, в Приенисейском районе в туфогенных песчаниках, залегающих под первым покровом базальтов и стратиграфически выше между первыми двумя покровами эффузивов, были обнаружены остатки идентичной фауны из пресноводных пелеципод родов *Anthracomya*, *Palaeandonta*, *Palaeomutella* и *Posidomya*, которые по своему видовому составу являются аналогичными фауне кольчугинской свиты Кузбасса. В-третьих, в прослоях туфогенных пород, разделяющих покровы базальтов, иногда встречаются растительные отпечатки. Сохранность этой флоры была неудовлетворительна. Однако в верховье р. Фадью-Куда в толще туфогенных пород, перекрывающих лавовые покровы, отмечались остатки флоры *Callipteris* sp., близкой к *C. kariskiana* Tschirk. et Zal., *Schizoneura* sp. и *Podozamites* (?) sp. (определения М. Ф. Нейбургр). По составу флора является смешанной. Форма *Callipteris* относится к верхнепермскому комплексу, а две остальные формы присущи мезозойскому комплексу. В частности, форма *Podozamites* (?) sp. констатирована и на мысе Цветкова (побережье моря Лаптевых) в средней и в верхней частях разреза так называемых подоленекских слоев, относящихся к нижней половине нижнего триаса. Здесь же толща вулканогенных пород покрывается фаунистически охарактеризованными песчано-глинистыми породами нижнего триаса, представленными подоленекскими слоями (индского яруса). Таким образом, совершенно определенно устанавливается, что на Таймыре весьма активная вулканическая деятельность началась в конце верхней перми и завершилась в нижнем триасе.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Триасовые отложения имеют весьма ограниченное распространение на юго-восточной окраине гор Бырранга, в районе от верховьев р. Апрельки до мыса Цветкова на побережье моря Лаптевых и вблизи расположенных участках — на возвышенностях Киряка-Тас и Тулай-Киряка-Тас. Выделены отложения всех трех отделов триаса.

Нижний отдел

Нижнетриасовые отложения обнаружены в вышеперечисленных пунктах Восточного Таймыра. Наиболее полный разрез их имеется в районе мыса Цветкова. Здесь, по данным И. М. Мигая, на мандельштейнах верхнего покрова эффузивно-туффитовой свиты залегает песчаниково-сланцевая толща нижнего триаса мощностью 290 м. Она начинается 20-метровым горизонтом зеленовато-серых средне- и мелкозернистых песчаников, заключающих прослой с мелкогалечниковым и грубопесчаным материалом. На плоскостях наслоений наблюдается обуглившийся растительный детрит. Выше по разрезу появляются зеленовато-серые алевролиты, чередующиеся с полимиктовыми песчаниками и аргиллитами. Мощность этой перемежающейся толщи около 160 м. Вверху ее среди аргиллитов нередко находятся конкреции сидеритизированной породы, внутри которых иногда присутствуют остатки брахиопод — *Lingula borealis* Bittn., а также мелких филопод — *Esteria gutta* Lutk., и *E. cf. aequale* Lutk. Помимо того, в средней и верхней частях толщи констатированы остатки флоры *Podozamites* (?) sp., *Samaropsis* sp. и другие новые формы семян. Эти отложения принадлежат к подоленекским слоям, которые постепенно сменяются оленекскими слоями и слоями, представленными темно-серыми и зеленовато-серыми аргиллитами с подчиненными пластами алевролитов и мелкозернистых песчаников. Среди

этих пород, нередко в сидеритизированных конкрециях, были обнаружены остатки фауны: *Keyserlingites middendorffi* (Keys.), *Koninkites keyserlingi* (Mojs.), *Sibirites eichwaldi* (Keys.), *Olenekites* cf. *intermedius* (Mojs.), *Xenodiscus karpinskii* Mojs., *X. demokidovi* Кираг. (ex ms.), *Gervilla mytiloides* Schloth., *G.* ex gr. *exporrecta* Leps., *Myalina putiatinensis* Кираг., *Vilopecten mintmus* Кираг., *Anodontophora* aff. *canalensis* (Cat.) и *Lingula borealis* Bittn.

Примерно такой же литологический состав имеют нижнетриасовые отложения на возвышенностях Киряка-Тас и Тулай-Киряка-Тас, где мощность их возрастает до 400 м.

Средний отдел

Небольшие участки среднетриасовых отложений констатированы на площади между верховьями р. Апрельки до мыса Цветкова и на северном склоне возвышенности Тулай-Киряка-Тас.

В районе мыса Цветкова имеется наиболее полный разрез среднетриасовых отложений, где он представлен осадками анизийского и ладинского ярусов. Согласно исследованиям И. М. Мигая, анизийский ярус характеризуется толщей темно-серых (зеленоватых и бурых оттенков) плотных горизонтальнослоистых алевролитов с пластами мелкозернистых полимиктовых песчаников. В верхней трети разреза преобладают мелко- и среднезернистые песчаники с прослоями алевролитов и аргиллитов. Породы заключают остатки фауны: *Hungarites gusevi* Кираг., *H. tetragonus* Voip., *H.* ex gr. *involutus* Кираг., *H. trifurcatus* Mojs., *H. probus* Кираг., *Ptychites* cf. *trochleaeformis* Lindgr., *P.* aff. *megalodiscus* Beug., *Parapanoceras* cf. *torelli* Mojs., *Ceratites* aff. *kingi* Smith., *C.* aff. *organi* Smith., *Grypoceras* aff. *whitneyi* Gabb, *Velopecten alberti* (Goldf.), *Hoernesta* ex gr. *socialis* Schloth., *Trigonodus* (?) cf. *praelongus* Кираг., *Nucula strigillata* Wissm., *Leda* cf. *polaris* Кираг., *Myophoriopsis* cf. *gregaroides* Phill. и *Lingula polaris* Lundgr. (определения Л. Д. Кипарисовой). Мощность анизийских отложений равна 390 м.

Вышележащие отложения ладинского яруса согласно лежат на породах анизийского яруса. Нижние две трети разреза их представлены зеленовато-серыми мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками и алевролитами с редкими прослоями конгломератов. Остальная часть разреза характеризуется частой перемежаемостью пород алеврито-пелитового состава с подчиненным количеством песчаников, где также имеются тонкие пропластки каменного угля. По всему разрезу встречаются обугленные растительные остатки, среди которых выявлены *Podozamites* sp., *Cladophlebis* sp. и *Pecopteris* sp. В составе микрофлоры имеются различные споры папоротниковых и пыльца беннетитовых, саговых, гинкговых и хвойных. Мощность ладинских отложений в районе мыса Цветкова равна 190 м.

На возвышенности Тулай-Киряка-Тас среднетриасовые отложения имеют мощность до 700 м. По составу они аналогичны отложениям района мыса Цветкова.

Верхний отдел

Верхнетриасовые отложения установлены лишь в районе мыса Цветкова на побережье моря Лаптевых. Здесь к карнийскому ярусу относится толща песчано-глинистых пород мощностью до 230 м. В нижней части она слагается семью аргиллитами, содержащими нередко конкреции из сидеритизированной породы с остатками фауны, реже обломки окаменелой древесины. Выше залегают светло-серые алевролиты и кварцево-полевошпатовые песчаники. По данным И. М. Мигая, карнийский воз-

раст этих отложений подкрепляется следующей фауной: *Halobia* ex gr. *zitteli* Lindstr., *Pseudomonotis tas-aryensis* Vog., *Pecten* cf. *derbekensis* Kipar., *P.* ex gr. *hiemalis* Toll., *P.* ex gr. *scutella* Högn., *Gonodon mellingi* (Hauer), *Cardinia* cf. *ovula* Kittl., *Nucula strigillata* Goldf., *Palaeoneilo* cf. *lunaris* Böhm, *Lingula* cf. *polaris* Lungt., *Rhynchonella* sp. Тут же встречены неопределимые гастроподы, а также позвонок ихтиозавра (?). Отложения карнийского яруса согласно перекрываются толщей мощностью 135—140 м песчано-глинистых пород, среди которых преобладают алевролитовые разновидности. Толща условно отнесена к норийскому ярусу. Из органических остатков были обнаружены отпечатки растений *Podozamites* ex gr. *lanceolatus* Heer, *Cladophlebis* sp., *Pecopteris* sp. и *Equisites* sp., а также довольно богатый комплекс микрофлоры. Общая мощность верхнетриасовых отложений в районе мыса Цветкова достигает 365—370 м. Верхняя стратиграфическая граница их определяется несогласным залеганием фаунистически охарактеризованных отложений нижней юры.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Юрские отложения в пределах горной части Таймыра имеют ограниченное распространение. Они встречаются преимущественно по ее периферии. Отдельные мелкие выходы юрских отложений обнажаются главным образом в восточной половине полуострова. Наибольшая площадь развития этих отложений установлена на участке между низовьями р. Чернохребетной и мысом Цветкова. Здесь констатированы осадки всех трех отделов юры, тогда как в других пунктах полуострова встречаются верхнеюрские породы.

Нижний отдел

Достоверные нижнеюрские отложения констатированы только на площади между нижним течением р. Чернохребетной и мысом Цветкова на побережье моря Лаптевых. По-видимому, отложения этого же возраста имеются и на п-ове Челюскина.

На мысе Цветкова нижнеюрские отложения залегают на различных горизонтах триасовых пород. Здесь они представлены толщей серых алевролитов, в верху разреза которых появляются глинистые разновидности. В основании и в нижней половине алевролитовой толщи встречаются линзы и прослои конгломератов, а также рассеянные гальки и мелкие обломки окремненной древесины. Помимо того, породы содержат плохо сохранившиеся остатки фауны, список которой, согласно данным И. М. Мигая, включает следующие формы: *Passaloteuthis apicicurvata* (Blairv.), *Harpax laevigatus* Orb., *Leda* cf. *rostrata* Lam., *Myophoria laevigata* Ziet., *Mytiloides* cf. *gryphoides* Goldf., *Dentalium* cf. *filicunda* Quenst. Комплекс фауны указывает на средний и, возможно, верхний лейас. Отложения нижнего лейаса отсутствуют. Мощность нижнеюрских отложений достигает 420 м.

Предположительно нижнеюрские отложения обнаружены Б. Х. Егiazаровым в 1948 г. в устье р. Ханневича на восточном побережье п-ова Челюскина. Они представлены серыми мелкозернистыми кварцево-полевошпатовыми песчаниками с известково-глинистым цементом. В них найдены остатки *Tancredia* sp. indet., *Pecten* (*Chlamys*?) sp. indet и других неопределимых пелеципод. Видимая мощность этих отложений равна 5—6 м. Они слагают одиночный выход среди покрова четвертичных осадков.

Средний отдел

Небольшие выходы среднеюрских отложений обнажаются в тех же районах Таймыра, где и нижнеюрские породы.

В районе мыса Цветкова средняя юра представлена в нижней своей части 40-метровой толщей серых алевролитов с фауной ааленского яруса. В основании ее располагается горизонт конгломератов мощностью до 4—5 м, согласно лежащий на нижнеюрских отложениях. Алевролиты сменяются светло-серыми массивными и слоистыми мелкозернистыми, иногда слюдистыми рыхлыми песчаниками. В них изредка встречаются гальки и обломки кремневой древесины и остатки фауны. По данным И. М. Мигая, эта фауна характеризуется следующими видами: *Astarte minima* Phill., *A. cf. elegans* Sow., *A. cf. voltzi* Roem., *A. aalenensis* Benescke, *A. opalina* Quenst., *Pleuromya unioides* Goldf., *P. elegans* Münsl., *P. cf. rostrata* Ag., *P. securiformis* Phill., *P. goldfussi* Roll., *Panopaea ioutai* Lundgr., *Modiola scalpra* Opp., *Eumorphotis lenaensis* Lah., *Lima hausmani* Dunk., *Goniomya rombifera* Ag., *Gresslya anglica* Ag., *Inoceramus* ex gr. *retrorsus* Keys., *Camptonectes* cf. *lens* Sow., *Leda* cf. *rostrata* Lam. Мощность среднеюрских отложений 450 м.

Незначительный выход среднеюрских отложений зафиксирован на левобережье верхнего течения р. Каменной (левом притоке нижнего течения р. Ленинградской). Здесь, по данным Л. Д. Мирошникова и О. С. Щегловой, из-под покрова четвертичных отложений обнажаются серые мелкозернистые слюдистые глинистые пески с тонкими прослоями песчаных известняков. Имеются остатки фауны пелеципод. По заключению Н. С. Воронец, указанная фауна характеризуется следующими формами: *Lima* ex gr. *duplicata* Sow., *L. gibbosa* Sow., *Astarte* cf. *depressa* Goldf., *A. elegans* Sow., *A. cf. minima* Phill. Видимая мощность среднеюрских отложений около 10 м.

По-видимому, среднеюрские отложения имеются где-то в бассейне р. Нижней Таймыры, так как в районе устья этой реки А. В. Щербаков нашел в современном аллювии гальки и небольшие валуны песчаников с остатками фауны *Leda* sp. indet. и *Ditrupa* sp. indet., относимой В. И. Бодылевским предположительно к нижней или средней юре.

Верхний отдел

Верхнеюрские отложения выявлены в центральных и восточных районах Таймыра, где они слагают весьма ограниченные участки. Наиболее полный разрез их наблюдается в районе мыса Цветкова на Восточном Таймыре. Здесь, согласно наблюдениям И. М. Мигая, выделяются отложения келловейского и кимериджского ярусов.

Келловейский возраст имеет толща серых глинистых и чистых алевролитов с пластами песчаников и аргиллитов мощностью 220—250 м. По всей толще встречаются остатки фауны: *Cadoceras tscheffkint* (Orb.), *C. stenobum* Keys., *Quenstedticeras holtedahli* Salf. et Freb., *Pholadomya abdita* Ag., *Ph. simplex* Phill., *Modiola strajeskiana* Orb., *Lima* cf. *rigida* Sow., *Ceromya concentrica* Sow., *Camptonectes* cf. *broenlundii* Ravn., *Parallelodon surowskii* Rouill., *Astarte* cf. *polymorpha* Conte j., *A. saemanni* Log., *Cyprina kilmersentiana* Orb., *Turbo strogonofi* Orb., *T. puschianus* Orb., *Amberleya meendorfti* Orb., *Terebratulula strogonofi* Orb., *Rhynchonella varians* Schloth. (определения Н. С. Воронец). Отложения кимериджского яруса начинаются с горизонта конгломератов мощностью в несколько метров. Выше следует толща мощностью 280 м, зеленовато- и желтовато-серых рыхлых мелкозернистых слюдистых песчаников. Среди них встречаются глыбы и плиты ожелезненного песчаника. Имеются обильные остатки фауны, из которых определены: *Cardioceras taimyricus* Bodyl., *C. kitchini* Salf., *C. laevisculptum* Pavl., *Cylindroteuthis* cf. *obeliscoides* Phill., *Aucella kirghisensis* Sok., *A. cf. bronni* Buch., *A. lindstroemi* Sok., *A. cf. rugosa* Fisch., *A. cf. pavlovi* Sok., *Pleuromya tellina* Ag., *Perna groenlandica* Ravn., *Camptonectes broenlundii* Ravn., *Actaeonina* cf. *groenlandica* Spath.

Turbo puschiniana Orb., *T. cf. meendorfi* Orb., *Rhynchonella* aff. *grosse-sulcata* Eichv., *Terebratula* cf. *rasenkranzi* Spath. Мощность верхнеюрских отложений в районе мыса Цветкова не менее 500 м.

Ряд незначительных выходов верхнеюрских пород констатирован на п-ове Челюскина и в прилегающих к нему участках — по обоим берегам в горле Гафнер-Фиорда, на правобережье среднего течения р. Ленинградской, в низовьях р. Анжелики, в долине среднего течения р. Каньонки, несколько южнее мыса Челюскина, на левобережье в устье р. Ханевича, в бассейне р. Каменной и на восточном берегу залива Фаддея, к востоку от устья р. Преградной. Местами выделяются отложения кимериджского, нижневолжского и верхневолжского ярусов. В частности, желтовато-серые известковистые кварцевые песчаники и темно-серые слюдистые пески, заключающие фауну кимериджского яруса, обнажаются невдалеке от устья р. Преградной. Здесь мощность этих отложений достигает 90—100 м. Породы кимериджского ярусов вскрываются и в долине среднего течения р. Каньонки. Во всех остальных указанных пунктах обнажаются лишь отложения нижнего и верхнего волжских ярусов. Они представлены рыхлыми песками либо слабоцементированными известковистыми песчаниками. Мощность отложений нижнего волжского яруса достигает 40—50 м, а осадков верхнего волжского яруса — 70—80 м.

Аналогичные песчанистые породы с пеллециподовой фауной верхнего кимериджа — верхнего волжского яруса — обнажаются и на восточном побережье залива Яму-Байкура (Таймырское озеро).

Возможно, верхнеюрские отложения имеются и в низовьях р. Шренка, где по данным С. М. Тильмана и Л. С. Пузанова, это темно-серые и бурые аргиллиты мощностью до 10—15 м с отпечатками неопределимых головоногих. Они перекрываются 60-метровой толщей, состоящей из бурых алеволитов и песчаников с микрофлорой, сменяющихся глинами и песками с линзами бурого угля. Комплекс микрофлоры представлен главным образом нижнемеловыми формами, но тут же присутствуют споры и пыльца верхнеюрского облика.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Отложения меловой системы имеют ограниченное распространение в пределах горной территории Таймырского полуострова. Обычно они слагают небольшие участки, изредка встречающиеся по долинам больших рек и в депрессиях межгорных впадин. Меловые отложения довольно часто обнажаются по южной окраине гор Бырранга, в зоне перехода к Таймырской низменности, и имеют существенное значение в геологическом строении последней. Установлены отложения обоих отделов системы, но преимущественным развитием пользуются осадки нижнего мела. Верхнемеловые отложения зафиксированы лишь в одном пункте на Карском побережье Западного Таймыра.

Нижний отдел

Разобширенные незначительные участки нижнемеловых пород нередко наблюдаются вдоль южной окраины гор Бырранга на всем протяжении от левобережья нижнего течения р. Верхней Таймыры до побережья моря Лаптевых, где они вскрываются из-под покрова четвертичных осадков в низовьях р. Верхней Таймыры, на северном берегу Таймырского озера и по берегам залива Яму-Байкура этого же озера, в районе нижнего течения рр. Муруптума-Тари и Хутуда-Яму, на участке среднего и нижнего течения рр. Сибирской и Осипа, вплоть до мыса Сибирского (побережье моря Лаптевых). Выходы нижнемеловых пород установлены и в других пунктах северной части Таймырского полуострова по левобережью верх-

него течения р. Верхней Таймыры вблизи устья р. Кыиды, в верховьях рр. Фадью-Куда и Боотанкагалевых притоков нижнего течения р. Верхней Таймыры, в низовьях р. Угольной, недалеко от оз. Энгельгардта, в районе нижнего течения р. Шренка, в устье р. Нижней Таймыры, в низовьях рр. Фомина и Траутфеттера, по берегам залива Гафнер-фиорд и нижнего течения р. Ленинградской и низовьев р. Жданова, на р. Пегматит, в низовьях р. Анжелики, на участке нижнего течения рр. Клюевки и Вездеходной.

Установлено, что нижняя часть нижнемеловых отложений представлена толщей морских образований, относящейся к валанжину. Верхняя же часть разреза нижнего мела складывается угленосной толщей, формирование которой происходило, начиная с готерива до альба включительно, возможно, на некоторых участках Таймыра и до сеномана. За редким исключением, в вышеперечисленных пунктах обнажаются лишь незначительные по мощности отдельные горизонты нижнемеловых отложений. Наиболее полный разрез их наблюдался в районе, примыкающем к юго-восточной окраине гор Бырранга, точнее в бассейне среднего и нижнего течений рр. Осипа и Сибирской и мыса Сибирского на побережье моря Лаптевых. Здесь, по данным И. М. Мигая, морские отложения представлены в основном серыми глинистыми и песчанистыми алевролитами, переходящими выше по разрезу в рыхлые кварцево-полевошпатовые и аркозовые песчаники, иногда с известковистым и известково-железистым цементом. Иногда встречаются прослой сидеритизированных пород и стяжения антраконита. Остатки фауны распределены по всей толще. В ее составе присутствуют: *Aucella crassicollis* Кеуs., *A. cf. tschimaе* Павl., *A. volgensis* Лaн., *A. aff. fischeriana* Огб., *A. cf. crassa* Павl., *A. aff. sublaevis* Кеуs., *Buccinum aff. incertum* Огб., *Polyptychites* sp. (определение Н. С. Воронца). Мощность отложений валанжина составляет около 400 м.

Они постепенно сменяются песчаными осадками вышележащей угленосной толщи, нижняя граница которой проводится условно, по исчезновению остатков морской фауны. Литологический состав угленосной толщи довольно однообразный. Она складывается светло-серыми, желтовато-бурыми и зеленоватыми, преимущественно мелко- и среднезернистыми, диагонально-слоистыми, глинистыми, слюдястыми и чистыми, уплотненными и рыхлыми песками. Среди них имеются отдельные прослой и линзы известковистых песчаников, чистых и углистых глин, а также линзы и пласты углистых сланцев и бурых углей. Породы заключают плохо сохранившиеся растительные остатки, обугленный детрит, обломки окремненной древесины и довольно богатый комплекс спор и пыльцы разнообразных растений. В спорово-пыльцевом комплексе отмечается преобладание пыльцы голосеменных над спорами. Мощность угленосной толщи около 200 м.

При движении в западном направлении к южной окраине гор Бырранга и в глубь этих гор на север литологический состав морских отложений нижнего мела мало изменяется. Однако при этом наблюдается значительное сокращение их мощности. Например, на участке слияния рр. Муруптума-Тари и Хутуда-Яму мощность морских нижнемеловых отложений равна 70 м, в устье р. Жданова 30—40 м, в горле залива Гафнер-Фиорда около 20 м, в устье р. Анжелики (западное побережье п-ова Челюскина) 12 м, а в устье р. Шренка не более одного-двух десятков метров.

Аналогичное положение отмечается и для отложений угленосной толщи нижнего мела. Повсюду угленосная толща представлена рыхлыми песчано-глинистыми отложениями, содержащими пропластки либо пласты бурых углей. Среди последних иногда присутствуют сапропелевые разновидности. Количество пластов бурых углей сильно колеблется. Так,

в районе нижнего течения р. Ленинградской констатировано 5 пластов углей рабочей мощности, а на участке в горле залива Гафнер-Фиорд зафиксировано до 15 пластов углей и от одного до трех пластов среди угленосных отложений нижнего мела, обнажающихся на площади Центрального Таймыра. Характерно, что мощность угленосных отложений нижнего мела в пределах горной территории Таймырского полуострова значительно меньшая, чем в зоне северной окраины Таймырской низменности. Если в районе мыса Сибирского и на прилегающей площади, протягивающейся вдоль южной окраины гор Бырранга, мощность нижнемеловых угленосных отложений достигает 200 м и более, то на северном побережье Таймырского озера она не превосходит 70—100 м; на участке нижнего течения р. Верхней Таймыры мощность указанных отложений равна всего около 50 м, в верховьях р. Боотанкага (левого притока нижнего течения р. Верхней Таймыры) около 60 м, в низовьях р. Шренка 30—40 м, в верховьях р. Фадью-Куда и бассейне р. Мамонта около 30—40 м, в устье р. Вездеходной на Восточном Таймыре 25 м, в районе залива Гафнер-Фиорда 60—80 м.

Верхний отдел

Присутствие верхнемеловых отложений на территории горной части Таймырского полуострова впервые установлено Ю. Е. Погребницким. Летом 1954 г. при проведении геологических исследований на побережье Пясинского залива эти отложения были им обнаружены в районе устья р. Убойной и на побережье залива, в 6 км восточнее устья р. Зелеевой. Верхнемеловые отложения образуют скопления мелких плиток бурых песчанистых известняков из-под покрова рыхлых четвертичных отложений. Известняки содержат остатки фауны; *Lopattnia jentsseae* Sch m. и *Alaria* cf. *potnikowi* Seb m., которая, по определению Н. О. Шульгиной, указывает на возраст отложений от верхнего турона до саптона.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные отложения распространены повсеместно в пределах горной территории Таймырского полуострова, главным образом на ее участках с пониженным рельефом—по долинам рек, в межгорных впадинах и по побережью моря. В составе их выделяются: ледниковые отложения максимального оледенения среднего отдела, морские и аллювиальные межледниковые отложения верхнего отдела, ледниковые и флювиогляциальные верхнего отдела, послеледниковые морские и озерно-аллювиальные отложения верхнего отдела и современные морские аллювиальные, делювиальные и элювиальные отложения.

Отложения максимального оледенения выражены относительно слабо. К остаткам морены этого оледенения относят отдельные валуны из гранитных и метаморфических пород, изредка встречаемые на эродированных поверхностях некоторых водоразделов на высотах до 500 м и, реже, более. Вероятно, остатками перемытой морены максимального оледенения являются также некоторые скопления валунов с суглинками, которые иногда наблюдаются (на р. Каньонке п-ова Челюскина, в низовьях р. Пясины, в бассейнах низовьев рр. Убойной и Домбы, а также в других пунктах горной территории Таймыра и за ее пределами) под покровом вышележащих морских межледниковых отложений верхнего отдела. Мощность этих отложений не превосходит 10—15 м.

Морские и аллювиальные межледниковые отложения верхнего отдела имеют ограниченное распространение. Обычно они слагают незначительные участки и отдельные выходы по побережью моря Лаптевых и отчасти Карского моря, а также по долинам некоторых крупных рек.

В нижней своей части они представлены суглинками, супесями, глинами, мелко- и среднезернистыми песками, иногда с галечниками. Верхняя же часть разреза, бо́льшая по объему, слагается серыми мелко- и среднезернистыми песками. В некоторых пунктах среди песков присутствуют линзовидные скопления мелкой гальки и крупнозернистого песка, а иногда и угольной крошки, например на Восточном Таймыре. Породы содержат достаточно обильные остатки разнообразных моллюсков, принадлежащих к теплолюбивым и бореально-субарктическим формам: *Portlandia arctica* Gray, *P. lenticula* Möll., *Astarte borealis* Chemn. typica, *A. montanum* (Dillw.), *Saxicava arctica* (L.), *Pecten islandicus* (Müll), *Mytilus edulis* L., *Macoma calcarea* (Chemn.), *Mya truncata* L., *Balanus balanoides* L., *Turritela reticulata* Migh. et Adams. и др. Мощность межледниковых морских отложений доходит до 30—40 м и, возможно, более. Надо полагать, что уровень моря межледниковой трансгрессии был значительно выше современного, так как остатки вышеприведенной фауны были обнаружены по окраине гор Бырранга на абсолютных отметках от 100—120 до 200—240 м.

В долинах и депрессиях горного рельефа морские отложения перекрываются моренными и флювиогляциальными образованиями так называемого зырянского оледенения верхнечетвертичной эпохи. Большинство исследователей Таймыра склоняются к тому, что это оледенение носило долинный характер, в отличие от предшествующего максимального оледенения конца среднечетвертичной эпохи, которое было покровным. Долинные ледники зырянского оледенения двигались в южном направлении, прорезая горы Бырранга. По выходе из гор они на северной и северо-восточной окраинах Таймырской низменности соединялись воедино. Долины сохранили типичный облик трогов, которые на побережье моря переходят в глубокие фиорды. В самих долинах сохранились накопления моренного материала, вплоть до конечноморенных гряд, которые вне пределов гор сменяются зандровыми полями. Моренные отложения представлены темно-бурыми неслоистыми суглинками, содержащими большое количество песка и гравия, а также несортированного материала из щебня, гальки и валунов. Флювиогляциальные отложения характеризуются преимущественно серыми и желтовато-серыми разнозернистыми песками, чаще плохо сортированными и неяснослоистыми, с включениями щебня, гальки, гравия и, реже, валунов. В песках встречаются прослой супесей и суглинков. Мощность ледниковых отложений достигает 35—60 м и, реже, более. В районе бухты Марии Прончишевой среди указанных отложений были встречены линзы погребенного льда.

За этим оледенением последовала новая трансгрессия (каргинская). Она широко распространилась на площади пониженного рельефа Таймырского полуострова, охватив его побережье и все депрессионные участки в пределах гор Бырранга. Отложения этой трансгрессии слагают морские высокие террасы с отметками до 50—60 м и более, а также синхронные им речные и озерные террасы высотой от 25 до 30 м и, реже, несколько выше. По своему составу морские отложения каргинской трансгрессии аналогичны межледниковым отложениям. Они представлены серо-желтоватыми мелко- и среднезернистыми песками с линзами и прослоями суглинков, глин и галечников. Пески заключают остатки разнообразных пелеципод, гастропод и других представителей беспозвоночных. Озерные и речные террасы слагаются такими же породами, но среди них имеются скопления торфа и различные растительные остатки. В каргинских отложениях нередко встречаются остатки мамонта, иногда остатки лошади и овцебыка. По-видимому, при стадийном изменении положения уровня вод во время завершения каргинской трансгрессии произошло формирование надпойменных террас, как-то: на р. Тарее — террасы с отметками 10—12 м, на р. Нижней Таймыре — террасы высо-

той около 15 м и на Восточном Таймыре — террасы с отметками до 10—15 м.

После некоторого климатического оптимума времени каргинской трансгрессии в пределах Таймыра, как и в других районах Арктики, произошло общее снижение температурного режима. Это привело, с одной стороны, к появлению залежей инфильтрационных льдов в отложениях верхней части разреза каргинской трансгрессии и, с другой, к развиту небольших ледников в наиболее высокогорных участках полуострова. По-видимому, одним из таких ледников, сохранившихся еще до настоящего времени, является небольшой ледник, недавно открытый в районе истоков рр. Жданова, Ньюнкараку-Тари и Ключевки.

Современные отложения выражены песчано-глинистыми рыхлыми осадками с галечниками и валунами, являющимися в основном продуктами перемыва рыхлых толщ разнообразных четвертичных отложений и частично образовавшимися от разрушения более древних коренных пород. Они слагают низкие и высокие пойменные террасы с абсолютными отметками до 5—8 м, полосе пляжа и многочисленным косы и низменными островами по побережьям моря и Таймырского озера, а также выполняют некоторые заболочиваемые озера, находящиеся на различных гипсометрических уровнях. К этим же отложениям следует отнести элювиальные и делювиальные образования горных участков, представленные на водоразделах накоплениями глыбового и щебневого материала. В осыпях на склонах возвышенностей состав этих грубообломочных накоплений дополняется значительным количеством глинистого и песчаного материала.

ВУЛКАНИЗМ

Магматические образования имеют весьма широкое развитие в пределах Таймырской складчатой области. Они представлены многочисленными разновозрастными интрузиями кислых и основных пород, а также эффузивами и пирокластическими отложениями. Последние кратко описаны в разделе «Стратиграфия», так как фактически входят в состав свит докембрия и палеозоя, поэтому данный раздел будет посвящен преимущественно интрузивным породам.

В результате анализа связи тектонических структур с интрузиями и определения положения конгломератов с галькой тех или иных магматических пород, а также на основании взаимоотношений различных по форме и составу массивов друг с другом и вмещающими породами все интрузивные образования Таймыра расчленены М. Г. Равичем на девять формаций от древних к молодым: а) к нижнепротерозойским отнесены формации основных друзитов, гнейсовидных гранитоидов и двуслюдяных гранитоидов; б) верхнепротерозойскими являются формации ортоамфиболитов и катаклазированных метаморфизованных гранитоидов; в) к нижнепалеозойским принадлежат формации метабазитов и субщелочных гранитоидов; г) верхнепалеозойской является трапповая формация и д) раннемезозойской — формация малых щелочных и субщелочных интрузий.

Формация друзитов

Породы друзитовой формации, по-видимому, являются древнейшими на Таймырском полуострове. Они имеют ограниченное распространение и известны только в некоторых пунктах побережья Харитона Лаптева, где образуют пластовые залежи либо линзовидные тела площадью от 1 до 6 км², вытянутые согласно с простиранием вмещающих плагиогнейсов. Последующие складчатые процессы изменили первоначальную форму интрузий и обусловили интенсивное рассланцевание пород. Некоторые залежи нацело рассланцованы и местами настолько сильно инъецированы гранитным материалом, что превратились в своеобразные мигматиты.

Характерной особенностью этих интрузий является неоднородность состава и строения слагающих их пород. Текстура меняется от массивной до сланцеватой, а структура — от крупнозернистой до мелкозернистой. Массивные габбро-нориты и габбро связаны постепенными переходами с рассланцованными амфиболитами, а полюдние с мигматитами. Среди большого разнообразия пород преобладают три разновидности: оливиновые габбро-нориты с друзитовой структурой, габбро с габброофитовой структурой и ортоамфиболиты с гранобластической структурой.

Породы друзитовой формации, вероятно, образовались в несколько этапов: а) кристаллизация из магмы первичных габбро-норитов, в которых вокруг оливина возникали оболочки пироксенов; б) автометаморфизм пород в сравнительно глубинных условиях, при котором происходила реакция между ромбическим пироксеном и лабрадор-битовнитом с возникновением амфибола и шпинели; в) дальнейший метаморфизм пород в условиях формирования гнейсового комплекса, в результате чего автометаморфизованные габбро-нориты превратились в ортоамфиболиты; г) повторный метаморфизм ортоамфиболитов на сравнительно небольших глубинах в условиях формирования филлитового комплекса верхнего протерозоя, в результате чего в них развивались хлорит, кальцит и, отчасти, серицит.

Формация гнейсовидных гранитоидов

В наименовании формации подчеркнута главная особенность самых древних гранитоидов Таймырской складчатой области, именно гнейсовидная их текстура. Интрузии этой формации имеют характер глубинных инъекций самых различных размеров (длиной от нескольких до десятков километров), значительно вытянутых согласно с простираем складчатых структур в плагиогнейсах, исключительно среди которых они залегают. Подобные интрузии всегда окружены мощными полями мигматитов. Наиболее крупные из них, вероятно, образованы целым рядом сближенных инъекций, так как содержат многочисленные, иногда разведывающие их, пачки мигматизированных плагиогнейсов. Большинство инъекций имеет характер согласных залежей; одни из них залегают почти горизонтально в сводах складок, другие — в крыльях, где круто наклонены одинаково с гнейсами. Характерно, что подавляющее большинство интрузий гнейсовидных гранитоидов встречены среди нижней гнейсовой свиты, залегающей в основании протерозоя и распространенной отчасти на побережье Харитона Лаптева, но главным образом в отдалении на десятки километров от берега Карского моря.

Интрузии этой формации преимущественно сложены фацией нормальных гранитов порфириовидных либо равномернозернистых, в массе своей обладающих гнейсовидными текстурами. Граниты нередко отклоняются в сторону граносиенитов. Подчиненное значение имеют гранодиориты и кварцевые диориты, отклоняющиеся в сторону кварцевых сиениго-диоритов. Последняя группа гранитоидов имеет, по-видимому, гибридное происхождение. Жильная фация почти исключительно представлена аплитами, пегматоидными гранитами и пегматитами. Кварцевые жилы встречаются сравнительно редко.

Породы преобладающей гранитной фации характеризуются ориентированным расположением удлиненных зерен плагиоклазов и порфириовидных выделений микроклина среди аллотриоморфнозернистых агрегатов кварца, которые чередуются с полосчатыми агрегатами цветных минералов. Такое строение гранитов, вероятно, является следствием их перекристаллизации еще до окончательного формирования интрузий, происшедшей в условиях интенсивных складчатых процессов. Конечным результатом подобной перекристаллизации, по-видимому, являются очковые ортогнейсы, структура которых может быть определена как бластомилонитовая.

Состав розовато-сероватых гранитов отличается двумя особенностями: незначительным преобладанием микроклина над олигоклазом (№ 20—25) и повышенным содержанием весьма разнообразных акцессорных минералов — апатита, циркона, ортита и местами монацита и сфена. Кварца имеется несколько пониженное для гранитов количество (20—25%), а биотита повышенное (6—9%). Следует отметить сравнительно большое содержание (2%) апатита в призматических кристалликах величиной 2—3 мм, с буровато-сероватыми пятнами радиоактивного вещества. Довольно часто встречаются призматические кристаллики ортита длиной 1—3 мм с закругленными концевыми гранями и зонально окрашенные. Когда они включены в пластинки биотита, в последних образуются густые плеохроичные каймы.

Большим развитием пользуются разнообразные мигматиты типа «ленточных гнейсов», где тончайшие (миллиметровые) лейкократовые прослойки сложены гранофировыми срастаниями микроклина и кварца, а меланократовые представляют собой перекристаллизованные плагиогнейсы. Полосчатая текстура мигматитов нередко нарушена крупными (до 2 см) «очковыми» выделениями микроклина. Наряду с ленточными мигматитами встречаются более редкие разновидности типа небулитов, в которых гранитный субстрат рассеян в плагиогнейсах в виде микроскопических линзочек и неправильных скоплений. Среди мигматитов развита мелкая складчатость.

Типичные контактово-метаморфические породы типа роговиков в связи с формацией гнейсовидных гранитоидов не встречены. В равной степени для гранитоидов мало характерны автометаморфические изменения. Последние выражены лишь в незначительной серицитизации плагио-клазов и хлоритизации цветных минералов. Автометаморфические изменения несколько усиливаются в эндоконтактовых ареалах интрузий, где граниты обогащаются мусковитом, образующимся за счет полевых шпатов.

Пегматиты, связанные с формацией гнейсовидных гранитоидов, представлены незональными разгнейсованными жилами, залегающими преимущественно среди плагиогнейсов. Когда они залегают в гранитах, то имеют постепенные переходы к последним. Пегматиты преимущественно состоят из микроклина (с обильными пертитовыми вростками альбита) и кварца. Из слюд значительно преобладает биотит, а мусковит встречается редко. Характерны специфические акцессорные минералы, как, например, сфен и ортит, а также минералы редких и радиоактивных элементов.

Кварцевые жилы, связь которых с интрузиями гнейсовидных гранитоидов наиболее вероятна, отличаются высокотемпературной ассоциацией минералов. Среди крупнозернистого кварца заключены отдельные таблицы микроклина. Обильны акцессорные минералы: турмалин, апатит, ильменит и спорадически — монацит. В подобных жилах встречена вкрапленность молибденита и халькопирита. Такие жилы залегают преимущественно в плагиогнейсах вблизи интрузий гранитоидов и, редко, в самих гранитах.

Формация двуслюдяных гранитоидов

Интенсивная автометаморфическая мусковитизация гранитоидов является главной отличительной особенностью этой формации. Ее интрузии отличаются обилием морфологических типов, хотя состав их довольно однородный. Среди плагиогнейсов, преимущественно верхней гнейсовой свиты, весьма обильны сближенные мелкие согласные интрузии (межпластовые залежи), а также ветвистые и факолитоподобные тела. Вокруг них в плагиогнейсах распространены пегматитовые жилы, нередко образующие компактные пегматитовые поля площадью 20—50 км². На побережье Харитона Лаптева, в районе п-ова Зари и зал. Миддендорфа

обнажается самый крупный на Таймыре массив двуслюдяных гранитов, площадь которого составляет более 3500 км². Почти в центре массив разобран тремя мощными пачками плагиогнейсов. Этот массив вытянут согласно с простиранием складчатых структур гнейсового комплекса. Форма его в плане неправильная, гребенчатая. Контакты массива с вмещающими породами чаще согласные и, реже, секущие. Возможно, он образован несколькими сближенными интрузиями. Массив окружен многочисленными дайками и штокообразными телами мусковитовых гранитов, которые, по-видимому, формировались на последних этапах магматической деятельности. В самом массиве расположены весьма многочисленные жилы пегматитов, реже проникающие во вмещающие породы.

Благодаря интенсивным автометаморфическим процессам уничтожена разница в составе многочисленных разновидностей фации гранитов, которые в настоящее время представлены довольно однообразными двуслюдяными гранитами, отличающимися лишь структурными особенностями. Впрочем, более поздние мелкие секущие тела и штоки сложены преимущественно лейкократовыми разновидностями, превращенными исключительно в мусковитовые граниты. Гранитоиды с отклонениями в сторону кварцевых диоритов и кварцевых сиенито-диоритов встречаются в эндоконтактах более мелких интрузий вблизи ксенолитов плагиогнейсов и более древних залежей габброидных пород, за счет ассимиляции которых они образовались. Большим развитием пользуются гранитизированные породы, образовавшиеся за счет гранитизации плагиогнейсов в многочисленных ксенолитах среди крупных массивов либо вблизи эндоконтактов последних.

Двуслюдяные граниты желтовато-сероватого цвета и представлены массивными средне- и крупнозернистыми породами, чаще равномерно зернистыми и, реже, порфиридовыми. В межпластовых залежах и в периферических частях более крупных интрузий массивная текстура местами сменяется гнейсовидной. Самой характерной особенностью гранитов является наличие в них 5—15% (редко до 20%) мусковита, развивающегося за счет полевых шпатов. Мусковитизация сопровождается: а) изменением первичной гипидиоморфнозернистой структуры гранитов и появлением бластических структур с элементами замещения, прорастания и коррозии; б) исчезновением некоторой части микроклина, замещенного мусковитом и интенсивной альбитизацией плагиоклаза; в) обогащением пород кварцем. Интенсивность перечисленных процессов находится в прямой связи со степенью мусковитизации гранитов. В результате образуются породы, в которых альбит всегда преобладает над микроклином, кварца примерно в 1,5 раза больше, чем в нормальных гранитах, появляется значительное количество мусковита, а содержание биотита остается почти таким же, как в нормальных гранитах.

В зонах тектонических разломов двуслюдяные граниты значительно катаклазированы, вплоть до образования милонитов. Катаклазу подвержены все минералы породы, в том числе и автометаморфический мусковит. В итоге образуются расщепленные породы, основная масса которых тонко раздроблена и развальцована, вплоть до «милонитовой муки», а в ней сохранились лишь отдельные угловатые обломки фенокристаллов микроклина и сильно размочаленные таблички мусковита и биотита.

Форма мусковитовых табличек свидетельствует об их образовании за счет замещения других минералов. Тонкие пластинки мусковита проникают по трещинкам спайности в полевые шпаты, особенно в микроклич, разрастаются и постепенно сливаются друг с другом в таблицы с бахромчатыми краями, которые содержат реликтовые «островки» полевых шпатов. В таблицах мусковита местами обильны жидкие включения, заполнившие пустоты вдоль спайности, которые могли возникнуть при метасоматозе в результате падения давления. Частично мусковит образуется за счет включений агрегатов фибrolита в гранитах при контаминации ими

плагногнейсов. В таких таблицах мусковита местами сохранились иголки фибролита. Образование мусковита подобным образом имеет особое значение для вмещающих фибролитовых плагногнейсов, которые, как правило, вблизи интрузий двуслюдяных гранитов мусковитизированы и превращены в двуслюдяные гнейсы и сланцы. На последних этапах мусковитизация связана с грейзенизацией гранитов, когда последние обогашаются не только мусковитом, но и кварцем, а отчасти и топазом. Оптимальные условия для автометасоматической мусковитизации гранитов возникают в эндоконтактных оболочках интрузий, когда высокое внешнее давление препятствует интенсивному проникновению метасоматических растворов из интрузии во вмещающие породы. Характерно, что и пегматитовые жилы приурочены почти исключительно к эндоконтактной оболочке крупных интрузий.

Для светло-серых гранитовидных пород характерна двойственность строения и минералогического состава, отражающая их смешанное происхождение. Они представлены средне- и мелкозернистыми породами с неясной либо отчетливой гнейсовидной текстурой. Местами развита очковая текстура. Структура пород чаще всего приближается к аллотриоморфнозернистой, но нередко переходит в грано- или пойкилобластическую. Некоторым распространением пользуются графические структуры. Развита процессы замещения и прорастания одних минералов другими. Для гранитовидных пород характерно одновременное присутствие минералов регионально-метаморфического и магматического происхождения. Преобладают полевые шпаты, из которых более крупные таблицы микроклина захватывают при своем росте и частично замещают зерна плагноклаза. По полевым шпатам интенсивно развивается мусковит в пластинках с измочаленными краями. Кварц образует симплектитовые сростки с мусковитом либо в мелких мозаичных зернах выполняет промежутки между полевыми шпатами. Среди аксессуарных минералов преобладают многочисленные мелкие кристаллики альмандина, трещинки в которых выполнены хлоритом. Обильны короткостолбчатые кристаллики и иголки турмалина. Встречаются мелкие неправильные зернышки топаза.

Среди жильной фации формации двуслюдяных гранитоидов максимальным развитием пользуются мусковитовые пегматиты, тогда как жилы аплитов и дайки гранит-порфиоров редки. Пегматитовые жилы имеют форму пластинчатых тел мощностью от десятков сантиметров до нескольких метров и, редко, более. По простиранию они прослеживаются на десятки и, реже, сотни метров. Контакты с гранитами отчетливые, но иногда наблюдаются постепенные переходы от пегматитов к гранитам. По внутреннему строению пегматитовые жилы делятся на зональные и незональные. Первые обладают хорошо выраженными симметричными зонами, идущими в строгом порядке от зальбандов к центру: аплитовая зона — зона письменного гранита, полевошпатовая зона, сложенная крупными кристаллами микроклина, среди которых заключены кварц и мусковит (изредка и биотит), кварцевая зона, состоящая из кристаллических агрегатов кварца и кристаллов слюды. Зоны связаны постепенными переходами.

Незональные жилы сложены письменным гранитом либо агрегатом полевых шпатов и кварца апографической структуры с редкими таблицами мусковита. Структуры пегматитов в различных зонах неоднородные. Если в аплитовой зоне, наряду с графической, встречается микрогранитовая структура, то в зоне письменного гранита развита исключительно графическая структура, а на границе с полевошпатовой зоной появляется апографическая структура. Последняя образуется за счет графической структуры при перекристаллизации пегматитов. В апографических участках кварц и микроклин создают мозаичную структуру: однородные ранние ихтиоглипты кварца превращаются в ряд округлых зерен, а крупные индивиды полевого шпата распадаются на ряд близких по ориентировке

более мелких зерен, перемежающихся с зернами кварца. Крайнюю степень перекристаллизации характеризуют гипидиоморфнозернистые структуры пегматоидного облика, в которых полевые шпаты идиоморфны в отношении к кварцу. Эти структуры господствуют в полевошпатовых кварцевых зонах, где образуются наиболее крупные кристаллы мусковита. Кроме полевых шпатов, кварца и слюд, в пегматитах встречаются гранат, берилл, апатит, турмалин, шпинель и циркон, спорадически — ортит, малакон, а также рудные минералы: магнетит, титанит, пирит, сфалерит, халькопирит, сфалерит, шеелит и другие более редкие минералы.

Формация ортоамфиболитов

Метаморфизованные основные пластовые интрузии и, реже, дайки пользуются значительным распространением среди филлитов верхнего протерозоя. Сами интрузии настолько сильно изменены, что их габброидные породы превращены в ортоамфиболиты. Отдельные пластовые интрузии имеют мощность от нескольких десятков до сотен метров (чаще всего 30—40 м) и прослеживаются по простиранию от 2—3 до 20 км. На сотни пластовых интрузий приходится две-три дайки — подводящие каналы. Интрузии простираются согласно с вмещающими породами и, вероятно, внедрились в толщу слоистых осадков верхнего протерозоя до их складчатости и метаморфизма. Вместе с осадками интрузии подверглись региональному метаморфизму, отчего породы в них стали зеленокаменными. Контактные изменения вмещающих пород завуалированы теми же процессами регионального метаморфизма. Только в наиболее крупных интрузиях и дайках сохранились метаморфизованные габбро и габбро-диабазы. Они представлены массивными и, редко, грубо рассланцованными темно-серыми и темно-зелеными породами, с реликтами офитовой и габбро-офитовой структуры среди порфиробластических агрегатов. Сохранились таблицы и лейсты альбитизированного плагиноклаза и крупные призматические кристаллы моноклинного пироксена. Большинство же кристаллов плагиноклаза замещено агрегатами соссорита вместе с зернышками кальцита, а моноклинного пироксена — агрегатами уралита вместе с чешуйками хлорита. Губчатые агрегаты лейкоксена замещают зерна титаномагнетита. Метаморфизованные габбро и габбро-диабазы нередко катаклазированы, что выражается в дроблении даже вторичных минералов. Это свидетельствует о том, что катаклиз произошел после метаморфизма пород. Катаклазированные габбро обычно трещиноваты; трещинки в них выполнены кварцем.

Ортоамфиболиты являются самыми распространенными породами для описываемой формации. Часто они встречаются совместно с метаморфизованными габбро в крупных интрузиях и всегда связаны с последними переходными разновидностями. Более же мелкие интрузии целиком сложены ортоамфиболитами. По внешнему облику ортоамфиболиты отличаются от менее метаморфизованных габброидов только ясно выраженной сланцеватостью. Структура ортоамфиболитов чаще всего призматически-бластическая с переходами к лепидо- и нематобластической. Реликты габброофитовой структуры сохраняются чрезвычайно редко. Ортоамфиболиты почти наполовину состоят из актинолита, другая часть их принадлежит агрегатам соссорита с отдельными зернышками эпидота и обильным чешуйкам хлорита. В качестве небольшой примеси присутствуют губчатые агрегаты лейкоксена. Местами развиты зернышки кальцита. Встречаются прожилки кварца более позднего происхождения вместе с пластинками биотита. Подобные породы являются, по сути дела, сланцеватыми амфиболитами, немногим отличающимися по составу от зеленых сланцев верхнего протерозоя, так как образовались в одинаковых условиях метаморфизма с последними.

Гранитоиды этой формации отличаются от всех других гранитоидов Таймырского полуострова наиболее интенсивным метаморфизмом и катаклазом. Они альбитизированы, серицитизированы, частично сосюритизированы и превращены в катаклазиты, милониты, а местами и ортогнейсы.

Интрузии метаморфизованных гранитоидов представляют собой обособленные куполовидные и сводообразные тела, локализующиеся в пределах области докембрия. Они значительно вытянуты по направлению простирания складчатых структур в метаморфических сланцах протерозоя. Интрузии в плане имеют линзовидные, эллипсовидные и, реже, неправильные очертания. Площадь их колеблется от 100 до 600 км² и чаще всего составляет 200—300 км². Более крупные интрузии сопровождаются мелкими штоками и многочисленными дайками аплитовидных гранитов и особенно разнообразных порфиров. Дайки концентрируются в пределах отдельных участков и вне видимой связи с интрузиями. Подобные интрузии рвут и метаморфизуют преимущественно верхние свиты верхнего протерозоя. В ядрах крупных антиклинальных структур, где обнажаются плагигнейсы нижнего протерозоя, интрузии метаморфизованных гранитоидов рвут не только последние, но межпластовые залежи двуслюдяных гранитов. Верхняя возрастная граница интрузий метаморфизованных гранитоидов определяется положением горизонта базальных конгломератов в основании нижнего кембрия, в составе которых встречены многочисленные гальки метаморфизованных и катаклазированных гранитоидов.

Метаморфизованные граниты значительно преобладают над всеми другими разновидностями гранитоидов. Ими целиком сложены все более мелкие массивы и преимущественно более крупные интрузии, в периферических частях которых развиты столь же метаморфизованные гранодиориты (местами граносиениты) и кварцевые диориты, по-видимому, гибридного происхождения. Все без исключения гранитоиды раздроблены, а местами даже рассланцованы. Структуры гранитоидов порфирокластическая и кластогранитовая с реликтами гипидиоморфнозернистой. Гранобластическая структура развита незначительно.

Граниты состоят из катаклазированных и нацело альбитизированных таблиц плагиоклаза. Отдельные обломки кристаллов плагиоклаза сцементированы серицитовыми агрегатами. Сосюритовые агрегаты местами нацело замещают кристаллы плагиоклаза, не нарушая их формы. Среди сосюритовых агрегатов по плагиоклазу сохранились мирмекитовые вроски кварца там, где плагиоклазы соприкасались с калиевыми полевыми шпатами. Последних наполовину меньше, чем плагиоклазов, и представлены они исключительно микроклином в неправильных зернах, окаймляющих кристаллы плагиоклаза. Зерна микроклина раздроблены и лишь слегка пелитизированы. Промежутки между полевыми шпатами выполнены раздробленными агрегатами кварца, состоящими из мелких зазубренных зернышек. Цветные минералы образуют скопления. В них среди зернышек эпидота и чешуек хлорита сохранились метаморфизованные пластинки зеленого биотита. В последних обильны включения циркона и апатита.

Метаморфизованные гранодиориты и кварцевые диориты преимущественно состоят из разломанных призматических таблиц интенсивно сосюритизированного плагиоклаза. Они окаймлены зернами сравнительно свежего, но раздробленного микроклина, которого в кварцевых диоритах незначительное количество. Цветные минералы образуют кучные скопления в породе, состоящие из листочков хлоритизированного биотита и тонких призматических зерен светло-зеленого амфибола типа актинолита. Среди амфиболо-биотитовых агрегатов развиваются зерна эпидота. К этим же агрегатам приурочены обильные кристаллики сфена, частично

замещенные лейкоксеном. Встречаются отдельные кристаллики ортита, включенные в амфибол, вокруг которых образуются плеохроичные каймы. Содержание кварца колеблется в широких пределах и в диоритах достигает всего 5—6%. Зернышки кварца образуют в породах мозаичные линзовидные агрегаты.

Метаморфизованные гранитоиды сопровождаются весьма обильным количеством даек, которые сложены метаморфизованными гранит- и гранодиорит-порфирами, либо катаклазированными и альбитизированными мелкозернистыми микроклиновыми гранитами и плагиогранитами. Первичные минералы в породах этих даек замещены автometаморфическими. По полевым шпатам развивается шахматный альбит, причем особенно интенсивно по микроклину, в то время как плагиоклазы замещены агрегатами соссюрита или серицита. Вместо обычных для гранитов цветных минералов в дайковых породах присутствуют агрегаты хлорита и эпидота. В гранит-порфирах фенокристаллы полевых шпатов изогнуты, разломаны и переполнены агрегатами серицита. В основной массе развиваются гранобластические структуры. В ней обильны чешуйки серицита и хлорита, а также зернышки кальцита.

Контактные влияния интрузий выражаются в ороговиковании вмещающих метаморфических сланцев и в более редких случаях — в образовании нешироких кайм инъекционных гнейсов. За счет хлорито-серицитовых сланцев образуются кордиерито-биотитовые, а иногда андалузитобиотитовые роговики. Серицитовые сланцы (филлиты) нередко превращены в мусковито-кварцевые сланцы. Прослой известняка и доломитов мраморизованы и минерализованы новообразованными пучками игльчатого тремолита и мелкими изометрическими зернами диопсида. Непосредственно вблизи интрузий под влиянием тончайших инъекций силикатового расплава филлиты превращены в гнейсоподобные породы. Эти инъекции образовали тончайшие прослойки гранофирового микрогранита, чередующиеся с ороговикованными (биотитизированными) филлитами, в которых появились порфировидные выделения микроклина.

Формация метабазитов

Лакколитоподобные интрузии и дайки метабазитов встречены только среди кембрийских отложений. Верхняя возрастная граница их образования неизвестна, поэтому некоторые исследователи склонны относить эти интрузии к образованиям верхнепалеозойской трапповой формации. Но однообразный метаморфизм, совершенно не характерный для траппов, а также их исключительное залегание среди отложений кембрия позволяют предположить для подобных интрузий и даек более древний — нижнепалеозойский возраст. Лакколитоподобные интрузии встречены только на западной оконечности кембрийского поля Таймыра, а единичные дайки распространены повсеместно. Часто дайки приурочены к ядрам небольших антиклиналей в кембрийских известняках. Мощность даек колеблется от 2—3 до 8—10 м, по простиранию они прослежены на 250—500 м. Размеры интрузий остались невыясненными. Лакколитообразные интрузии и дайки сложены довольно однообразными темно-серыми мелкозернистыми породами, приближающимися по своей структуре к габбро-диабазам. Для них характерна реликтовая габброофитовая структура с пойкилоофитовыми участками. Отдельные разновидности с миндалекаменной текстурой и реликтовой офитовой структурой могут быть названы диабазами. Это типичные гипабиссальные породы сравнительно малых глубин, где процессы метаморфизма обусловили лишь частичное замещение плагиоклазов и пироксенов, оставив почти без изменения структуры первичных магматических пород.

В отличие от верхнепротерозойской ортоамфиболитовой формации породы формации метабазитов совершенно не рассланцованы и не ката-

клазированы. Характерно, что в различных разновидностях метабазитов существенно замещен лишь один из главных минералов — плагиоклаз, по которому образованы соссюритовые агрегаты и зернышки кальцита, либо моноклинный пироксен, по которому образованы агрегаты игольчатого актинолита и чешуйки хлорита. Обильные дендритоподобные зерна титаномагнетита равномерно обогащают породу. Только в краях они замещены губчатыми агрегатами лейкоксена.

Формация субщелочных гранитоидов

Многочисленные куполовидные и штокообразные интрузии формации субщелочных гранитоидов залегают преимущественно среди самых разнообразных свит верхнего протерозоя. Максимального распространения они достигают на Восточном Таймыре. Только в южной части п-ова Челюскина подобные интрузии рвут и метаморфизуют верхнесилурийские граптолитовые сланцы, а также более древние интрузии метаморфизованных и катаклазированных гранитоидов. В северной части п-ова Челюскина эти интрузии прорваны дайками долеритов верхнепалеозойской трапповой формации. Эти данные, наряду с отсутствием в пределах огромных площадей средне- и верхнепалеозойских отложений Таймыра не только субщелочных интрузий, но даже их дайковой фации и контактово-метаморфических пород, с ними связанных, позволяют предположить поздний нижнепалеозойский возраст указанных интрузий.

В плане массивы гранитоидов имеют округлые, овальные и даже изометрические формы. Иногда они несколько вытянуты вкрест простирающую вмещающих пород. Размеры интрузий самые различные: от нескольких десятков до нескольких сотен квадратных километров. Больше всего распространены интрузии площадью 100—150 км², хотя нередки и более крупные массивы. Контакты интрузий с вмещающими породами секущие. Иногда залегание меняется даже в пределах одной интрузии — от сравнительно пологого (угол падения 25°) до довольно крутого (угол падения 50°). Чаще встречаются еще более крутые интрузии типа штоков, что особенно характерно для мелких тел.

Более мелкие интрузии, как правило, сложены довольно однообразными породами фации нормальных гранитов. В крупных массивах преобладают гранодиориты либо субщелочные гранитоиды: граносиениты и сиенито-диориты, а иногда встречаются даже сиениты. Эндоконтактовые каймы крупных массивов шириной 100—200 м обычно сложены меланократовыми мелкозернистыми гранитами, даже частично огнейсованными, с многочисленными ороговикованными ксенолитами боковых пород. Периферические части этих интрузий чаще всего сложены порфириовидными гранитами, отражающими первоначальный состав не дифференцированной магмы. В центральных же частях крупных интрузий почти исключительно развиты граносиениты и отчасти кварцевые сиенито-диориты либо гранодиориты и кварцевые диориты. Нормальные и субщелочные граниты связаны постепенными переходами — разновидностями промежуточных пород.

Порфириовидные серовато-розовые граниты отличаются наличием фенокристаллов микроклина, хотя в основной массе преобладает олигоклаз. Кварца в них несколько повышенное количество, а биотита — пониженное. К скоплениям биотита приурочены включения мелких кристалликов циркона и апатита. Граниты совершенно свежие и не катаклазированные. Гранодиориты отличаются от гранитов не столь ясно выраженным порфириовидным сложением. В их составе преобладает олигоклаз — андезин, а среди повышенного количества цветных минералов (до 15—20%), наряду с биотитом, развита роговая обманка. Среди аксессуарных минералов сфен и магнетит преобладают над цирконом и апатитом. Кварцевые диориты более чем наполовину состоят из андезина, а треть — из роговой

обманки и апатита, остальное — кварц и микроклин (в сумме 10—15%).

Порфиroidные желтовато-розовые граносиениты являются самыми крупнозернистыми гранитоидами на Таймырском полуострове. Фенокристаллы ортоклаза и микроклина в них достигают размеров 8—10 см и нередко они составляют около половины породы. Фенокристаллы погружены в гипидиоморфнозернистую кварцево-полевошпатовую массу, в которой олигоклаз идиоморфнее ортоклаза. Кварца меньше, чем в гранитах (15—20%), а цветных минералов больше (7—12%), причем роговой обманки и биотита поровну. Среди аксессуарных минералов сфен и ортит преобладают над апатитом и цирконом. Свежие граносиениты совершенно не нарушены катаклизом.

Порфиroidные кварцевые сиенито-диориты почти наполовину состоят из андезина. Фенокристаллы сложены поровну андезином и микроклином. В основной гипидиоморфнозернистой массе андезин преобладает над микроклином и ортоклазом. В целом калиевых полевых шпатов в породе около 20—30%. Почти столько же цветных минералов, причем обыкновенной роговой обманки в несколько раз больше биотита. Примесь кварца незначительная (5—7%). Среди аксессуарных минералов отмечается значительное количество сфена, которого больше, чем всех других минералов, вместе взятых: апатита, ортита, циркона и магнетита. Встречаются разновидности сиенито-диоритов, лишенные кварца, в которых ортоклаза в несколько раз больше, чем андезина, а среди цветных минералов, наряду с роговой обманкой, появляется в небольших количествах авгит. Подобные разновидности приближаются к сиенитам.

Образование субщелочных гранитоидов, вероятно, происходило в процессе ассимиляции гранитной магмой вмещающих пород, богатых кальцием, к которым можно отнести доломиты и известняки верхнего протерозоя и нижнего палеозоя, а также некоторые разновидности филлитов докембрия и известково-глинистых сланцев ордовика и силура. В процессе ассимиляции из магмы кристаллизовались гранодиоритовые фации пород, для которых характерно небольшое содержание калиевых полевых шпатов и преобладание плагиоклазов с повышенной основностью против плагиоклазов нормальных гранитов. При образовании таких плагиоклазов используется значительная часть глинозема и почти весь кальций магматического расплава, к которым прибавляется кальций вмещающих пород и необходимая часть натрия из магмы. Оставшаяся часть натрия и весь калий оказываются излишними и благодаря своей подвижности мигрируют в остаточную магму, значительно обогащая ее щелочами. Из этой остаточной магмы кристаллизуются породы с повышенной щелочностью фации граносиенитов.

Дайковые фации формации субщелочных гранитоидов пользуются значительным распространением. Преобладают дайки различных порфиров и лампрофиров, жилы аплитов редки, а пегматиты отсутствуют. Мощность даек колеблется от 1—2 до 15—20 м, по простиранию они прослеживаются на сотни метров и, реже, на несколько километров. Дайки простираются в различных направлениях, используя для своего проникновения веера трещин, образующиеся вокруг крупных интрузий гранитоидов. Одна дайковая фация представлена гранит- и граносиенит-порфирами, а другая, более поздняя — лампрофирами спессартито-одинитового и минетта-керсанитового рядов. Серии даек на некоторых участках исключительно сильно изменены — каолинизированы или карбонатизированы. Если карбонатизация даек является несомненно процессом аутометаморфическим, то их каолинизация, возможно, обусловлена экзогенным процессом и связана с образованием «линейной коры выветривания». Впрочем, исключительная приуроченность подобных даек к таким участкам, где интенсивно развиты окварцевание, серицитизация и турмалинизация вмещающих ордовикских и силурийских алеврито-глинистых сланцев и аргиллитов, позволяет предположить, что полевые шпаты и цветные ми-

нералы в порфирах и лампрофирах могли быть замещены каолинитом и гидрослюдами в процессе циркуляции сравнительно низкотемпературных гидротермальных растворов по многочисленным постмагматическим трещинам, разбивающим дайки.

Контактные воздействия интрузий описываемой формации на вмещающие породы выражаются исключительно в образовании роговиковых полей. Наиболее распространены узловатые кордиеритовые, ставролитохлорито-биотитовые и кварцево-мусковитовые роговики, образовавшиеся за счет разнообразных верхнепротерозойских филлитов. За счет ордовикских и силурийских алевро-глинистых сланцев и аргиллитов появились кордиерито-битотито-кварцевые и андалузито-кордиеритовые роговики. Мраморы в сланцах значительно обогащены тремолитом и диопсидом, а местами в них встречаются обильные радиально-лучистые агрегаты турмалина.

Трапповая формация

Эффузивно-пирокластические и интрузивные породы трапповой формации являются самыми распространенными магматическими образованиями на Таймырском полуострове.

Траппы Таймыра, составляющие часть общего комплекса вместе с траппами Сибирской платформы, приурочены преимущественно к южной половине складчатой области, сложенной главным образом пермскими отложениями. Здесь терригенные отложения пронизаны многочисленными пластовыми интрузиями (силлами) и значительно более редкими подводящими каналами к ним (дайками), сложенными долеритами и габбро-долеритами. Кроме того, на территории Центрального и Западного Таймыра нередко пермские отложения перекрываются мощной толщей, достигающей нескольких сот метров, состоящей из пирокластических образований и лавовых покровов базальтового состава.

Туфы встречаются главным образом в нижней части туфолаковой толщи. Они характеризуются значительным разнообразием текстурных и структурных разновидностей. Чаще всего наблюдается, что на слоистые туффиты, переслаивающиеся с туфами алевропелитового сложения, налегают массивные туфы с псаммитовой и псефитовой структурой. Среди туфов кое-где наблюдаются редкие базальтовые потоки. Выше переслаивание туфов с потоками и покровами базальтов учащается. Верхняя часть разреза туфолаковой толщи обычно бывает представлена многочисленными покровами базальтов. Покровы сложены во внутренних частях плотными породами и по периферии мандельштейнами.

Нижние горизонты туфовых отложений выражены тонкополосчатыми разностями, чередующимися с прослоями из алевропелитового, псаммитового и, реже, псефитового материала. В алевропелитовых прослоях преобладает витрокластическая масса с небольшой примесью осадочного материала, состоящего преимущественно из мелких обломочков кварца и углистого вещества. Среди обломков стекла значительно развит палагонит, местами переходящий в хлорит, иддингсит и серпентин. Иногда в алевропелитовой основной массе встречаются более крупные кусочки эффузивной породы с витрофировой, гиалопилитовой и, реже, интерсертальной структурой. Лейсты основных плагиоклазов погружены в частично хлоритизированное, а местами сильно карбонатизированное стекло. В прослойках псаммитового туфа преобладают мелкие обломки эффузивных пород, а основная витрокластическая масса имеет подчиненный характер. Количество обломков кварца и углистого вещества тоже уменьшается по сравнению с таковыми в алевропелитовых прослойках. Псефитовые туфы в этой серии почти или совсем лишены осадочного материала. Количество витрокластического цемента значительно уменьшается по сравнению с обломками эффузивов. Последние иногда достигают в поперечнике нескольких сантиметров. В них преобладает витрофировая и ги-

лопилитовая структуры. Мелкие лейсты обычно сильно измененных плагиоклазов находятся в стекле, часто почти целиком превращенном в палагонит с переходами к серпентину, идингситу и хлориту.

Верхние горизонты туфовой серии выражены массивными туфами. Обычно они состоят из пирокластического материала и почти лишены обломков осадочных пород, за исключением ограниченных участков, где развиты агломератовые туфы, содержащие значительное количество таких обломков. В некоторых районах как массивные (в каньоне р. Черные Яры), так и слоистые туфы (на р. Оранжевой) переполнены вулканическими бомбами разной величины, достигающими в отдельных случаях 1,5 м в поперечнике. Форма бомб обычно овальная, шаровидная или караваеобразная, реже угловатая или спирально изогнутая. Овальные, караваеобразные и шаровидные бомбы обнаруживают скорлуповатое сложение, причем периферические части представлены афанитовым, сравнительно светлым зеленовато-серым, значительно измененным материалом, между тем как ближе к центру бомб (особенно крупных) сохраняется более темный, свежий и заметный раскристаллизованный базальт, нередко с интерсертальной структурой, состоящий из основного плагиоклаза, моноклинного пироксена и бурого пятнистого неравномерно окрашенного стекла с вкрапленностью титаномагнетита и тончайшими столбиками апатита. Периферические же части бомб сильно хлоритизированы, серпентинизированы и карбонатизированы, так что в них лишь кое-где сохраняются реликты первичных минералов.

В ряде мест среди подстилающих туфовые слои верхнепермских отложений были встречены прорывающие их трубки вулканических взрывов, заполненные туфовым материалом (туфовые некки). Диаметр этих трубок от нескольких десятков метров до 150—200 м. Туфы, слагающие некки, имеют псевдитовую структуру. Они переполнены ляпиллями и вулканическими бомбами различной величины. Туфовый материал некков сильно изменен. В них стекло хлоритизировано и карбонатизировано как в витрокластическом цементе, так и в ляпиллях, а микролиты в последних значительно альбитизированы, что приближает их по минералогическому составу к спилитам. Более крупные бомбы сохраняют сравнительно свежий вид; микролиты плагиоклазов основного состава прозрачны, стекло палагонитовое, лишь многочисленные газовые поры заполнены хлоритом.

Лавовые покровы как переслаивающиеся с туфовыми образованиями, так и составляющие большую верхнюю часть разреза туфолавовой толщи, представлены преимущественно базальтами, реже трахибазальтами и андезито-базальтами. Мощности покровов колеблются в широких пределах — от нескольких метров до 30—40 м, реже 50—60 м. Периферические части покровов, а маломощных покровов целиком, представлены значительно измененными миндалекаменными разностями. Более широкая зона мандельштейнов обычно наблюдается в высшем боку покрова (до 2—3 м) и менее мощная в лежащем боку. Центральные части мощных покровов лишены миндалин, более раскристаллизованы, чем их периферические части, и сохраняют свежий кайнотипный облик. В периферических частях устанавливаются нередко почти полностью альбитизированные плагиоклазы среди хлоритизированной, серпентинизированной и карбонатизированной основной массы с карбонатно-халцедоно-кварцевыми миндалинами в хлоритовой оторочке. В центральных частях покровов наблюдается интерсертальная структура с участками пойкилоофитовой. Минералогический состав пород: свежий основной плагиоклаз, моноклинный пироксен, изредка оливин (чаще идингситовые псевдоморфозы) и темное буровато-серое стекло с вкрапленностью титаномагнетита.

Долеритовые силы равномерно насыщают всю толщу перми мощностью до 4,5 км. Суммарная мощность подобных силлов состав-

ляет 15—20% общей мощности пермских терригенных отложений. Силлы имеют мощность от нескольких метров до десятков метров каждый, чаще всего 20—30 м и весьма редко достигают 100 м. Соответственно по простиранию силлы прослеживаются от 2—3 до 15—20 км и, редко, более.

В районах, лежащих к северу от гор Бырранга, среди отложений нижнего палеозоя и протерозоя траппы встречаются сравнительно редко и представлены единичными трещинными интрузиями типа даек.

Каждый трапповый силл представляет собой плитообразную интрузию, согласную поверхностям напластования терригенных отложений. Эта форма силлов нарушается только в связи со складчатостью, и в сводах складок они нередко приобретают изогнутые формы, напоминающие факолиты, при этом силлы повторяют формы складок. В пологих складчатых структурах силлы совершенно не нарушены и не несут каких-либо следов динамометаморфизма. В сводах и особенно в ядрах складок силлы нередко разбиты на серии блоков, ограниченных зонами нарушений, вдоль которых долериты катаклазированы и хлоритизированы.

Силлы сложены преимущественно полнокристаллическими свежими долеритами и только в наиболее крупных из них встречаются габбро-долериты. В подошве и кровле силлов образуются закаленные эндо-контактные каймы интерсертальных и даже стекловатых долеритов, мощность которых измеряется сантиметрами. Преобладают порфири-видные среднезернистые оливковые долериты с офитовой и пойкило-офитовой структурами основной массы. Нередки также афировые разности. Порфиривидные выделения представлены главным образом оливином и, реже, основным лабрадором и авгитом. Их количество не превышает 15%. В основной массе среди многочисленных лейст лабрадора заключены изометричные и неправильные, часто кучно расположенные зернышки авгита или крупные изометричные зерна пироксена вмещают многочисленные лейсты плагиоклазов. В подавляющем большинстве долеритов оливин составляет 4—8%, а скелетные зерна титаномагнетита 2—3%, остальные 90% приходятся почти поровну на долю лабрадора и авгита. Габбро-долериты отличаются от вышеописанных долеритов почти равной степенью идиоморфизма призматических зерен авгита и таблица лабрадора, а также небольшим содержанием оливина. В зонах дробления оливковые долериты сильно изменены; в них сохраняются очертания нацело соскюритизированных лейст плагиоклаза, погруженных в бластопризматический агрегат уралита с многочисленными чешуйками хлорита.

Алевролиты и песчаники на контакте с долеритами существенных изменений не обнаруживают, лишь в цементе развивается хлорит и отчасти тонкозернистый кальцит. Только в контактах более крупных интрузий развиваются роговики. Аргиллиты подвергаются несколько большему изменению, и в контактах они бывают хлоритизированы и, реже, серицитизированы. Подобные контактовые изменения распространены на 0,5—2 м от кровли и подошвы силлов. Их интенсивность зависит от мощности силлов и за редкими исключениями обычно невелика.

Дайки, являющиеся подводными каналами к силлам, часто имеют мощность 15—20 м и, реже, более. Довольно часто от них ответвляются апофизы, по характеру своего залегания приближающиеся к дайкам, мощность которых составляет от 1—2 до 6—8 м. Самостоятельные дайки, не связанные с силлами, особенно развиты в области нижнего палеозоя и протерозоя. Их мощность весьма изменчива и колеблется от 1—2 до 10—15 м. По простиранию они прослеживаются на сотни метров и иногда на 3—4 км. Таким образом, дайковый комплекс траппов объединяет три группы секущих интрузивных тел, каждая из которых имеет свои особенности в отношении состава пород.

Дайки состоят преимущественно из безоливиновых габбро-долеритов и долеритов, чем они прежде всего отличаются от долеритов в силлах. По сравнению с последними они содержат значительно повышенное количество титаномагнетита (8—10%), а также в той или иной степени автометаморфизованы. Подобные дайки сложены траппами различной степени раскристаллизации; от зальбандов к центру в породах постепенно увеличивается крупность зерна. Так, зальбанды даек сложены интерсергальными долеритами, периферические части их — мелко- и среднезернистыми долеритами, а центральные зоны даек — габбро-долеритами. Все эти породы почти наполовину состоят из авгита, немного меньше лабрадора, причем последний здесь является более кислым, чем в долеритовых силлах, на 10—12 номеров. Только 15—20% массы породы приходится на долю рудных и автометаморфических минералов. Последние представлены уралитовыми агрегатами, развивающимися по моноклинному пироксену и серицитовыми агрегатами по лабрадору. Наряду с изменением основных минералов, в траппах развиваются альбито-хлоритовые жилочки гидротермальной стадии автометаморфизма.

В габбро-долеритах почти всегда содержится небольшое количество гранофирового мезостазиса в виде неправильных микропегматитовых выделений, заполняющих промежутки между основными минералами. Как правило, появление мезостазиса сопровождается развитием листочков биотита. Чем больше гранофирового мезостазиса в траппах, тем они сильнее автометаморфизованы. Этот мезостазис местами состоит не только из микропегматитовых выделений, но иногда (когда его много, — до 20—30%) появляются отдельные самостоятельные зерна калиевого полевого шпата и кварца. В результате образуются достаточно редкие породы, близкие по составу к семейству монзонитов, содержащие даже отдельные шпиры лейкократовых гранофировых гранитов.

Самостоятельные дайки в областях развития пород протерозоя и нижнего палеозоя отличаются от даек — подводящих каналов — прежде всего составом долеритов, в которых почти нет гранофирового мезостазиса, а потому и не развиты процессы автометаморфизма. Кроме того, в первых нередко появляются порфиroidные выделения оливина, отсутствующие во вторых. Наоборот, дайки — апофизы от подводящих каналов — отличаются еще более интенсивным автометаморфизмом, а породы, их слагающие, представлены почти исключительно мелкозернистыми долеритами со стекловатыми порфиroidными разновидностями у зальбандов.

В отдельных дайках встречаются породы типа мончикитов и альонитов, либо троктолитов и плагиоклазовых перидотитов, указывающие на некоторое развитие для дайкового комплекса процессов дифференциации.

Контактные воздействия дайкового комплекса траппов на вмещающие породы столь же незначительны, как и силлов. Исключением являются наиболее крупные дайки, где развиты автометаморфизованные габбро-долериты с обильным гранофиroidным мезостазисом. В 2—3 м от этих даек песчаники и алевролиты заметно биотитизированы и серицитизированы. Аргиллиты у самых контактов превращены в серицито-хлоритовые сланцеватые породы.

Разительный контраст с вышеописанными трапповыми силлами имеет мощная пластовая интрузия, встреченная на горстовом плато Тулай-Киряка-Тас к востоку от Таймырского озера, среди терригенных отложений нижней перми. Ее мощность (около 900 м) в 30—40 раз превышает мощность обычного долеритового силла. По простиранию она прослежена на 20 км. Эта интрузия отчетливо расслоена благодаря гравитационно-кинетической дифференциации в процессе кристаллизации базальтовой магмы. В основании интрузии залегает горизонт мощностью 12—15 м порфиroidных долеритов с обильными крупными кристаллами оливина, привнесенными магмой на место ее застывания уже в готовом виде. После образования этой эндоконтактной долеритовой каймы в

процессе движения кристаллизующейся магмы начинается дифференциация интрузии на перечисленные ниже зоны от подошвы к кровле.

Первая зона мощностью 110—120 м преимущественно сложена оливиновыми и гиперстеновыми габбро, выше которых благодаря концентрации ориентированных таблиц плагиоклазов образуются трахитоидные габбро. Во второй зоне мощностью 160—170 м кристаллизационная дифференциация достигает максимума. В ее основании залегают горизонт амфиболовых перидотитов мощностью около 50 м, а остальные 110—120 м приходятся на долю трахитоидных габбро, преимущественно лейкократовых, отличающихся обилием ориентированных таблиц плагиоклаза. В верхней части зоны среди трахитоидных габбро появляются небольшие линзовидные тела лабрадоритов. Наиболее мощная (до 200 м) — третья зона. Она сложена разнообразными габброидами, преимущественно трахитоидными, где слои пород различного состава выражены не отчетливо. Все же в основании зоны выделяется пачка оливинового габбро, а в верхней части преобладают сравнительно лейкократовые габбро, постепенно кверху переходящие в габбро-диориты. Четвертая зона, мощностью не более 75 м, сложена диоритоподобными породами. В ее основании концентрируются своеобразные кварцево-фаялитовые диориты, а в кровле встречаются породы, близкие к гранодиоритам. Пятая зона, мощностью 330—340 м, целиком сложена гранитами. В ее основании залегают малой мощности пачка амфиболо-биотитовых гранитов; преобладают в зоне аляскитовые граниты, а в самой кровле, являющейся одновременно кровлей интрузии, концентрируются своеобразные гранофировые граниты, близкие по структуре и составу к микропегматитовому мезостазису, постоянно встречающемуся в крупных дайках трапповой формации. Между всеми перечисленными породами нет резких границ и наблюдаются постепенные переходы.

Большинство зон достаточно четко обособляется в теле интрузии, но некоторые из них прослеживаются по простиранию на небольшие расстояния, выклиниваясь и сменяясь новыми. По направлению с запада на восток постепенно увеличивается общая мощность зон кислых пород в интрузии и уменьшается мощность основных пород, так что в своем восточном конце интрузия состоит преимущественно из аляскитов и в западном из габброидов.

Если образование различных пород от амфиболовых перидотитов до фаялитовых диоритов можно объяснить исключительно процессами дифференциации базальтовой магмы, то появление мощной зоны аляскитовых гранитов как будто предполагает значительное обогащение основной магмы кремнеземом и щелочами. Однако, как показало изучение среднего состава интрузии, вычисленного на основании многочисленных химических анализов всех главных разновидностей пород, он отличается от среднего состава таймырского траппа только повышенным содержанием кремнезема и пониженным содержанием (в эквивалентных количествах) кальция, магния и железа. Что касается выноса последних трех элементов во вмещающие породы и привноса из них кремнезема, то это подтверждается составом мощных роговиковых зон вокруг интрузии. Привнос же щелочей из вмещающих пород оказывается излишним, поскольку среднее содержание щелочей во всей интрузии и нормальном траппе почти одинаковое.

Таким образом, базальтовая магма в процессе дифференциации способна образовать самые различные породы, от ультраосновных до кислых. Но, если ультраосновные и основные дифференциаты представлены нормальными разновидностями, то кислые разновидности коренным образом отличаются по составу, структуре и условиям образования от нормальных фаций гранитов, не связанных с базальтовой магмой. Мощность подобных гранитовидных образований может быть самой разнообразной (от мелких шлиров в дайках до гигантских горизонтов в круп-

ных пластовых интрузиях) и, прежде всего, зависит от мощности интрузии и интенсивности взаимообмена с вмещающими породами.

Автометаморфические изменения пород в интрузии пользуются значительным развитием, особенно для наиболее основных дифференциатов. Кроме них, в самой интрузии встречаются ранние постмагматические жилки габброидных пегматитов и поздние жилки аляскитовых гранитов и гранофириковых аплитов. Во вмещающих породах развиты диопсидовые, эпидотовые и кальцитовые жилки, которые относятся к постмагматическим образованиям гидротермальной стадии. Типичные контактовые породы — роговики — развиты в зонах шириной 200—300 м, примыкающих непосредственно к подошве и кровле интрузии. Кроме преобладающих кордиерито-гиперстено-плагноклазовых и гиперстено-диопсидоплагноклазовых роговиков, в экзоконтактных зонах, непосредственно вблизи интрузии, встречаются прослои гранитизированных песчаников и алевролитов, иногда с значительным содержанием тонкочешуйчатого графита. Ксенолиты алевролитов и аргиллитов, встречающиеся только в габброидных слоях интрузии, превращены в гиперстено-диопсидовые роговики.

Силлы траппов образовались в течение периода, длившегося от нижней перми до нижнего триаса включительно. В частности, мощная дифференцированная интрузия на плато Тулай-Кирыка-Тас внедрилась на границе перми и триаса. Об этом свидетельствуют связанные с ней покровы порфиров, залегающие на отложениях верхней перми и перекрытые породами нижнетриасового возраста. Состав, строение и условия залегания силлов указывает на то, что они являются доскладчатыми образованиями, внедрившимися в горизонтально залегающие осадки перми.

Механизм образования подобных многочисленных интрузивных пластов хорошо объяснен в ряде работ Ф. Ю. Левинсон-Лессинга. Силлы связаны с областями опускания, в результате чего происходит обмен местами между жидкой основной магмой и участками осадочной толщи. Это был процесс, в котором магма играла роль пассивно внедряемой массы, выжимаемой по трещинам под влиянием гидростатического давления. В отличие от гранитоидных интрузивных формаций Таймыра, связанных с определенными прерывистыми и сравнительно кратковременными этапами пликативной или дизъюнктивной тектоники, трапповая формация образуется в течение весьма длительного периода, измеряемого 70—80 миллионами лет. Подобный характер образования хорошо объясняет исключительное обилие трапповых силлов и их более или менее равномерное распределение по всему разрезу перми.

Формация малых щелочных и субщелочных интрузий

Малые интрузии известны преимущественно в западной части гор Бырранга, в пределах верхнепалеозойских отложений. Их дайковые фации распространены гораздо шире. Они встречаются не только среди верхнепалеозойских, но и среди среднепалеозойских отложений гор Бырранга. Вообще количество обнаруженных малых интрузий и их даек невелико на Таймыре, что, прежде всего, объясняется мелким масштабом проведенных геологических съемок. Главными районами распространения малых интрузий являются острова Каменные, верховья р. Убойной, низовья р. Пясины, верховья р. Верхней Таймыры, бассейн р. Фадью-Куда и верховья р. Тарей. Однако этими районами при поисках малых интрузий ограничиваться не следует, последние вероятны и в других районах, так как кристаллизовались позже формирования Таймырской складчатой области.

Прихотливые формы залегания малых интрузий; преобладают крутые купола с углами падения контактовых поверхностей в 50—60°, нередки штоки с вертикальными контактами, а также типичные трещинные

интрузии уплощенных линзовидных форм и с пикообразными окончаниями, вытянутые вкрест простираению вмещающих пород и их складчатых структур. Весьма характерны размеры малых интрузий — от 1—2 до 20—25 км². Сопровождающие их дайки разнообразных порфиров имеют мощность от 1—2 до 30—40 м, которые соответственно прослеживаются по простираению на сотни метров или несколько километров. Нередко подобные дайки встречаются изолированно от малых интрузий, вне видимой связи с последними. Как правило, особенно много даек в пределах 2—5 км от интрузий. Дайки простираются в двух взаимно-перпендикулярных направлениях — северо-восточном и северо-западном, но всегда оказываются секущими по отношению к вмещающим породам.

Малые интрузии сложены двумя группами пород: субщелочными или щелочными, которые совместно в одной интрузии не встречаются. Каждая группа состоит из нескольких разновидностей, связанных постепенными переходами. Наиболее распространены субщелочные породы, которые представлены гранодиоритами, граносиенитами, кварцевыми сиенито-диоритами, вплоть до кварцевых монзонитов, а щелочные породы характеризуются нефелиновыми сиенитами и эгириновыми сиенитами. Для субщелочных пород порфиновые фации развиты больше, чем полнокристаллические и порфировидные. Нередко порфиновые и полнокристаллические фации одноименных пород встречаются в одной интрузии и являются производными разных магматических фаз, а сама интрузия представляет собой многофазное тело.

Порфировидные полнокристаллические граносиениты наиболее типичны для малых субщелочных интрузий. Фенокристаллы в них всего в два-три раза больше зерен основной массы. Они сложены почти поровну андезитом и ортоклазом, хотя чаще несколько преобладает ортоклаз. Содержание кварца в граносиенитах удивительно постоянное и колеблется в незначительных пределах от 8 до 12%. Обыкновенной роговой обманки всегда немного больше, чем биотита, а в сумме их 10—15%. Среди акцессорных минералов преобладает сфен и апатит, а ортит и циркон встречаются спорадически. Весьма интересны находки в тяжелой фракции протслочек (из 10—12 кг граносиенитовой породы) единичных мелких зерен прозрачного сфалерита, которые, таким образом, тоже принадлежат к сравнительно редким акцессорным минералам. Эти породы, как правило, довольно свежие и лишь в экзоконтактах интрузий слегка метаморфизованы.

Граносиенит-порфиры наполовину сложены вкрапленниками андезина и ортоклаза, погруженными в микрогранитовую или микроаллотриоморфнозернистую массу, в которой преобладает ортоклаз и содержится кварц. Цветные минералы занимают промежуточное положение между вкрапленниками и зернами основной массы, так как они всего в 3—4 раза больше последних, в то время как вкрапленники больше зерен основной массы в 10—15 раз. В порфирах значительно увеличивается содержание акцессорных минералов, особенно сфена и ортита. Только порфиновые породы образуют довольно распространенные разновидности, приближающиеся к гранит-порфирам. Они отличаются от граносиенит-порфиров значительным содержанием кварца и отчасти андезина во вкрапленниках при небольшом содержании ортоклаза. Подобные аномальные гранит-порфиры целиком слагают отдельные массивы, как, например, интрузию на левобережье р. Пясины, в ее нижнем течении. Порфиновые породы, как правило, интенсивно автометаморфизованы, так как они, являясь более ранними продуктами кристаллизации, подверглись воздействию со стороны полнокристаллических граносиенитов.

Все последующие разновидности субщелочных пород связаны постепенными переходами с граносиенитами. Когда в последних значительно увеличивается содержание роговой обманки и уменьшается количество кварца, вплоть до его полного исчезновения, породы приближаются к

сиенито-диоритам. Отдельные разновидности отличаются меланократовым характером и отвечают кварцевым монцонитам, так как почти на одну треть состоят из эгирин-авгина с примесью биотита и амфибола, а на две трети из лабрадора и ортоклаза, при этом кварца не более 5—7%. Соответственно развиты и аналогичные порфиновые породы, в которых, кроме преобладающего во вкрапленниках андезина и лабрадора, встречаются моноклинный пироксен и роговая обманка при калиевошпатовой основной массе.

Интрузии нефелиновых сиенитов встречаются только в тектонических блоках карбонатных пород среди пермских терригенных отложений. Нефелиновые сиениты, как правило, интенсивно автометаморфизованы, от чего имеют необычные структуры и состав. На одну треть, а часто и на половину порода сложена вытянутыми таблицами альбита (иногда шахматного), замещающего калиевый полевой шпат, реликты которого нередко сохраняются в шахматном альбите, особенно в краях таблиц. Между ними расположены неправильные изометрические зерна нефелина, в подавляющей массе замещенные грязно-буроватыми пелитосерицитовыми агрегатами, либо листовидными и лучистыми агрегатами цеолитов. На долю измененного нефелина приходится менее одной трети объема породы. Постоянным цветным минералом является эгирин в листовидных призматических зернах, количество которого составляет 4—8%, а иногда и меланит в изометрических кристаллах (3—4%). Самыми распространенными аксессуарными минералами являются сфен и титаномагнетит; спорадически встречается апатит и флюорит. Подобные нефелиновые сиениты образуют породы с призматически-зернистой структурой, иногда напоминающей по своему рисунку офитовую структуру.

Меланократовые эгириновые сиениты слагают штоки в пермских терригенных отложениях. Они в основном состоят из двух минералов: калиевого полевого шпата (60—70%) и эгирин-авгита (20—30%). Но, являясь в разной степени автометаморфизованными, породы становятся многоминеральными. По калиевым полевым шпатам, которые представлены анортоклазом и ортоклазом, местами интенсивно развивается шахматный альбит, но чаще они замещаются грязно-буроватыми пелитовыми агрегатами. Полевые шпаты представлены удлиненными и изометрическими таблицами величиной в 1,5—2 мм, которые вместе с призматическими кристаллами эгирин-авгита обуславливают призматически-зернистую структуру. По эгирин-авгиту развивается игольчатый амфибол и чешуйчатый хлорит. В парагенезисе с эгирином спорадически встречается меланит, количество которого местами достигает 5%. В повышенном количестве (3—4%) содержатся кристаллические агрегаты магнетита вместе с губчатыми агрегатами лейкоксена. Весьма обильны короткопризматические кристаллики апатита величиной 1—2 мм, вместе с которыми встречаются мелкие изометрические зерна эвколита.

Дайки сложены двумя группами порфировых пород: 1) гранит- и гранодиорит-порфирами, 2) лампрофирами преимущественно минеттакерсантитового ряда и значительно реже спессартитами.

Гранит-порфиры слагают более мощные дайки, чем лампрофиры. У зальбандов породы слабо раскристаллизованы и могут быть определены даже как кварцевые порфиры, так как среди основной микрофелзитовой массы значительно преобладают вкрапленники кварца (20—25%) над вкрапленниками плагиоклаза (7%) и микроклина (3%). Отдельные мелкие дайки и апофизы крупных даек нередко сложены именно подобными кварцевыми порфирами. По направлению к центру дайки основная масса породы становится микрогранитовой. Тут преобладают вкрапленники альбит-олигоклаза и микроклина над кварцем. Появляются отдельные таблицы обесцвеченного биотита с включениями апатита и циркона. Встречаются дайки порфиров, где вкрапленники почти исключительно состоят из олигоклаз-андезина, что позволяет считать эти породы

гранодиорит-порфирами. Все эти порфировые породы в той или иной степени автометаморфизованы.

Преобладающими разновидностями лампрофиров являются минетты и керсантиты, которые отличаются друг от друга только составом полевых шпатов. В первых преобладает калиевый полевой шпат, а во вторых альбит-олигоклаз. Когда лампрофиры интенсивно автометаморфизованы, а это бывает чаще, чем в гранит-порфирах, стирается грань между обеими породами, так как полевые шпаты нацело замещаются шахматным альбитом. Порфировые разновидности пород более характерны, чем равномернозернистые. В первых укрепленники обычно представлены таблицами альбитизированного плагиоклаза и пластинками биотита в аллотриоморфнозернистой кварцево-полевошпатовой массе с обильными мелкими листочками биотита, а во вторых наблюдается чаще панидиоморфнозернистая структура с сферолитоподобными участками. Главным цветным минералом в лампрофирах является биотит (30—35%), вместе с которым изредка встречаются мелкие ситовидные зерна роговой обманки. Кварц присутствует в переменных небольших количествах (3—10%) и в основном является постмагматическим. В лампрофирах много титаномагнетита, а из других акцессорных минералов присутствуют апатит и, реже, циркон. Для большинства лампрофиров характерно обилие постмагматических линзочек и прожилков кальцита.

В связи с малыми интрузиями образуются довольно мощные зоны контактово-метаморфических пород, которые чаще всего представлены типичными кварцево-биотитовыми роговиками, образовавшимися за счет терригенных осадков, преимущественно алевролитов и песчаников. Эти роговики местами насыщены иголочками турмалина, а также содержат зерна кордиерита. Встречаются поля роговиков площадью 1—2 км², не имеющие видимой связи с интрузией. Они, вероятно, образовались над интрузией, залегающей недалеко от поверхности, но еще не вскрытой эрозией.

Нижняя возрастная граница малых интрузий определяется тем, что они прорывают туфолаговую толщу пермо-триаса, а также дайки и силлы трапповой формации. Верхняя возрастная граница неизвестна. Во всяком случае малые интрузии моложе трапповой формации, так как все они образовались после складчатости, сформировавшей основные структуры гор. Бырранга, и связаны исключительно с трещинной тектоникой. Предположительно их следует относить к раннемезозойским интрузиям.

ТЕКТОНИКА

Таймырская складчатая область в своей основе слагается докембрийскими породами, собранными в систему сложных крутых складок, сформировавшихся в течение ряда последовательных этапов ниже- и верхнепротерозойских тектонических движений. Центральную часть докембрийского поля занимает Западнотаймырский нижнепротерозойский гнейсовый массив, имеющий синклинальный прогиб в осевой части, vyplненный метаморфическими сланцами верхнего протерозоя. Структуры гнейсового массива, вероятно, многообразны, хотя непосредственно фиксируются лишь непрерывные, сравнительно мелкие изоклиналиные складки с весьма крутыми и даже вертикальными крыльями, нередко опрокинутыми. Эти складки постепенно меняют свое простира-ние от почти широтного на крайнем западе полуострова на северо-восточное, близкое к меридиональному, на северо-восточной оконечности гнейсового массива. Более древними, по-видимому, являются складки северо-западного простираения, отдельные элементы которых фиксируются в осевой части гнейсового массива. Они в десятки раз крупнее изоклиналиных складок и последние по отношению к ним являются

вторичными. К осевой части гнейсового массива приурочена крупнейшая на Таймыре батолитоподобная интрузия двуслюдяных гранитов. Более поздние тектонические движения, как правило, приводили к разрывным нарушениям гнейсового массива, не поддающегося пластическим деформациям.

В филлитах и зеленых сланцах верхнепротерозойского метаморфического комплекса, окружающих гнейсовый массив, установлены два типа складчатых структур, ориентированных согласно. Их простирание также постепенно меняется от почти широтного на крайнем западе полуострова до почти меридионального в районе мыса Челюскина. Более древними являются весьма крупные, шириной в десятки километров, довольно крутые структуры. Они осложнены дополнительной мелкой изоклиальной складчатостью, наблюдаемой непосредственно в обнажениях. В ядрах наиболее крупных антиклиналей прослеживаются породы гнейсового комплекса, но они представлены почти исключительно его верхней свитой. Нижнепалеозойские отложения залегают на породах различных свит докембрия. Установлено угловое несогласие между отложениями верхнего протерозоя и кембрия, а также базальные конгломераты в основании разреза последних. Кембрийские, ордовикские и силурийские отложения собраны в прерывистые асимметричные складки различных размеров, иногда имеющих вид брахиструктур и довольно пологое падение крыльев. Местами нижнепалеозойские породы залегают на докембрийской толще даже моноклиально с углами падения пластов в 15° (п-ов Челюскина).

К югу от зоны развития пород метаморфического комплекса, в области развития карбонатных отложений ордовика и силура, наблюдаются крупные, сравнительно узкие, линейные складки, прослеживаемые на десятки километров и до 100—150 км. Они простираются в общем согласно со структурами метаморфического комплекса и отличаются от последних значительно более пологими углами падения на крыльях и отсутствием осложняющей мелкой изоклиальной складчатости. В этих линейных структурах наблюдается весьма характерная дифференциация. Одни из них образованы исключительно силурийскими породами с редкими выходами отложений кембрия в ядрах крупных антиклинальных структур, тогда как другие сложены девонскими, каменноугольными и пермскими отложениями, причем последние сохранились в более крупных синклинальных структурах. Все эти складки простираются в общем согласно, но, по-видимому, они были образованы в результате проявления этапов каледонского и герцинского тектогенеза. О проявлении каледонского тектогенеза свидетельствуют следующие факты: 1) отсутствие части нижнедевонских и верхнесилурийских отложений; 2) локализация сравнительно мало распространенного нижнего девона в районе с лагунно-континентальными условиями осадконакопления; 3) несоответствие в простирании нижнепалеозойских и среднепалеозойских структур; 4) широкое развитие гранитоидного магматизма на границе силура и девона.

В южной части Таймырской складчатой области, в пределах гор Бырранга, преимущественно развиты верхнепалеозойские отложения. Здесь они образуют несколько весьма крупных параллельных линейных структур. В ядрах наиболее крупных антиклинальных складок изредка выходят породы карбона и девона. В некоторых участках сохранились пирокластические образования пермо-триаса. Крупные складки, в строении которых участвуют пермские и пермо-триасовые отложения, имеют обычно широкие корытообразные формы. Углы падения пластов на крыльях достигают 50° , но чаще более пологие. Подобные же формы складок в пределах развития нижнепалеозойских пород являются более узкими. Складчатые структуры верхнепалеозойских отложений появились в результате проявления ряда фаз герцинского тектогенеза,

если считать, что заключительный этап его в какой-то части затронул и отложения нижнего триаса. Выделить же отдельные фазы герцинид пока не представляется возможным из-за отсутствия достаточных фактических данных. Однако изучение некоторых стратиграфических разрезов перми как-будто указывает и на возможную непрерывность осадконакопления в этот период. Предполагающиеся перерывы в отложениях перми, по-видимому, могли быть обусловлены внутриформационными размывами местного значения.

Юрские и меловые отложения залегают с резким угловым несогласием на размытую поверхность дислоцированных палеозойских и протерозойских отложений. Мезозойские отложения залегают весьма полого, а местами почти горизонтально.

Альпийский тектогенез, обусловивший пликативные дислокации в мезозойских породах на примыкающей с юга площади Таймырской депрессии, отразился в существовавшей достаточно жесткой Таймырской складчатой области, преимущественно в виде многочисленных разломов, по которым произошли вертикальные перемещения отдельных глыб. Амплитуды этих перемещений нередко достигают нескольких километров. Об этом свидетельствуют соприкосновения по тектоническим контактам пород протерозоя и верхнего силура.

Приведенные данные и анализ геологической карты Таймыра позволяют предположить, что, несмотря на кажущийся однообразный характер линейных складчатых структур области, они не являются однообразными.

В распределении этих линейных структур намечаются две закономерности: во-первых, все они меняют свое простирание — от широтного на западной окраине Таймыра до почти меридионального на п-ове Челюскина, образуя гигантскую дугу протяжением до 1200—1300 км, обращенную выпуклостью к юго-востоку; во-вторых, при движении с северо-запада на юго-восток, от побережья Карского моря к Таймырскому озеру, вкост простиранию этой дуги наблюдается постепенная смена отложений от докембрийских до верхнепермских, которые далее на юг погружаются под четвертичные отложения Таймырской низменности. На северо-восточном крыле Таймырской складчатой дуги, на островах Северной Земли, подобная закономерность выражена менее отчетливо. Здесь докембрийские отложения последовательно сменяются ниже- и среднепалеозойскими. Впрочем, последние из них выражены здесь уже не геосинклинальными, а платформенными структурами.

Для тектонического строения Таймырской складчатой области характерно закономерное распределение и однообразное простирание разновозрастных складчатых сооружений. Но если докембрийский массив представлял собой самостоятельное складчатое сооружение, то все последующие складчатые структуры области являются результатом совокупного проявления каледонского и герцинского тектонических циклов. Эти последующие структуры формировались в направлении унаследования основных элементов докембрийского массива, располагавшегося в северной части Карского моря. Сибирская платформа располагалась к югу от Таймырской складчатой области и сочленялась с последней посредством прогиба — Таймырской депрессии.

Развитие Таймырской складчатой области началось с нижнего протерозоя или даже с верхнего архея, точнее со времени оформления в земной коре прогибов в архее. Можно предположить, что Таймырский прогиб был приурочен к северным окраинам огромной архейской платформы, простиравшейся тогда от Алдана до Анабара и еще далее к северу.

Терригенные отложения, сносившиеся в древнепротерозойскую геосинклиналь с архейской платформы, накапливались в ней в определенном порядке: от псаммитовых фаций к алевроитовым, глинистым и мер-

гелистым осадкам. Мощность этих древнейших геосинклинальных отложений достигала более 8000 м. Еще до начала активных складчатых процессов происходили излияния основной магмы, а затем и внедрения пластовых интрузий, остатки которых после регионального метаморфизма сохранились в виде горизонтов гранатовых амфиболитов и интрузивных тел друзитов. Одновременно с активными складчатыми процессами, распространяющимися на значительную глубину, в самых нижних структурных ярусах, вероятно, происходило переплавление пород (анатексис) и внедрение магматического расплава в более верхние структурные ярусы в виде глубинных инъекций гранитоидов. Главная же масса осадочных отложений в результате значительного прогрева, циркуляции растворов и тектонических движений была перекристаллизована и превращена в разнообразные плагиогнейсы. На последних этапах нижнепротерозойских тектонических движений произошло повторное внедрение магмы уже в консолидированную и регионально-метаморфизованную толщу, отчего наряду с межпластовыми телами образовалась огромная батолитоподобная интрузия. Внедрение магмы закончилось формированием мелких трещинных интрузий типа даек и штоков.

Складчатая страна, образовавшаяся к началу верхнего протерозоя, постепенно разрушалась, а на ее окраине возник новый геосинклинальный прогиб. Разрушавшиеся толщи гнейсов и интрузии гранитоидов давали огромное количество обломочного материала, который накапливался в виде разнообразных терригенных отложений. Наряду с дальнейшим развитием и накоплением осадков, начались мощные излияния основных лав и выбросы туфового материала, который, смешиваясь с терригенными отложениями, превращался в туффиты. Эффузивная деятельность закончилась подводными излияниями с образованием спилитов. Накопление терригенного материала продолжалось, и в его составе увеличивалось количество глинистых отложений, а количество псаммитовых осадков становилось небольшим, они приобретали более однородный характер. К пелитовым отложениям примешивалось все больше и больше карбонатных осадков. К концу периода накопления осадков, но до начала складкообразования, произошло внедрение основной магмы, образовавшей многочисленные пластовые интрузии. Верхнепротерозойский седиментационный цикл закончился накоплением псаммитовых отложений с редкими прослоями карбонатных пород. Общая мощность верхнепротерозойских отложений достигала 7000 м.

В связи с начавшейся интенсивной складчатостью и образованием на месте геосинклиналий горных сооружений активизировалась магматическая деятельность, но состав магмы резко изменялся. По трещинам изливались на поверхность небольшие порции магмы, образуя покровы кислых эффузивов. Главная же масса магмы кристаллизовалась на некоторой глубине во время складчатых процессов, образуя куполовидные гранитоидные интрузии, которые в процессе складкообразования были значительно катаклазированы и метаморфизованы.

Наряду с внедрением магмы, происходил региональный метаморфизм вмещающих пород под влиянием прогрева, циркуляции растворов и динамических напряжений, развивающихся в связи со складчатостью. Однако этот процесс протекал на значительно меньших глубинах, чем в гнейсовом комплексе, и поэтому по характеру метаморфизма последний значительно отличается от филлитового комплекса. Туфы и туффиты были превращены в зеленые сланцы, мощная толща терригенных осадков в разнообразные филлиты, метаморфизованные песчаники и кварциты, а карбонатные осадки в мраморы. Основные интрузии превратились в пластовые тела грубо рассланцованных ортоамфиболитов. Некоторые пачки плагиогнейсов и кристаллических сланцев превратились в своеобразные диафторические сланцы типа филлолитов.

К началу палеозоя в пределах южной половины Карского моря и всего Северного Таймыра сформировался протерозойский складчатый массив, а вся остальная территория Таймыра была занята морем, приуроченным к передовому прогибу, постепенно развившемуся в геосинклинальную зону. В кембрии происходило разрушение докембрийских складчатых сооружений, и терригенный материал сносился во вновь образующуюся геосинклинальную зону. Одновременно море местами продвинулось далеко на север в сторону протерозойского массива и на размытую поверхность докембрийского кристаллического основания отлагались терригенные осадки кембрия.

С конца верхнего кембрия и в ордовике трансгрессия далеко продвинулась к северу. Накопление мощных карбонатных осадков особенно интенсивно продолжалось к югу от докембрийского региона, но и на окраинах последнего отлагались смешанные терригенно-карбонатные осадки. Только самые северные окраины полуострова, в частности берег Харитона Лаптева, оставались сушей. В силуре, в связи с начавшимися тектоническими движениями каледонского цикла, стало происходить некоторое воздымание докембрийского массива и усиление сноса терригенного материала, отчего к карбонатным осадкам примешивается небольшое количество кластического материала. Складчатые движения в конце верхнего силура — начале девона дислоцировали толщу нижнепалеозойских осадков и на последних своих этапах они сопровождалась внедрением многочисленных интрузий субщелочных гранитоидов.

Каледонские складчатые сооружения, которые были незначительно приподняты над уровнем моря в нижнедевонскую эпоху, разрушались медленно и постепенно, а терригенные осадки сносились в изолированные участки располагавшегося на юге моря — лагуны. Но уже в среднем и верхнем девоне новая трансгрессия распространилась далеко на север, в область погружавшихся каледонских складчатых структур. Трансгрессия продолжала быть устойчивой и в нижнекаменноугольную эпоху. В итоге в течение почти всего среднего палеозоя накапливалась довольно однообразная толща карбонатно-терригенных отложений.

После некоторого перерыва в осадконакоплении в верхнекаменноугольную эпоху в верхнем палеозое продолжалось накопление осадков, но преимущественно терригенных. В конце нижнепермской и в верхнепермскую эпохи в различных районах полуострова создавались условия, благоприятные для образования угленосных отложений. Одновременно с накоплением осадков в верхнепалеозойской геосинклинали происходило оживление магматической деятельности и многократные внедрения базальтовой магмы, образовавшие комплекс траппов. Неоднократные складчатые движения герцинского цикла и особенно мощные из них, проявившиеся в конце верхнего палеозоя и самом начале мезозоя, сформировали линейные структуры в пределах гор Бырранга и частично изменили верхние ярусы каледонских складчатых сооружений. Эти же движения в пределах жесткого докембрийского региона привели к серии глубоких разломов, вдоль которых образовались дайки траппов, синхронные трапповым внедрениям Бырранга.

В конце триаса Таймырская складчатая область представляла собой горную страну — арену самых разнообразных процессов эрозии. После значительной нивелировки складчатых гор в юрский период, море опять проникло в депрессионные участки Таймырской складчатой области. В верхнеюрскую и нижнемеловую эпохи накапливались сравнительно маломощные, вначале морские, а затем лагунно-континентальные отложения с прослоями бурых углей. В конце мела и в начале третичного периода отдельные участки складчатой страны опять испытывали вертикальные перемещения. В связи с поднятием в течение всего третичного периода Таймырская складчатая область оставалась

сушей и происходило интенсивное разрушение ее складчатых сооружений.

В начале четвертичного периода вследствие мощного оледенения характер разрушения складчатых гор изменился — склоны гор и долины приобрели ледниковые формы. Затем море опять вступило в пределы горной страны, где в более пониженных местах стали отлагаться пески и глины межледниковой трансгрессии. Последующее оледенение имело ряд разобщенных центров и было приурочено к отдельным наиболее выдающимся участкам древних горных сооружений. От этих центров ледники опускались в разные стороны. Они оставили массу моренного материала. После таяния ледников начала формироваться гидрографическая сеть, придавшая современные черты рельефу области.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

К настоящему времени выявлены многочисленные месторождения каменного угля и участки, где имеются слюда и полиметаллы, а также обильные признаки прочих рудопроявлений. Сложное геологическое строение области и обилие разновозрастных магматических образований позволяют наметить широкие перспективы в отношении полезных ископаемых.

Каменные угли Таймырского полуострова связаны с пермскими отложениями и распространены преимущественно в его верхней половине разреза. Они представлены малозольными гумусовыми углями с незначительным содержанием серы. По степени углефикации встречаются угли от антрацитов до газовых. Наиболее угленасыщенные районы Центрального Таймыра содержат коксовые угли. Количество пластов каменных углей насчитывается несколько десятков при мощности отдельных пластов до 6—10 м. Коэффициент угленосности на некоторых участках достигает 7—12%.

В северо-восточной части Таймыра среди меловых отложений наблюдаются пласты бурых углей, количество которых достигает 10 при мощности отдельных пластов 4—5 м. Угли — малозольные, с низким содержанием серы.

В зоне развития пород гнейсового комплекса установлены пегматитовые жилы с мусковитом, концентрирующиеся в ряде пегматитовых полей, генетически связанные с нижнепротерозойской формацией двуслюдяных гранитоидов. Пегматитовые жилы залегают преимущественно в двуслюдяных гранитах и, реже, находятся в плаггиогнейсах. В гранитах пегматиты создают пластинчатые тела, а в плаггиогнейсах представлены согласными жилами веретенной или линзообразной формы. Обычно слюдоносными являются те пегматитовые жилы, которые обладают зональным строением и залегают непосредственно в двуслюдяных гранитах. Мусковит приурочен к центральным частям жил и границам полевошпатовой и кварцевой зон. Пластинчатая форма жил способствует непрерывному распределению в них мусковита.

На всем протяжении гор Бырранга прослеживается флюоритовая минерализация. Она приурочена преимущественно к выходам известняков, залегающих среди пермских терригенных отложений. В большинстве этих участков вкрапленность флюорита довольно значительная, местами образуются кальцито-флюоритовые жилы. К юго-западу от гор Бырранга, на побережье Хатангского залива, установлено присутствие оптического флюорита, приуроченного к гипсам, залегающим в доломитах и ангидритах среднего девона.

Пояс полиметаллического оруденения расположен в центральной части гор Бырранга. Он простирается на сотни километров. В пределах этого пояса известны многочисленные рудные жилы и единичные тела

минерализованных брекчий, залегающих среди пермских отложений. Рудный пояс контролируется системой широтных разломов, приуроченных к сводовым частям крупных линейных структур. Вдоль разломов наблюдаются мощные полосы брекчий пермских терригенных пород, сцементированных кальцитом с редкой вкрапленностью галенита и сфалерита. Широтные разломы сопровождаются сериями мелких трещин оперения, непосредственно используемых рудоносными растворами для разгрузки тяжелых металлов. Здесь рудные тела приурочены к двум взаимноперпендикулярным системам трещин: 1) северо-восточной, близкой широтному направлению, и 2) северо-западной, приближающейся к меридиональному простиранию. Рудопроявления представлены галенит-сфалеритовыми и, реже, чисто галенитовыми жилами, а также жилоподобными телами минерализованных брекчий, где обломки гидротермально измененных алевролитов, песчаников и долеритов сцементированы кристаллическими агрегатами сфалерита и в меньшей степени галенита.

В западной части гор Бырранга намечается пояс реальгаро-кишварного оруденения. Оруденение приурочено к зонам дробления северо-западного и меридионального простираний и контролируется тектоническим и литологическим факторами. Наиболее насыщенными рудопоявлениями являются участки трещин растяжения, расположенные почти исключительно среди карбонатных пород силура, а также в тектонических блоках каменноугольных пород, заключенных в пермских терригенных отложениях. С реальгаро-кишварными рудопоявлениями пространственно связаны дайки порфиритов и лампрофиров—схизолитов малых субщелочных интрузий. Оруденение зон дробления весьма неравномерно. Чаще всего оно представлено гнездами реальгара, которые пересекаются прожилками киновари. Реже встречаются обломки гидротермально измененных вмещающих пород, сцементированных реальгаром с тонкой вкрапленностью киновари. Отдельные участки в зонах дробления представляют собой штокверковую сеть реальгаро-кишварных прожилков. Местами наблюдаются обильные выделения антимонита.

Находки молибденита известны в ряде пунктов северной окраины Таймыра. Они расположены севернее поясов реальгаро-кишварного и полиметаллического оруденения и, возможно, образуют свой самостоятельный рудный пояс. Все находки молибденита приурочены к участкам развития малых щелочных и субщелочных интрузий, а в отдельных случаях располагаются непосредственно в экзоконтактных зонах этих интрузий. Вкрапленность молибденита приурочена как к кварцевым жилам, так и к контактовым скарновым породам.

Если вышеописанные полиметаллические, реальгаро-кишварные и молибденитовые рудопоявления парагенетически, а в некоторых случаях, возможно, и генетически связаны с раннемезозойской формацией малых субщелочных и щелочных интрузий, то встречающееся пирротинное оруденение с никелем и медью, по-видимому, связано, уже с трапповой формацией. Так, в подошве дифференцированной интрузии траппов на возвышенности Тулай-Киряка-Тас в горизонте оливиновых долеритов повсеместно обнаружена вкрапленность пирротина с халькопиритом. Значительные скопления пирротинных жил наблюдаются в юго-восточной части гор Бырранга, где они приурочены к трещинам северо-восточного простирания.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ АРХИПЕЛАГА СЕВЕРНОЙ ЗЕМЛИ

ВВЕДЕНИЕ

Архипелаг Северная Земля расположен в центральном секторе Арктики и в административном отношении входит в состав Таймырского национального округа Красноярского края РСФСР.

Он состоит из островов: Большевик — площадью 11540 км², Октябрьской Революции — 14200 км², Пионер — 1547 км², Комсомолец — 8502 км² и ряда мелких островов, таких как о-ва Седова площадью 100 км², а также о-ва Малый Таймыр, о-ва Старокадомского, о-ва Краснофлотские, о-ва Диабазовые, о-ва Шмидта, суммарная площадь которых не превышает 500 км². Общая площадь архипелага составляет 360 тыс. км².

Острова Северной Земли с запада и юго-запада омываются водами Карского моря, с севера водами Северного Ледовитого океана, а с северо-востока и востока морем Лаптевых. На юге архипелаг отделяется от берегов Таймырского полуострова проливом Вилькицкого шириной до 80 км.

Группа островов Северной Земли, несмотря на ее близость к материку и значительные размеры, была открыта только в XX в., хотя предположения о существовании земли к северу от оконечности Таймырского полуострова были сделаны еще в сороковых годах XVIII столетия.

Одним из первых исследователей, высказавших такое предположение, был участник Великой русской полярной экспедиции 1733—1743 гг. С. Челюскин. В 1742 г., достигнув северной оконечности Евразии, С. Челюскин прошел на север по льду около 18 км, но, не усмотрев земли, повернул обратно.

В конце XIX в. А. Норденшельд и Ф. Нансен, проходившие на своих судах пролив Вилькицкого, также не смогли обнаружить земли к северу от мыса Челюскина.

Только в 1913 г. Северная Земля была открыта Гидрографической экспедицией Северного Ледовитого океана, которая совершала плавание из г. Владивостока в г. Архангельск на ледокольных пароходах «Таймыр» и «Вайгач» под начальством Б. А. Вилькицкого. Продвигаясь на север вдоль берегов впервые открытой земли, экспедиция достигла мыса Берга, на котором был водружен русский национальный флаг. В 1914 г. этой же экспедицией была составлена береговая опись от мыса Вайгач на о-ве Большевик к западу, на протяжении почти 200 км. Таким образом, впервые в истории на карту были нанесены очертания южного и восточного берегов Северной Земли. Остальная же часть побережья и внутренняя территория Северной Земли еще долго оставались неисследованными.

В 1930 г. Всесоюзным арктическим институтом была организована Северо-Земельская экспедиция, под начальством Г. А. Ушакова. Собранные экспедицией весьма ценные материалы не были подвергнуты необходимой тщательной обработке. В результате двухлетних работ появились схематические топографическая и гляциологическая карты архипелага в масштабе 1 : 750 000.

На основании санных маршрутов вокруг островов и двух пересечений через о-в Октябрьской Революции и юго-западную часть о-ва Большевик участником этой экспедиции Н. Н. Урванцевым была составлена сводная геологическая карта и дано краткое описание геологического строения архипелага.

В 1948 г. Научно-исследовательский институт геологии Арктики Главсевморпути направил на Северную Землю экспедицию под руководством Б. Х. Егиазарова.

В течение 1948—1949 гг. Б. Х. Егиазаров и С. В. Воскресенский произвели исследование на о-ве Большевик и составили для него геологическую и геоморфологическую карты. На остальных островах архипелага — Октябрьской Революции, Комсомолец и Пионер — геологическая съемка выполнялась в 1950—1951 гг. Кроме вышеуказанных исследователей, в геологических работах последних двух лет принимали участие Н. Г. Загорская, К. С. Агеев и В. Ф. Медведев.

В 1954 г. на о-ве Пионер детальные работы проводил Б. Х. Егиазаров при участии К. С. Агеева. В результате этих работ был собран большой материал по стратиграфии и тектонике силурийских и девонских отложений острова.

КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ РЕЛЬЕФА

Острова Северной Земли расположены в зоне арктической пустыни. Своеобразие географического облика этой группы островов обусловлено положением ее в высоких широтах среди обширных водных пространств полярных морей.

Одной из характерных особенностей Северной Земли является оледенение покровного типа, играющее большую роль в строении и формировании рельефа островов. Ледниковый покров состоит из частично или полностью изолированных ледниковых куполов, площадь которых измеряется от нескольких десятков до нескольких тысяч квадратных километров. В целом ледники занимают около 45% поверхности островов.

Центральная часть о-ва Большевик покрыта ледником Ленинградским, составляющим около одной трети площади острова. По краям из-под ледника выступают платообразные возвышенности, сложенные коренными породами. От подножья этих возвышенностей к берегу моря простирается полого-холмистая равнина, поверхность которой слагается продуктами разрушения местных пород и четвертичными отложениями.

На о-ве Октябрьской Революции ледники расположены главным образом по его окраинам. Все вместе они занимают около 45—50% площади острова. В краевых частях ледников Русанова, Карпинского и Университетского возвышаются отдельные нунатаки из гранитоидных и метаморфических пород. Здесь, как и на о-ве Большевик, главным образом по восточному побережью, из-под ледниковых щитов также выступают платообразные возвышенности, круто обрывающиеся к морю. Высоты этих возвышенностей варьируют от 250 до 400—500 м, причем наблюдается закономерное возрастание отметок с юго-запада на северо-восток на о-ве Большевик и с юга на север на о-ве Октябрьской Революции. Центральную же часть о-ва Октябрьской Революции занимает равнина, абсолютные отметки которой колеблются от 100—120 до

250 м. Она постепенно сливается с поверхностью прибрежной равнины, имеющей максимальную абсолютную отметку 100 м над уровнем моря. На этой равнине намечается пять террасовых площадок на высотах 5—10, 20—25, 30—40, 60—70 и 80—100 м. Ширина их измеряется от 200—500 м до 5—6 км.

Самый северный остров архипелага — о-в Комсомолец — покрыт мощным ледниковым щитом почти на 70% площади. Свободны от льда лишь территория равнины на севере острова и отдельные участки его на юго-восточном и юго-западном побережье.

На о-ве Пионер ледник занимает небольшую часть поверхности, располагаясь в его северо-восточной части. Незанятая ледником территория представляет собой слабо расчлененную равнину, плавно повышающуюся от побережья к центру острова.

Максимальные абсолютные отметки архипелага приурочены к ледниковым куполам. Так, ледник Карпинского имеет высоту 800 м над уровнем моря, ледники Ленинградский, Университетский и Вавилова до 600—650 м. Отдельные же нунатаки, как например, горы Туманные на леднике Карпинского, достигают высоты 700 м.

Часть ледников Северной Земли активна. Такими ледниками являются ледники Академии наук СССР, Русанова, Карпинского, Университетский и Вавилова. Об эродирующей деятельности ледников свидетельствуют значительные по величине фиорды, в частности на о-ве Большевик фиорды Тельмана, Спартак, Партизанский и на о-ве Октябрьской Революции фиорды Матусевича и Марата. Фиорд Марата в средней части перегорожен мощными ледниковыми языками, обусловившими образование подпрудного оз. Фиордового. У краев ледников, обращенных к внутренним частям острова, располагаются мелкие озера, заполненные талыми ледниковыми водами.

Речная сеть архипелага довольно густая. На о-ве Большевик наиболее крупные реки находятся на южном и юго-западном побережьях. Среди них по своим размерам выделяются рр. Тора, Нора, Большая и Диабазовая, которые имеют длину около 35—40 км. На о-ве Октябрьской Революции самой большой рекой архипелага является р. Озерная; второй по величине является р. Ушакова, протекающая на севере внутренней равнины о-ва Октябрьской Революции. На о-ве Комсомолец речная сеть развита слабо. На юго-западном побережье острова протекают две небольшие реки. Долины их почти не разработаны. Наиболее крупные реки на о-ве Пионер расположены в основном в западной и южной частях острова. Они имеют густую сеть коротких и глубоких, сильно разветвленных притоков. Русла рек порожисты, в некоторых местах наблюдаются небольшие водопады.

СТРАТИГРАФИЯ

Стратиграфическое расчленение мощных толщ метаморфических образований, лишенных каких-либо фаунистических остатков, является весьма трудной задачей. Оно выполнено на основании изучения литологического состава метаморфических толщ, их взаимоотношения с вышележащими отложениями, а также сопоставления с аналогичными образованиями, развитыми в сопредельных районах. По этому же принципу произведено выделение отложений нижнего и среднего отделов кембрия. Вышележащие отложения верхнего кембрия, ордовика, силура, девона и мезо-кайнозоя расчленены преимущественно на основании фаунистических данных, а также с учетом геологических соотношений между различными системами и отделами.

Отложения верхнепротерозойского комплекса Северной Земли подразделяются на две свиты: нижнюю — тельмановскую и верхнюю — партизанскую.

Породы тельмановской свиты образуют ряд полос шириной от 2 до 9 км, которые протягиваются от пролива Вилькицкого в северо-северо-восточном направлении и далее постепенно меняют свое простирание на северо-северо-западное в районе мыса Ворошилова на о-ве Октябрьской Революции и мыса Бухтеева на о-ве Комсомолец. Эта свита складывается хлорито-серицито-кварцевыми и хлорито-кварцевыми сланцами, переслаивающимися с граувакковыми и метаморфизованными полимиктовыми песчаниками и филлитами. К средней части свиты приурочены горизонты метаморфизованных кварцевых песчаников, имеющих кварцитовидный облик. Разрез тельмановской свиты заканчивается пачкой, в сложении которой главным образом принимают участие маломощные горизонты известковистых и мергелистых сланцев, чередующиеся с хлорито-серицито-кварцевыми сланцами или метаморфизованными кварцевыми и полимиктовыми песчаниками. Здесь же встречаются тонкие прослои и линзы графитизированных серицито-кварцевых сланцев.

Хлорито-серицито-кварцевые сланцы обладают зеленым или серовато-зеленым цветом. Они состоят из хлорита, серицита, кварца, плагиоклаза, кальцита, эпидота, незначительного количества мусковита, биотита и в ряде случаев актинолита и роговой обманки. В подчиненном количестве встречаются хлоритово-кварцевые сланцы.

Среди сланцев залегают прослои и пачки метаморфизованных полимиктовых песчаников мощностью до 20—25 м. В состав их входят кварц, полевые шпаты, слюдистые минералы, хлорит, кальцит и, изредка, турмалин. В разновидностях, переходных к грауваккам, а также в граувакковых песчаниках постоянной составной частью пород являются обломки и мелкие галечки порфиритов, кислых эффузивов и разнообразных метаморфических сланцев и кварцитов.

Филлиты представляют собой зеленовато-серые и, реже, черные, тонкоплитчатые и листоватые породы, состоящие из кварца, хлорита, серицита и темно-бурого пелитоморфного вещества.

В западной части о-ва Большевик сверху наблюдаются прослои известковистых и мергелистых сланцев мощностью до 25 м. Это серовато-коричневые тонкоплитчатые породы, состоящие из кальцита, небольшого количества кварца, хлорита, серицита и пелитового материала.

Графитизированные серицито-кварцевые сланцы резко отличаются от вмещающих их метаморфизованных песчаников и представляют собой темно-серую тонко рассланцованную хлорито-серицито-кварцевую породу с прослоями, линзочками и обильными примазками графитистого вещества.

Мощность тельмановской свиты около 2500 м. По литологическому составу и стратиграфическому положению она соответствует ждановской (карбонатно-сланцевой) свите верхнепротерозойского комплекса Таймыра и наиболее близка верхнепротерозойским отложениям, развитым на п-ове Рыбном.

Отложения партизанской свиты согласно залегают на подстилающей тельмановской свите метаморфических сланцев. Отложения на о-ве Большевик складывают полосы шириной до 2—6 км. На восточном же побережье о-ва Октябрьской Революции ширина полосы пород партизанской свиты достигает 8—10 км. В основном свита образована кварцевыми, кварцево-полевошпатовыми и полимиктовыми песчаниками, которые почти не отличаются от аналогичных пород, развитых в нижележащей свите. Кварцевые песчаники приурочены главным образом

к верхним частям разреза, в то время как кварцево-полевошпатовые и полимиктовые песчаники более или менее равномерно распределяются по всему разрезу.

По всему разрезу описываемой свиты наблюдаются маломощные горизонты и пачки хлорито-серицито-кварцевых сланцев, граувакк и филлитов. К верхней части свиты приурочены покровы метаморфизованных фельзитов, фельзит-порфириров и кварцевых порфириров. Подчиненное значение имеют порфириты, их туфы и туфо-брекчии. Мощность покровов эффузивов и их туфов около 70 м.

Мощность отложений партизанской свиты достигает 1500—2000 м. По литологическому составу, характеру метаморфизма и стратиграфическому положению она соответствует верхнепротерозойской лаптевской (песчанико-сланцевой) свите, венчающей разрез таймырского докембрия.

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

Отложения нижнего кембрия развиты преимущественно в юго-восточной части о-ва Октябрьской Революции. Они слагают две полосы шириной от 1,5—2 до 4—5 км, которые прослеживаются от южного побережья о-ва Октябрьской Революции до оз. Фиордового и далее на севере скрываются под ледником Карпинского. Продолжением их, очевидно, являются выходы нижекембрийских пород в районе горы Базарной и у северной кромки ледника Русанова.

Отложения нижнего кембрия резко отличаются от пород верхнепротерозойского комплекса как по своему литологическому составу, так и по меньшей степени метаморфизации. Разрез их начинается пачкой полимиктовых конгломератов и гравелитов, залегающих без видимого углового несогласия на размытой поверхности верхнепротерозойского комплекса пород. Конгломераты встречены на о-ве Октябрьской Революции в районе фиорда Матусевича, в западной части фиорда Марата и на мысе Массивном, где они слагают отдельные небольшие участки среди поля развития отложений верхнего протерозоя. На мысе Массивном конгломераты прорваны каледонскими биотитовыми гранитами, а в районе фиорда Матусевича, возможно, герцинскими оливиновыми габбро-диабазами и альбитизированными граносиенитами.

Конгломераты представляют собой плотные, местами сильно ороговкованные, массивные, реже рассланцованные породы. Размеры галек колеблются от 0,5 до 3,5 см в поперечнике. Они состоят из гранит-порфириров, фельзитов и фельзит-порфириров, порфиритов, гранитоидов, альбититов, различных сланцев, песчаников и филлитов. По своему составу и стратиграфическому положению эти конгломераты аналогичны конгломератам мыса Зари п-ова Челюскина, описанным Б. Х. Егизаровым в 1948 г.

Гравелиты и конгломераты сменяются пачкой мощностью около 150 м зеленовато-серых листоватых филлитовидных сланцев с тонкими прослоями кварцевых песчаников. Сланцы обладают бластопелитовой и бластоалевритовой структурами. Состоят они из кварца, хлорита, серицита, пелитоморфного вещества и небольшого количества полевых шпатов. Кварцевые песчаники имеют зеленовато-серую окраску и характеризуются бластоалевритовой и алевритовой структурами. В основном они состоят из кварца. Незначительную часть породы составляют хлорит, серицит и пелитоморфное вещество.

Выше располагается толща глинистых сланцев, ритмично переслаивающихся с известковистыми кварцевыми алевролитами и песчано-глинистыми сланцами. Глинистые сланцы, играющие доминирующую роль в строении этой толщи, представляют собой листоватые породы

темно-серого и зеленовато-серого цвета, состоящие из пелитоморфного вещества, зерен кварца и небольшого количества хлорита и серицита. Серые и зеленовато-серые известковистые кварцевые алевролиты слагают тонкие прослои в глинистых сланцах мощностью до 1,0—1,5 м. Состоят они из зерен кварца, незначительного количества полевых шпатов и мелких обломочков фельзитов, сцементированных известковистым или известковисто-кремнистым цементом. Мощность этой толщи достигает 500 м.

На глинистых сланцах залегает пачка мощностью до 150—175 м кварцевых и кварцитовидных песчаников. Среди них встречаются тонкие прослои листоватых глинистых сланцев.

Верхняя часть разреза нижнекембрийских отложений представлена преимущественно кварцевыми и полевошпатово-кварцевыми песчаниками с прослоями песчано-глинистых сланцев. На плоскостях напластования песчаников нередко хорошо видны знаки волновой ряби. Мощность этих песчаников составляет около 200 м.

Общая мощность нижнекембрийских отложений равна 1000—1100 м.

Средний отдел

Отложения среднего кембрия развиты в юго-восточной части о-ва Октябрьской Революции. Здесь они слагают несколько полос, ширина которых измеряется от 0,7 до 1,5 км.

Среднекембрийские отложения лежат на подстилающих породах нижнего кембрия без видимого углового несогласия, но на размытой поверхности последних. В среднем течении р. Южной Ледниковой нижнекембрийские отложения выклиниваются, и породы среднего кембрия располагаются непосредственно на верхнепротерозойской толще.

В основании разреза среднего кембрия залегает 80-метровая пачка из сургучно-красных глинистых сланцев, равномерно чередующихся с зелеными песчано-глинистыми сланцами. Глинистые сланцы состоят из пелитоморфного вещества с примесью алевроитового материала в виде зерен кварца и полевых шпатов, количество которых в песчано-глинистых сланцах достигает 40—45%. Вещественный состав породы дополняют кальцит, глауконит и рудный минерал. Пелитоморфная масса имеет красноватую и коричневато-бурую окраску, обусловленную присутствием значительного количества гидроокислов железа. Выше следует толща пестроокрашенных, красных, зеленых и красновато-коричневых песчаников. Внизу ее располагается горизонт кварцевых порфиров мощностью 15—20 м. Песчаники представляют собой тонко- и мелкозернистые рассланцованные породы, с отчетливо выраженными знаками волновой ряби на поверхностях напластования. Это существенно кварцевые породы, содержащие незначительную примесь зерен калиевого полевого шпата, плагиоклаза, рудного минерала и изредка турмалина и циркона. Постоянной составной частью песчаников является глауконит, встречающийся в виде единичных мелких зерен зеленовато-бурого цвета. Цемент обычно глинистый или карбонатно-глинистый, пропитанный буроватыми и красновато-коричневыми гидроокислами железа. Мощность песчаниковой толщи не менее 250—300 м.

Разрез отложений среднего кембрия заканчивается пачкой красновато-коричневых и зеленовато-серых листоватых глинистых сланцев с прослоями мергелей. Мощность ее не более 80—100 м.

Общая мощность среднекембрийских отложений исчисляется 450—500 м.

Верхний отдел

Отложения верхнего кембрия развиты в южной части о-ва Октябрьской Революции. Они образуют две полосы шириной до 8—9 км, протягивающиеся от южного берега острова в северо-северо-восточном на-

правлении до озера Фиордового. Кроме того, выходы их известны в нижнем течении р. Кружилихи (правый приток р. Озерной), где они слагают ядра двух небольших антиклинальных структур. Верхнекембрийские отложения залегают на размытой поверхности пород среднего и нижнего кембрия.

Для отложений верхнего кембрия характерно ритмичное переслаивание глинистых сланцев и песчаников, более отчетливое, чем в отложениях среднего и нижнего отделов кембрийской системы.

В основании разреза верхнекембрийских пород лежит горизонт гравелитов, переходящих выше в крупнозернистые кварцевые песчаники. Они перекрываются темно-серыми листоватыми глинистыми сланцами, содержащими фауну *Obolus* sp. Среди сланцев наблюдаются тонкие прослои песчаников. Мощность глинистых сланцев достигает 250—275 м. Выше располагается толща светло-серых и зеленовато-серых кварцевых алевролитов, переслаивающихся с тонкоплитчатыми глинистыми сланцами. Эта преимущественно песчаниковая толща, так же как и подстилающая толща, охарактеризована фауной брахиопод сем. *Obolidae*. Мощность этой толщи около 400 м. Она перекрывается серыми и темно-серыми глинистыми сланцами с тонкими прослоями песчаников. Породы этой пачки по своему литологическому составу и текстурным признакам аналогичны породам, залегающим в основании разреза верхнего кембрия. Мощность их не превышает 350 м.

На них залегают светло-серые и серые тонкозернистые кварцевые алевролиты, переслаивающиеся с листоватыми глинистыми сланцами. Мощность данной толщи около 350 м. Ее сменяет толща глинистых сланцев с тонкими прослоями песчаников. Внизу и сверху ее наблюдаются пласты известняков. В последних содержатся остатки фауны брахиопод *Obolus* sp., а также членики криноидей *Haplocrinus montis* Eichw. В средней части толщи располагается пластовое тело кварцевых порфиров мощностью около 12—15 м. Мощность всей толщи не менее 450 м. Затем следуют светло-серые тонкозернистые кварцевые алевролиты, ритмично переслаивающиеся с маломощными (до 1,5—2,5 м) пачками глинистых сланцев. Породы содержат остатки фауны *Obolus* sp. и *Eoorthis* sp. В низах толщи имеется пластовое тело кварцевых порфиров мощностью до 10—12 м. Мощность алевролитовой толщи составляет 450—475 м. Остальная часть разреза мощностью не менее 700 м слагается преимущественно глинистыми сланцами с подчиненными прослоями песчаников. В средних и верхних частях этой толщи присутствуют известняки и известковистые песчаники с фауной брахиопод *Eoorthis* sp. и члениками криноидей *Cyclocteticus hamatus* Jel't. Последние также встречаются и в нижнем ордовике.

Мощность отложений верхнего кембрия около 3000 м. Общая же мощность кембрийских отложений составляет примерно 4600 м.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Ордовикские отложения протягиваются полосой от южных берегов о-ва Октябрьской Революции в северо-северо-восточном направлении примерно до широты оз. Фиордового, где ширина ее достигает 20—22 км, а затем изменяет свое простирание на меридиональное и северо-северо-западное. При движении в этом направлении полоса ордовикских пород значительно сужается, уходя под ледник Альбанова. Продолжение ее находится на юго-западном побережье о-ва Комсомолец. Залегающие здесь в ядре антиклинальной складки отложения ордовика имеют уже западно-северо-западное простирание.

Ордовикские отложения лежат на породах верхнего кембрия с угловым несогласием и начинаются горизонтом базальных конгломератов и гравелитов.

По литологическому составу отложения ордовика расчленяются на три свиты (снизу вверх): кружилихскую, комсомольскую и берговскую. Комсомольская свита в свою очередь подразделяется на толщи: песчаниковую, доломито-мергелевую и гипсоносно-известняковую.

Кружилихская свита. Отложения этой свиты установлены в южной части о-ва Октябрьской Революции — в среднем и нижнем течении р. Кружилихи и в районе бухты Дровяной. Наиболее отчетливо разрез песчаниково-известняковой свиты наблюдался по р. Кружилихе (левый приток р. Озерной), где породы этой свиты залегают на верхнем кембрии с угловым несогласием, величина которого, по данным С. В. Воскресенского, достигает 30°.

В основании разреза залегают конгломераты, переходящие выше в гравелиты и грубозернистые песчаники. В состав конгломератов входят мелкие плоские галечки (от 0,2 до 2 см) и полуокатанные обломки сланцев и песчаников верхнего кембрия. При уменьшении количества галек и их размеров конгломераты постепенно переходят в гравелиты и полевощпатово-кварцевые песчаники. Мощность этого горизонта не превышает 6,5—7 м.

Выше залегает мощная толща, состоящая из песчаников, доломитизированных и чистых известняков, переслаивающихся между собой.

Аналогичный разрез установлен на южном берегу о-ва Октябрьской Революции, в районе бухты Дровяной. В гравелитах и песчаниках, составляющих основание разреза этой свиты, обнаружена фауна брахиопод *Angarella ex gr. lopatini* A s s., *Finkelnburgia* sp., которая, по определению О. И. Никифоровой, характерна для низов нижнего ордовика.

Мощность кружилихской свиты около 300—350 м.

Комсомольская свита залегает согласно на породах кружилихской свиты.

Характерной особенностью отложений этой свиты является пестрота их окраски, меняющаяся иногда даже в пределах одного пласта, а также непостоянство фациального состава.

Песчаниковая толща в северной части о-ва Октябрьской Революции характеризуется исключительным развитием красноватых, бурых и серовато-зеленых песчаников, почти всегда в той или иной степени известковистых. В резко подчиненном количестве встречаются маломощные (2,5—5 м) прослои кварцитовидных песчаников, известняков, доломитов и мергелей. Несколько иной разрез песчаниковой толщи устанавливается в южной половине о-ва Октябрьской Революции. В районе оз. Фиордового непосредственно на верхнекембрийских глинистых сланцах лежат темно-серые толстоплитчатые глинистые известняки мощностью около 120—150 м. Они перекрываются зеленовато-серыми и сургучно-красными мергелями мощностью 250 м. Остальную часть разреза, примерно около 150 м, составляют пестроокрашенные песчаники. Общая мощность песчаниковой толщи около 500—550 м.

Доломито-мергелевая толща в нижней части разреза сложена пестроокрашенными зелеными, красными и желтовато-серыми доломитами, мергелями, глинистыми сланцами, известняками и кварцевыми песчаниками, переслаивающимися между собой. Мощность отдельных горизонтов колеблется от 5—8 до 15—20 м. Общая мощность всей пачки около 100 м. Выше располагаются черные, местами ноздреватые и гипсоносные, известняки с прослоями белых мраморизованных известняков. Мощность их около 100 м. Известняки перекрываются коричневатыми, кирпично-красными и зелеными доломитами и мергелями с подчиненными прослоями песчаников. Мощность этой толщи равна 150—200 м. Характерной особенностью ее является наличие оранжевого гипса, располагающегося по трещинам кливажа. Местами наблюдается частая перемежаемость прослоев доломита, мергеля и гипса, мощность которых измеряется от 3—4 до 15—20 см. Стратиграфически

выше располагаются серые известняки, переслаивающиеся с пестроокрашенными доломитами, зеленоватыми гипсоносными мергелями и песчаниками с тонкими прослоями и линзами гипса. Мощность указанной пачки около 200—250 м. К этой части разреза приурочено три маломощных (10—12 м) покрова окремненных кварцевых порфиров и фельзитов.

Верхи доломито-мергелевой толщи в северной части о-ва Октябрьской Революции слагают среднезернистые и местами грубозернистые песчаники серого, красно-бурого и желтого цветов, переслаивающиеся с белыми и коричневыми мергелями, доломитами и темно-серыми известняками. Мощность этих отложений равна 200—250 м. На южном побережье о-ва Октябрьской Революции верхи описываемой толщи представлены пестроокрашенными известковистыми кварцевыми песчаниками, мощность которых составляет 250—300 м. Верхние горизонты доломито-мергелевой толщи охарактеризованы фауной гастропод *Pararaphistoma cf. qualteriatum* Schlot. и *Ophileta aff. levata* Vanux., которые, по определению В. А. Востоковой, типичны для ордовика.

Общая мощность доломито-мергелевой толщи составляет примерно 800—850 м.

Низы гипсоносно-известняковой толщи сложены черными глинистыми и чистыми известняками, известковистыми и песчанистыми доломитами и мергелями, переслаивающимися с серыми и черными, иногда очень рыхлыми гипсолитами. Мощность отдельных горизонтов колеблется от 0,1—1 до 10—12 м. В строении средней части разреза гипсоносно-известняковой толщи значительное место занимают прослои и линзы гипсов, переслаивающиеся с известняками, доломитами и мергелями. В подчиненном количестве встречаются прослои известковистых кварцевых песчаников. Верхи разреза представлены пестроокрашенными доломитами и мергелями. Разрез толщи венчают известняки, доломиты и известковистые кварцевые песчаники. Мощность гипсоносно-известняковой толщи составляет 350—400 м, а суммарная мощность отложений всей комсомольской свиты около 1650—1800 м.

Берговская свита. Отложениями этой свиты, согласно залегающим на подстилающих породах комсомольской свиты, заканчивается разрез ордовика.

Берговская свита имеет довольно простое строение, причем верхний ее горизонт песчаников служит хорошим маркирующим горизонтом при проведении границы между ордовиком и силуром. Наиболее отчетливо отложения этой свиты выделяются в северной части о-ва Октябрьской Революции. Здесь они протягиваются полосами шириной до 1 км из района среднего течения р. Ушакова в северо-западном направлении к леднику Альбанова, располагаясь на крыльях крупной антиклинальной структуры, в ядре которой залегают породы ордовика. Такие же, но несколько меньшей протяженности полосы прослеживаются по р. Северной Ледниковой и в нижнем течении р. Озерной, где они приурочены к аналогичным структурным элементам. В нижней части разреза свиты развиты черные и темно-серые массивные известняки, переслаивающиеся с тонкоплитчатыми коричневатыми доломитами. Мощность этой пачки известняков и доломитов около 100 м. Верхняя часть свиты сложена серыми мелко- и среднезернистыми кварцевыми и кварцитовидными песчаниками мощностью до 150 м. Мощность берговской свиты около 250 м.

Суммарная мощность ордовикских отложений измеряется в 2250—2500 м.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Силурийские отложения пользуются достаточно широким распространением и развиты преимущественно на о-ве Октябрьской Революции. Они занимают водораздельное пространство рр. Ушакова и Северной

Ледниковой, а также протягиваются широкой полосой из верховьев р. Ушакова в северо-западном направлении к леднику Альбанова. Продолжением этой полосы являются выходы силурийских известняков на побережье пролива Красной Армии, о-вах Известняковых и на юго-западном берегу о-ва Комсомолец. Породами силура также сложена значительная территория, расположенная к югу от ледника Вавилова, часть о-вов Седова и западный берег о-ва Пионер.

Силурийские отложения залегают на различных горизонтах ордовикских пород, особенно в центральной части о-ва Октябрьской Революции. Кроме того, отложения силура по литологическому составу резко отличаются от ордовикских отложений и представлены исключительно карбонатными фациями. В структурном отношении также наблюдается резкое различие: ордовикские породы интенсивно дислоцированы в сложные складки, тогда как силурийские характеризуются, в частности на западе архипелага, довольно спокойным залеганием и вместе с девонскими породами образуют пологие складки. Исходя из этих данных, можно говорить не только о стратиграфическом, но и угловом несогласии между отложениями ордовика и силура. Что касается верхней границы силурийских отложений, то она определяется по горизонту базальных конгломератов, залегающему в основании разреза нижнего девона.

По фаунистическим остаткам силурийские отложения на большей части территории расчленяются на два отдела. На о-ве Пионер выделяются нерасчлененные верхневенлокские — лудловские отложения.

Нижний отдел

Ландоверский ярус

Наиболее отчетливо отложения ландовери установлены в бассейне р. Ушакова, в среднем течении р. Матусевича, по р. Северной Ледниковой, а также на о-вах Седова. В общем отложения ландоверского яруса характеризуются однообразным литологическим составом.

В основании разреза залегают черные тонкоплитчатые немые известняки мощностью 20—25 м. Выше они сменяются монотонной толщей темно-серых и желтовато-серых толстоплитчатых известняков, внизу которой содержится фауна: кораллов — *Favosites* aff. *gothlandicus* Lam., брахиопод — *Pentamerus* ex gr. *oblongus* Sow., *Virgiana* sp. и трилобитов — *Encrinurus* sp.

Средняя и верхняя части толщи известняков охарактеризованы обильной фауной: кораллов — *Palaeohalysites* sp., *P.* cf. *alveolaris* (Goldf.), *Favosites* ex gr. *gothlandicus* Lam.; строматопор — *Clathrodictyon vesticulosum* Nich. et Müg., и наутилоидей — *Armenoceras hearsti* (Parks.). По фауне брахиопод, строматопор и наутилоидей возраст известняковой толщи датируется как ландовери. По фауне же табулят он может быть определен и как ландовери — венлок. Однако по комплексу фауны строматопор, наутилоидей, брахиопод и трилобитов, определявшихся В. Н. Рябининым, З. Г. Балашовым, О. И. Никифоровой и Е. Л. Балашовой, известняковую толщу следует с большей достоверностью относить к ландоверскому ярусу. Мощность известняковой толщи равна 400—425 м. Выше залегают пачка серых доломитизированных известняков и доломитов мощностью около 50 м. Общая мощность отложений ландоверского яруса составляет 470—500 м.

Венлокский ярус

Породы венлокского яруса согласно налегают на отложения ландовери. Они обнажаются на о-ве Октябрьской Революции, в среднем течении р. Матусевича, в низовьях р. Северной Ледниковой и на право-

бережье р. Ушакова. Они представлены преимущественно серыми и темно-серыми, массивными и тонкоплитчатыми известняками. Подчиненное значение имеют доломитизированные и песчанистые разновидности известняков. В средней и верхней частях разреза среди известняков встречаются прослойки и пачки светло-серых и желтовато-серых кварцевых песчаников и коллиневых известняков мощностью от 2—3 до 8—10 м.

Нижняя треть разреза венлокского яруса мощностью около 200 м охарактеризована фауной ландовери — венлока. Она представлена: кораллами — *Palaeohalysites* aff. *gothlandicus* (Jabe), *Palaeofavosites paulus* Sok., *P.* cf. *alveolaris* (Goldf.), *Multisolenia tortuosa* Fritz, *M.* cf. *tenuis* Sok.; криноидеями — *Pentagonocyclicus angustilobatus* Jelt.; наутилоидеями — *Stocesoceras ekwanense* Foerste et Sav., *Armenoceras* aff. *southamptonense* Foerste et Sav. В известняках, слагающих остальные две трети разреза, встречается обильная фауна: кораллов — *Favosites coreanicus* Ozaki, *Heliolites* aff. *decipiens* M. Соу.; брахиопод — *Strophomena* ex gr. *antiquata* Sow., *Schuchertella* cf. *pecten* L., *Camarotoechia* sp., *Eospirifer radiatus* (Sow.), *Rhynchospirina* sp., *Atrypa reticularis* L. и гастропод — *Murchisonia moniliformis* L., *M.* aff. *subplicata* L., *Eomphalopterts alatus* var. *subcarinata* L. Весь этот комплекс фаунистических остатков позволяет, по заключениям палеонтологов З. Г. Балашова, В. А. Востоковой, Р. С. Елтышевой, М. С. Жижинной, О. И. Никифоровой, В. Н. Рябина, отнести толщу известняков, лежащих выше ландоверского яруса, к венлоку.

Мощность отложений венлокского яруса составляет 550—600 м.

Верхний отдел

Лудловский ярус

Отложения лудловского яруса распространены на о-ве Октябрьской Революции в среднем течении рр. Северной Ледниковой и Матусевича, а также на участке, примыкающем к юго-западному краю ледника Русанова и на о-вах Седова. Между отложениями венлокского и лудловского ярусов резкой границы нет. Некоторым отличием последних является увеличение количества прослоев и пачек светло-серых кварцевых песчаников, а также появление в верхах лудловского яруса прослоев и линз гипсоносных пород. Кроме того, в известняках, залегающих в верхах лудлова, наряду с фауной брахиопод, типичных для силура, встречается также фауна остракод.

В основном разрез лудловского яруса, установленный в среднем течении р. Матусевича, представлен серыми, желтовато-серыми и темно-серыми массивными и, реже, тонкоплитчатыми известняками.

В известняках нижней части разреза встречена фауна: криноидей — *Pentagonocyclicus angustilobatus* Jelt., *P. impar* Jelt., *Cyclocyclicus serricostatus* Jelt., брахиопод — *Camarotoechia oktjabrina* Nikif. и наутилоидей — *Orthoceras venustulum* Вагг. По наличию этой фауны возраст нижней части разреза определяется как венлок — лудлов. Несколько выше известняки охарактеризованы фауной строматопор — *Clathrodictyon savallense* Riab., *Stromatopora* Ros. var. *kudrinztvenstis* Riab., *Labechia* sp., *Stromatopora dzvenigorodensis* Riab., наутилоидей — *Diestoceras poculum* (Вагг.), *Ormoceras docens* (Вагг.) которые, по определениям В. Н. Рябина и З. Г. Балашова, указывают на лудловский ярус.

На северо-западном берегу фиорда Матусевича темно-серые массивные известняки с обильной фауной строматопор и кораллов постепенно сменяются черными известняками, которые выше перекрываются зелено-

вато-серыми тонкоплитчатыми известняками с прослоями черных доломитов. В этих известняках и доломитах, составляющих верхи лудловского яруса, содержится фауна остракод *Leperditia* cf. *schellwieni* Chern., *Isochilina* sp., характерных, по заключению Я. Д. Зеккель, для верхнего силура. К этой же части разреза приурочены прослои и линзы гипса, а также маломощные пачки гипсоносных пород.

Мощность отложений лудловского яруса определяется 600—500 м. Общая же мощность отложений силурийской системы на о-ве Октябрьской Революции составляет 1600—1700 м.

Работами 1954 г. на о-ве Пионер установлены отложения лишь верхней половины силурийского разреза. По фаунистическим данным, возраст определяется как верхний венлок — лудлов. Здесь силурийские отложения представлены карбонатными породами, обнажающимися в районе мысов Крупской, Дзержинского и Западного. Кроме того, они известны и на побережье пролива Юного, где ими слагается ядро небольшой антиклинали меридионального простирания. В нижней части разреза залегают серые и темно-серые массивные доломитизированные и чистые известняки с редкими прослоями доломитов. Эта часть разреза охарактеризована фауной: *Stromatopora typica* Ros. var. *cylindrica* Riab., *Favosites forbesi* M. Edw. et Haime, F. cf. *festivus* Tchern., *Pentagonocyclicus angustilobatus* Jelt., *P. borealis* Jelt., *Leperditia* aff. *angilini* Schm. и др. Этот комплекс фауны, по мнению палеонтологов М. С. Жижинной, Р. С. Елтышевой и В. Н. Рябинина, позволяет относить описываемую часть разреза к верхам венлока—низам лудлова. Мощность толщ около 600 м.

Выше располагаются серые и темно-серые, тонко- и среднеплитчатые, доломитизированные и чистые известняки. Местами они обладают битуминозным запахом. Среди известняков залегают редкие и маломощные пачки (до 8—10 м) известковистых кварцевых песчаников и алевролитов. Мощность известняков около 180 м. Здесь встречаются остатки брахиопод *Atrypa reticularis* L. var. *orbicularis* Sow. и *Camarotoechia tschautiensis* Keys., характерные для лудловского яруса, а также остатки остракод — *Isochilina* aff. *keyserlingi* Schm., *Leperditia grandis* Schlegel, которые, по определению О. И. Никифоровой и М. И. Мандельштама, характерны для верхнего силура. Эти отложения перекрываются толщей темно-серых известняков с прослоями песчанистых и оолитовых известняков мощностью 100 м. В известняках обнаружены остатки *Aveolites* sp., *Heliolites* (*Stelliporella*) cf. *parvistella* F. Roemg., встречающихся в отложениях лудловского яруса. Разрез силура венчает пачка светлых известковистых кварцевых песчаников и известняков мощностью 40—50 м. Общая мощность силурийских отложений на о-ве Пионер составляет около 900 м.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

В геологическом строении западной части о-ва Октябрьской Революции и почти всей территории о-ва Пионер, а также восточной половины о-вов Седова значительное участие принимают отложения девонской системы. Они также развиты на юго-западном побережье о-ва Комсомолец и встречаются в виде отдельных небольших участков в северной части того же острова.

Отложения девонской системы резко отличаются от подстилающих силурийских осадков, так как представлены красноцветными лагунно-континентальными образованиями. Нижняя стратиграфическая граница их отчетливо определяется по горизонту базальных конгломератов, а также по залеганию нижнедевонских пород с угловым несогласием на известняках силура. Верхняя же стратиграфическая граница не установлена, так как отложения верхнего палеозоя на Северной Земле пока не

обнаружены. Возможно, что каменноугольный или пермский возраст имеют светло-серые песчаники с остатками обуглившейся и окаменевшей древесины, обнажающиеся у западной окраины ледника Карпинского на с-ве Октябрьской Революции. Однако выяснить стратиграфические соотношения их с отложениями верхнего девона не представляется возможным ввиду недостаточного количества фактического материала, а также из-за плохой сохранности древесины, не поддающейся определению.

На основании палеонтологических данных, а также изучения и сопоставления частных разрезов девонские отложения на значительной территории расчленяются на три отдела. Следует указать, что в северо-западной части о-ва Октябрьской Революции и на юго-западном побережье о-ва Комсомолец из-за недостаточного количества фактических данных и находок фауны выделяются объединенные средне- и верхнедевонские отложения. На северной оконечности о-ва Комсомолец для красноцветных песчаников пока невозможно установить точный возраст выше, чем девонский. То же самое относится к красноцветным песчаникам, встречаемым к востоку от мыса Фрунзе на о-ве Комсомолец.

Нижний отдел

Нижнедевонские отложения слагают крылья синклинали складки, расположенной между ледниками Альбанова и Русанова, на о-ве Октябрьской Революции. Кроме того, они прослеживаются в виде полосы шириной до 1,2 км, простирающейся из верховьев р. Ушакова в северо-западном направлении к берегам пролива Красной Армии. Далее выходы их наблюдаются на юго-западном и западном побережьях о-ва Комсомолец. Нижнедевонские породы установлены также в бассейне р. Подъемной (о-в Октябрьской Революции) и на о-ве Пионер, где они участвуют в строении пологих складок промежуточного типа.

Отложения нижнего девона характеризуются непостоянством фациального состава и изменениями мощностей в различных участках западной части архипелага.

Наиболее полный разрез нижнедевонских отложений установлен в низовьях р. Ушакова и бассейне р. Спокойной (о-в Октябрьской Революции). Здесь на известняки с остатками фауны кораллов и брахиопод силурийского возраста с угловым несогласием налагает пачка красноватых массивных, иногда грубоплитчатых, конгломератов. Мощность их около 20—25 м. В состав конгломератов входят гальки и полуокатанные обломки пород, участвующих в строении подстилающих толщ. Встречаются обломки известняков с фауной одиночных кораллов силурийского облика. На конгломератах лежит пачка светло-серых мелкозернистых кварцевых песчаников с тонким (3—4 м) прослоем черных листоватых известняков. Мощность песчаников 18—20 м. Над ними располагаются серые и черные известняки мощностью 12—15 м. В них содержится остатки фауны остракод *Isochilina* aff. *parvula* Re i n., *I. (Hogmochilina)* aff. *cunorata* Solle, которые, по определению Я. Д. Зеккель, относятся к нижнему девону и имеют наибольшее сходство с нижнедевонскими формами остракод Шницбергена.

Выше залегает толща, состоящая из красноцветных и зеленовато-серых кварцевых песчаников, зеленоватых глинистых известняков, мергелей, доломитов и известняков, переслаивающихся между собой. Вверху этой толщи преимущественным развитием пользуются доломиты и известняки. В последних содержатся обильные остатки нижнедевонских остракод *Isochilina* (*Hogmochilina*) aff. *bisulcata* Solle, *I. (Hogmochilina)* cf. *cunorata* Solle. Мощность толщи равна 155—170 м. Ее сменяет отчетливо обособляющаяся пачка серых и темно-серых известняков и доломитов мощностью 80—90 м. Выше залегают пестроокрашенные доломиты, мергели и красноцветные песчаники мощностью 100—120 м. Верхнюю часть

разреза нижнедевонских отложений составляет толща серых и зеленовато-серых известняков, доломитов с подчиненными горизонтами мергелей. К самому верху толщи приурочена пачка рассланцованных доломитов с прослоями и линзами гипса мощностью 35—40 м. Мощность этой толщи карбонатных пород не менее 250—270 м. Выше лежат темно-красные песчаники с остатками фауны панцирных рыб, возможно, среднедевонского возраста.

Общая мощность отложений нижнего девона в низовьях р. Ушакова и в басейне р. Спскойной составляет около 750 м.

В отличие от приведенного выше разреза, в среднем течении р. Матусевича, внизу разреза отложений нижнего девона, преимущественное развитие имеют карбонатные отложения с подчиненными пачками песчаников. Только в верхней половине разреза появляются красноцветные песчаники, доломиты и мергели. К самому верху этой толщи приурочена пачка рассланцованных доломитов мощностью 65—70 м. Среди них залегает горизонт серых гипсов мощностью 20—22 м. Разрез заканчивается пачкой темно-серых и светло-серых доломитизированных и чистых известняков с фауной *Isochilina* sp. и *Leperditia* sp. нижнедевонского облика. Мощность пачки известняков около 25 м.

В западной части о-ва Октябрьской Революции, в среднем течении р. Подъемной, верхняя часть разреза нижнего девона представлена черными листоватыми глинистыми сланцами, переслаивающимися с черными мелкозернистыми аркозовыми песчаниками. В глинистых сланцах содержится фауна остракод *Isochilina* (*Hogmochilina*) aff. *isochilinoides* (Jones), характерная, по мнению Я. Д. Зеккель, для нижнего девона.

На силурийских известняках о-ва Комсомолец залегает мощная толща красноцветных песчаников, чередующихся с зеленовато-серыми, коричневыми и светло-серыми известняками, мергелями и доломитами. Карбонатные породы развиты преимущественно в верхних частях разреза. Здесь же встречаются прослой гипса мощностью до 1,2—1,5 м. Верхняя часть карбонатной толщи содержит нижнедевонскую фауну остракод — *Leperditia gregaria* Keys., *L. ex gr. barbotana* Schmidt и брахиопод — *Spirifer pseudosimplex* sp. nov., *Chonetes* sp., определявшихся Я. Д. Зеккель и О. И. Никифоровой.

Отложения нижнего девона на о-ве Пионер имеют весьма широкое распространение. Ими сложено около половины всей территории острова. По литологическому составу они расчленяются на три свиты (снизу вверх): дзержинскую, октябрьскую и дежневскую.

Породы дзержинской свиты залегают на силурийских отложениях, начинаясь горизонтом известняковых конгломератов мощностью 2,5—3 м. Выше располагается толща серых, желтых и зеленовато-серых тонко- и среднеплитчатых известняков. Они перекрываются доломитами, переслаивающимися с бурыми и красноватыми мергелями. Среди этих отложений встречаются редкие и тонкие (2—3 м) прослой кварцевых алевролитов и известняковых песчаников. В известняках данной свиты встречаются остатки остракод *Isochilina* (*Hogmochilina*) cf. *isochilinoides* (Jones) и *I. (Hogmochilina) elliptica* Solle, которые, по определению М. И. Мандельштама, характерны для нижнего девона и известны из отложений «Woodfjord-serie» и Lifdefjord (Lifde-Bay) Шпицбергена. Мощность отложений дзержинской свиты около 140 м.

Породы октябрьской свиты лежат согласно на отложениях дзержинской свиты. В низах её залегают светло-серые, желтовато-серые, тонко- и среднеплитчатые известняки, сменяющиеся вверх по разрезу органогенными и оолитовыми известняками, содержащими большое количество органического детрита. Далее наблюдается переслаивание серых, желтых и коричневых известняков и доломитов, причем последние имеют по сравнению с известняками подчиненное распространение. Мощность отдельных горизонтов доломитов не превышает 5—8 м. Среди известняков нахо-

дятся прослой серых и желтовато-серых известковистых кварцевых песчаников и алевролитов мощностью 5—7 м.

Фаунистические остатки, встречающиеся в отложениях этой свиты, хотя и обильны, но характеризуются плохой сохранностью. Здесь обнаружены остатки наутилоидей *Armenoceras* sp. и *Ormoceras* sp., более типичные для верхнего силура, но, по мнению З. Г. Балашова, названные формы встречаются в нижнем девоне. В известняках обнаружены остатки остракод *Isochilina* (*Hogmochilina*) aff. *brevimarginata* S o l l e, известные из среднего девона Шпицбергена. Несмотря на наличие этой формы, а также типичных представителей девонских наутилоидей, эту свиту следует относить к нижнему девону, так как она подстилается заведомо нижнедевонскими породами и перекрывается красноцветными песчаниками, содержащими остатки нижнедевонских кистеперых рыб. Мощность свиты около 120 м.

Дежневская свита составляет верхнюю половину нижнедевонского разреза. В основании разреза данной свиты лежат красно-бурые грубозернистые песчаники и конгломераты, которые выше перекрываются серыми и красноцветными кварцевыми и железисто-кварцевыми песчаниками. Зачастую на поверхностях напластования видны знаки волновой ряби. Среди песчаников залегают буро-красные и зеленые алевролиты, мергели, доломиты и известняки. В низах свиты обнаружены остатки фауны остракод *Isochilina* (*Hogmochilina*) aff. *isochilinoidea* (J o n e s.), которая, по заключению М. И. Мандельштама, позволяет считать возраст этой свиты нижнедевонским. Такие же формы встречались в нижнем девоне о-ва Октябрьской Революции и на Шпицбергене. В песчаниках найдены остатки кистеперых рыб *Poraspis polaris* K i a e r и фрагменты бесчелюстных позвоночных *Pteraspidae*. Наличие этих форм, по определению А. П. Быстрова, с несомненностью указывает на нижнедевонский возраст рассматриваемой свиты.

Верхняя половина дежневской свиты, хотя и близка по своему составу и строению нижней, тем не менее обладает и некоторыми отличительными особенностями. Различие состоит в том, что, наряду с кварцевыми и железисто-кварцевыми песчаниками, здесь встречаются также песчаники, близкие по составу к аркозовым. Наблюдаются также прослой и пачки грубозернистых и конгломератовидных косослоистых песчаников, содержащих местами включения и желвакоподобные стяжения марказита. Вверху свиты среди песчаников встречаются остатки нижнедевонских рыб *Pteraspis* sp. и *Coruaspis* sp. Мощность дежневской свиты 300 м.

Общая мощность нижнедевонских отложений о-ва Пионер составляет около 560 м. Суммарная же мощность отложений нижнего девона на Северной Земле измеряется от 560 до 720—800 м.

Средний отдел

Отложения среднего девона согласно лежат на породах нижнего девона и приурочены к районам распространения последних. Они обнаруживаются также в северной части о-ва Комсомолец, в виде отдельных пятен среди четвертичных отложений.

Наиболее полный разрез среднедевонских отложений установлен на о-ве Октябрьской Революции. В среднем течении р. Матусевича на известняках нижнего девона согласно залегают толща темно-красных разнозернистых, местами диагональнослоистых, песчаников мощностью 85—100 м. В них содержатся обильные остатки фауны пресноводных панцирных акул *Coccosteus livonicus* E a s t., *Schisosteus striatus* G r o s s., *Osteolepis macrolepidotus* A g., *Psammosteus paradoxa* A g. и кистеперых рыб *Glyptolepis* sp. По заключению А. П. Быстрова, эта фауна является типичной для лагунно-континентальных фаций среднего девона. Мощность

песчаников около 100 м. Выше располагается пачка темно-красных и пестроокрашенных песчаников и мергелей, с прослоем сверху пачки известняков. Мощность ее около 75—80 м. На ней залегают серые, красные, местами известковистые кварцевые и кварцитовидные песчаники мощностью 90—95 м.

Остальную часть разреза мощностью 135—145 м составляют однообразные красноцветные песчаники с маломощными горизонтами (3,5—5 м) и пачками (до 25 м) светлых, зеленых и буровато-красных доломитов и доломитизированных известняков. Здесь же встречаются прослой и линзы оранжевого и серого гипса мощностью от 2—10 см до 0,5—1,5 м. В красноцветных песчаниках верхней части разреза встречаются неопределимые остатки панцирей среднедевонских рыб. Общая мощность отложений среднего девона на о-ве Октябрьской Революции составляет около 520 м.

На о-ве Пионер среднедевонские отложения пользуются довольно широким распространением. По литологическому составу отложения среднего девона расчленены на две свиты (снизу вверх): русановскую и альбановскую.

Нижняя часть русановской свиты сложена серыми и светло-коричневыми доломитами с маломощными (2—3 м) прослоями песчаников, мергелей и песчанистых известняков. Мощность этой пачки пород равна 60 м. Выше она перекрывается темно-серыми и черными известняками с тонкими (2,5—6 м) горизонтами доломитов и известковистых песчаников. Указанная часть разреза охарактеризована обильной и разнообразной фауной эйфельского и живетского ярусов. Здесь встречены брахиоподы: *Elytha pseudoaculeata* Rzop., *Stropheodonta interstitialis* Schlot., *Emanuella* aff. *subumbona* (Hall), *Atrypa* ex gr. *aspera* Schlot., *A.* ex gr. *reticularis* L., *Chonetes* aff. *sarcinulata* Schl. По определению С. В. Черкесовой, все эти формы позволяют относить данные отложения к эйфельскому ярусу. По своему облику они сходны с фауной из эйфельского яруса Новой Земли и Кузбасса.

В известняках найдены остатки фауны: пелеципод — *Glossites* cf. *concentrica* Goldf., *Avicula ostreiformis* (Frech.), наутилоидей — *Orthoceras ulbense* Tschern. и табулят — *Favosites goldfussii* Orb., *F.* aff. *tuimazaensis* Sok., *Alveolites* aff. *straeleni* Lescompte, *A.* aff. *suborbicularis* Lam. Эта фауна, по мнению Б. В. Наливкина, З. Г. Балашова и В. И. Дубатолова, характерна для эйфельского яруса. В тех же отложениях встречаются остатки трилобитов *Dechenella* sp. и *Proetus borealis* sp. nov., причем, как указывает З. Н. Максимова, последний вид сходен с видами, известными из нижней половины среднего девона западного склона Урала, Кузбасса, Минусинской котловины и Германии. Наряду с перечисленными выше формами, определенно указывающими на принадлежность описываемых отложений к эйфельскому ярусу, обнаружены остатки фауны, характерные как для эйфельского и живетского ярусов, так для среднего девона вообще. К ним относятся: пелециподы — *Solenopsis vetusa* Goldf., *Myolina villmarensis* Frech, *Macrodon* sp., *Cardiola* sp., *Amnigenia catskillensis* Vanux., *Schizodus apressus* (Congrad); остракоды — *Isochilina* (*Hogmochilina*) aff. *brevimarginata* Solle; табуляты — *Thamnopora cylindrica* Tschern., *Coenites* sp.; криноидей — *Entrochus impares* Quenst.; наутилоидей — *Pseudoorthoceras* sp., *Cyrtoceras* cf. *depressum* Goldf., *Orthoceras oryx* Whidb., *O. kosvae* Tschern., *O. champernowni* Whidb. Последние две формы, по данным З. Г. Балашова, известны из отложений живетского яруса Урала и Англии, а *Orthoceras oryx* Wid. из среднего девона Англии.

Мощность известняков 50 м. Стратиграфически выше залегает пачка темно-серых и зеленовато-серых, иногда кавернозных, доломитов мощностью около 40 м. Они перекрываются серыми песчанистыми известняками и мергелями, мощность которых не превышает 15—20 м. Далее располагается толща серых, темно-серых и коричневатых доломитов и,

реже, мергелей, переслаивающихся с белыми и серыми гипсами. Мощность отдельных горизонтов гипсов колеблется от 0,3—0,5 до 10—12 м. Верхняя половина разреза русановской свиты имеет мощность около 130—135 м. Общая же мощность всей свиты равна 300 м.

Альбановская свита согласно залегает на отложениях русановской свиты. Наиболее полный разрез данной свиты устанавливается в среднем течении р. Пионерки и на юге о-ва Пионер.

Нижнюю часть разреза составляют серые и зеленовато-серые известняки с редкими и маломощными (5—8 м) прослоями мергелей. Среди известняков располагаются прослои тонкоплитчатых и листоватых темно-серых и черных известняков, обладающих битуминозным запахом. В северо-восточной части о-ва Пионер известняки пересечены вертикальными трещинами, выполненными кальцитовыми жилами. Иногда в раздвух кальцитовых жил наблюдается пластичный полужидкий битум, химический состав которого указывает на его нефтяную природу.

Самые низы свиты охарактеризованы остатками фауны пелеципод *Avicula (Leiopteria) cf. gabbi* Hall., *A. (Leiopteria) bigsbyi* Hall., *A. aff. cylindrica* Hall, указывающими, по заключению Б. В. Наливкина, на живетский ярус. Здесь же встречаются остракоды среднедевонского облика *Isochiltina (Hogmochiltina) sp.* и др. Панцирные рыбы, определявшиеся А. П. Быстровым, представлены следующими видами: *Lunaspis arctica* Heintz, *Porolepis polaris* Heintz, *Heterostius ingens* Asmuss, *Homostius arcticus* Heintz, *Coccosteus decipiens* Ag., *Actinolepis tuberculata* Ag. Последние четыре формы известны из среднего девона Шпицбергена и восточного берега Гренландии. Таким образом, они подтверждают среднедевонский возраст данной части разреза. Что касается *Lunaspis* и *Porolepis*, то раньше они были известны только из нижнедевонских отложений Рейнской области Германии, Шпицбергена, р. Курейки и р. Тарей. Однако соотношения альбановской свиты с подстилающими отложениями среднедевонского и перекрывающими осадками верхнедевонского возрастов позволяют повысить верхнюю границу распространения этих форм, вплоть до верхов среднего девона.

Вверху известняковой толщи встречается обильная фауна: брахиопод — *Elytha pseudoaculeata* Rozn.; пелеципод — *Janeia aff. phaseolina* Goldf., *Avicula (Leptodesma sp.)*, а также панцирных рыб — *Onchus marginalis* Ag. и *Glyptolepis sp.* По определениям С. В. Черкесовой, Б. В. Наливкина и А. П. Быстрова, фауна указывает на средний девон. Мощность известняковой толщи около 60 м.

Верхняя часть свиты слагается буровато-красными, зелеными мергелями с прослоями серых тонкоплитчатых и местами листоватых известняков. Мощность прослоев измеряется от 2—3 до 5—6 м. В мергелях встречаются обломки панцирных рыб и ихтиодорулиты акул. Количество обломков бывает настолько велико, что породы оказываются почти полностью сложены ими и представляют своеобразную костяную брекчию. Эта часть разреза охарактеризована обильными остатками пресноводных панцирных акулотипных рыб и панцирных акул, обитавших в литоральной зоне — *Coccosteus decipiens* Ag., *Heterostius ingens* Ag., *Homostius arcticus* Heintz., *Lunaspis arctica* Heintz., а также морских акул — *Homacanthus gracilis* Eichw., *Haplacanthus marginalis* Ag., *Nodocosta pauli* Gross, *Actinolepis (?) tuberculata* Ag. Перечисленные выше формы, по данным А. П. Быстрова, позволяют относить эти отложения к среднему девону.

Мощность мергелевой части разреза составляет 40 м, а всей альбановской свиты около 100 м. Общая мощность отложений среднего девона по р. Пионер равна 400 м.

Нерасчлененные средне- и верхнедевонские отложения имеются в северо-западной части о-ва Октябрьской Революции и на юго-западе о-ва Комсомолец. Они представлены в нижней части разреза карбонатными

породами с прослоями и линзами гипса. В сложении этой толщи принимают участие красноцветные песчаники с прослоями доломитизированных и чистых известняков и мергелей. В песчаниках и известняках встречаются неопределимые остатки панцирных рыб средне- и верхнедевонского облика.

Верхний отдел

Граница между средним и верхним отделом проведена до некоторой степени условно, так как в большинстве случаев красноцветные песчаники среднего девона согласно перекрываются такими же песчаниками, лишь местами содержащими остатки фауны кистеперых рыб верхнего девона. Более отчетливо эта граница проводится на западе о-ва Октябрьской Революции, где фаунистически охарактеризованные красноцветные песчаники верхнего девона налегают на доломиты и мергели среднего девона.

Отложения верхнего девона развиты в северо-западной части о-ва Октябрьской Революции и на о-ве Пионер. Отдельные пятна нерасчлененных девонских отложений установлены в западной и северной частях о-ва Комсомолец.

По литологическому составу верхнедевонские отложения на о-ве Октябрьской Революции подразделяются на две свиты: нижнюю — матусевичскую и верхнюю — вавиловскую, объединенные на карте под общим индексом D₃.

Матусевичская свита характеризуется преимущественным развитием слоистых и косослоистых красных и буровато-красных песчаников, содержащих остатки верхнедевонской фауны рыб *Coccosteus trautschoeldi* East. и *Bothriolepis* sp., определявшихся А. П. Быстровым. Среди песчаников залегают прослои известняков и доломитов, реже глинистых и песчано-глинистых сланцев. Мощность их измеряется от 1,5—2 до 6—10 м. Местами в сланцах встречаются фрагменты панцирных рыб *Bothriolepis* sp. Выше по разрезу наблюдается некоторое увеличение известняков, переслаивающихся с мергелями и доломитами. В последних содержатся тонкие прослои и линзы гипса. Мощность горизонтов карбонатных пород не превышает 15—25 м. Разрез матусевичской свиты венчают красные и розовато-серые разнозернистые песчаники, в которых встречаются остатки панцирных рыб верхнедевонского облика. Мощность матусевичской свиты около 250 м.

В строении вавиловской свиты участвуют в основном светло-серые, желтовато-серые, иногда сахаровидные кварцевые песчаники. Местами они переходят в грубозернистые песчаники и мелкогалечниковые кварцевые конгломераты, образующие прослои мощностью до 1 м. К верхам свиты приурочены прослои (до 2—2,5 м) серых и темно-серых известняков. Свита охарактеризована верхнедевонской фауной пресноводных кистеперых рыб *Dipterus* sp., *Holoptichius* sp. и *Psommosteus* sp. Мощность вавиловской свиты, предположительно, равна 150—175 м. Суммарная мощность всех отложений верхнего девона на о-ве Октябрьской Революции не более 400—425 м.

На о-ве Октябрьской Революции, в верховьях р. Северной Ледниковой, на размытой (?) поверхности силурийских отложений залегает пачка полимиктовых конгломератов, гравелитов и песчаников. Конгломераты, залегающие в основании этой пачки, представляют собой серые и зеленовато-серые породы, состоящие из хорошо окатанных галек, сцементированных карбонатно-кремнистым материалом. Размеры галек варьируют от 0,5 до 2 см в поперечнике. Форма их округлая, полуугловатая и иногда плоская.

Здесь встречаются гальки известняков, кварцевых песчаников, кварцитов, глинистых сланцев, филлитов и различных магматических пород. Постепенными переходами конгломераты связаны с гравелитами и пес-

чаниками. Характерной особенностью этих пород является наличие в их составе мелких обломков обуглившейся древесины и сажистых примазок растительного происхождения. Мощность этих отложений не установлена, но она, вероятно, едва ли превышает 25—30 м.

В верхнем течении р. Матусевича, среди поля сплошного развития девонских отложений, в элювиально-делювиальных россыпях были встречены довольно крупные (до 15 см в поперечнике), почти неокатанные обломки окаменевшей и обуглившейся древесины. Судя по форме обломков, можно предположить их коренное залегание.

Вследствие плохой сохранности древесины определение возраста заключающих ее отложений в настоящее время оказалось невозможным. Однако, учитывая нахождение древесины в песчаниках, содержащих остатки панцирных рыб верхнедевонского облика, можно считать, что эти отложения скорее всего относятся к верхнему девону, хотя отнесение их к более молодому возрасту также не исключается.

На о-ве Пионер верхнедевонские отложения имеют сравнительно небольшое распространение и приурочены к северо-восточной и южной частям острова. Нижняя часть разреза представлена серыми, красноцветными песчаниками, местами конгломератовидными. Эта часть разреза мощностью около 130 м охарактеризована остатками двоякодышащих рыб *Dipterus* sp., типичных, по заключению А. П. Быстрова, для верхнего девона. Выше располагаются пачки зеленых и буро-красных мергелей, переслаивающихся с серыми песчанистыми и черными известняками. Мощность пачки равна 50 м. Разрез заканчивается серыми и розовато-серыми, зачастую косослоистыми песчаниками, содержащими остатки пресноводных панцирных акул *Bothriolepis* sp.

Видимая мощность песчаников около 20 м, а общая мощность сохранившейся части разреза верхнего девона на о-ве Пионер составляет примерно 200 м.

Территория к востоку от мыса Фрунзе (о-в Комсомолец) сложена преимущественно красноцветными песчаниками, показанными на карте как девон нерасчлененный. На всей этой площади известна всего лишь одна находка фауны панцирных рыб верхнедевонского облика. Аналогичные отложения развиты и на севере о-ва Комсомолец.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Установлены лишь отложения верхнего отдела, развитые в юго-западной части о-ва Большевик, на мысах Неупокоева и Никитина. Они залегают на размытой поверхности пород верхнего протерозоя в виде отдельных изолированных пятен.

Отложения верхней юры представлены тонкоплитчатыми зелеными и зеленовато-бурыми рыхлыми песчаниками, а также зелеными или голубовато-зелеными глинами с углистыми включениями. Несколько меньшее распространение имеют песчанистые известняки, содержащие остатки фауны *Cardioceras elegans* Spoth, *C. cf. taimyricus* Bodyl., которые, по определению Н. С. Воронец, указывают на кимериджский ярус, по-видимому нижнюю часть его. Подтверждением верхнеюрского возраста этих отложений является также присутствие спор подгруппы *Leiotriletes* Nam., а также родов *Osmunda* и *Selaginella*. Видимая мощность верхнеюрских отложений равна 15—20 м.

Вероятно, к верхнеюрскому — нижнемеловому возрасту следует отнести песчаные отложения, обнажающиеся в среднем течении р. Песчаной в западной части о-ва Октябрьской Революции. Они представлены горизонтально залегающими серыми и бурыми, сильно уплотненными песками. Среди песков располагаются тонкие прослои и быстро выклинивающиеся линзы бурых углей. Местами пласты раздроблены, отдельные части их смещены относительно друг друга, а промежутки между ними

заполнены песком, содержащим растительные остатки. Последние, по определению Н. Д. Василевской, относятся к виду *Pityophyllum nordenskiöldii* (Heer) Nath., характерному для верхней юры — нижнего мела. Видимая мощность этих отложений около 15—20 м. Следует отметить, что данные отложения весьма близки к верхнеюрским образованиям, установленным Б. Х. Егизаровым в 1948 г. в нижнем течении р. Анжелики на п-ове Челюскина. Однако из-за недостаточной изученности разреза по р. Песчаной вопрос о возрасте этих отложений однозначно решить нельзя, а поэтому они принимаются нерасчлененными ($I_3 + C_1$).

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Имеются только нижнемеловые отложения. Они обнажаются в районе бухты Солнечной, на о-ве Большевик, где залегают непосредственно на размытой поверхности верхнепротерозойского комплекса пород. Нижнемеловые отложения представлены бурыми и зеленовато-бурыми песчаниками, переслаивающимися со светло-зелеными глинистыми сланцами. Породы охарактеризованы остатками фауны: *Aucella inflata* (Toula), *A. contorta* Fisch., *Bellemnites* cf. *anabarensis* Pavl. По заключению Н. С. Воронец, фауна относится к зоне *Tollia stenophala*. Мощность нижнемеловых отложений равна 10—12 м.

ТРЕТИЧНАЯ СИСТЕМА

Отложения третичной системы имеют незначительное распространение. Они установлены лишь в северной части о-ва Комсомолец, где обнажаются в виде отдельных пятен среди сплошного поля развития четвертичных отложений. Третичные отложения представлены серыми и буровато-серыми среднезернистыми слоистыми и диагонально-слоистыми песками. В подчиненном количестве встречаются рыхлые песчаники, содержащие остатки слабо лигнитизированной древесины. Возраст этих отложений определен по наличию в спорово-пыльцевом комплексе пыльцы из сем. *Taxodiaceae*, *Mugtaceae* и родов *Podocarpus*, *Carpinus*, *Pterocarya*, *Nyssa*, *Rhus*, а также спор рода *Diksonia* и представителей из группы *Leiotriletes* Nath. Пыльцевой комплекс из третичных отложений о-ва Комсомолец имеет наибольшее сходство с тургайской олигоценовой флорой Западно-Сибирской низменности.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные отложения на о-вах Северной Земли имеют значительное распространение. Они представлены различными по возрасту и литологическому составу ледниковыми и морскими отложениями. Кроме того, широким развитием пользуются современные аллювиальные и элювиально-делювиальные образования.

Расчленение четвертичных отложений Северной Земли произведено Н. Г. Загорской на основании стратиграфической схемы В. Н. Сакса для территории Советской Арктики. Выделяются отложения, которые принадлежат среднему, верхнему и современному отделам четвертичной системы.

Средний отдел

Достоверные ледниковые отложения максимального оледенения в пределах о-вов Северной Земли не установлены. Возможно, следами этого оледенения являются многочисленные эрратические валуны, встречающиеся по всей территории архипелага. Они находятся как на поверхности высоких платообразных возвышенностей, так и на равнинных пространствах с отметками от 100—120 до 250 м. Нередко валуны встречаются и на поверхности различных морских террас. В подавляющем

большинстве эрратические валуны по своему петрографическому составу аналогичны крупнопорфировидным гранитам, развитым на восточном побережье о-ва Октябрьской Революции. Некоторым основанием определения времени распространения этих валунов в эпоху максимального оледенения является нахождение их на высоких платообразных возвышенностях о-ва Большевик, куда они могли попасть до образования пролива Шокальского. По имеющимся данным, грабен пролива Шокальского возник в результате крупных разрывных нарушений, происходивших, вероятно, в конце первой межледниковой эпохи.

Верхний отдел

Выделяются морские межледниковые отложения, ледниковые образования зырянского оледенения, морские каргинские отложения и ледниковые образования сартанского оледенения.

Морские межледниковые отложения наиболее широко распространены в южной части о-ва Октябрьской Революции, по южной окраине о-ва Большевик и в северо-западной части о-ва Комсомолец. Эти отложения установлены в разрезах 60—70-метровой и 80—100-метровой террас.

В строении 60—70-метровой террасы, прослеживаемой в южной части о-ва Октябрьской Революции, принимают участие главным образом песчанистые глины. На севере того же острова в сложении террасы, наряду с песчанистыми глинами, значительную роль играют пески. На о-ве Пионер 60—70-метровая терраса слагается суглинками с примесью галечного материала, а на о-ве Комсомолец — глинистыми алевролитами. В отложениях этой террасы обнаружена фауна моллюсков: *Pecten islandicus* Müll., *Astarte borealis* Chern., *Portlandia arctica* Gray var. *arctica* Möss, *Arca gractalis* Gray, *Natica groenlandica* Vesk. По мнению Н. Г. Загорской, эта фауна синхронна комплексу фауны, характеризующему отложения казанцевского времени, развитые на материке.

Отложения вышележащей 80—100-метровой террасы, связанной с нижележащей 60—70-метровой террасой постепенным переходом, представлены суглинками и песками с галькой. Мощность их непостоянна и местами достигает 35—50 м. В этих отложениях встречается обильная фауна моллюсков: *Saxicava arctica* f. *pholadis* L., *S. arctica* f. *arctica* L., *Mya truncata* var. *uddevalensis* H., *Astarte borealis* var. *placenta* Mögch. Данная фауна не позволяет определенно датировать возраст отложений 80—100-метровой террасы. Однако, судя по соотношениям с нижележащей террасой, можно отнести их к более ранним образованиям и параллелизовать с санчуговскими морскими отложениями. Следует отметить, что по берегам пролива Шокальского 60—70 и 80—100-метровая террасы отсутствуют.

Моренные отложения зырянского оледенения встречаются вдоль склонов неподвижных ледниковых щитов и располагаются обычно на отметках от 50 до 80—100 м. Они образуют вытянутые гряды длиной от 1,5—3,0 до 12—15 км. Ширина их непостоянна и измеряется от нескольких десятков метров до 1 км. Сложены эти гряды обломками и щебнем разнообразных пород, перемешанными с суглинками, песками и глинами. В последних встречаются переотложенные ледником остатки фауны моллюсков, характерные для санчуговской и казанцевской морских террас. Это обстоятельство и является основанием для отнесения данных моренных образований к зырянскому оледенению.

К этой же эпохе следует отнести морские отложения каргинского времени, соотношения которых с моренными образованиями зырянского оледенения недостаточно ясны. Они слагают 30—40-метровую террасу и широко распространены на западе о-ва Октябрьской Революции, на островах Пионер и Комсомолец. Ширина этих террас различна и колеблется от 1 до 3 км. Рыхлые отложения террас представлены галечниками и пе-

сками, видимая мощность которых не превышает 10 м. Здесь встречаются остатки фауны: *Astarte borealis* Chem n., *A. borealis* var. *jenisseae* Sachs, *A. compressa* L., *Macoma calcarea* Chem n., *Mya truncata* var. *uddevallensis* H. Комплекс этой фауны позволяет параллелизовать отложения 30—40-метровой террасы с каргинской морской террасой материка.

На поверхности 30—40-метровой террасы располагаются гряды и холмы, сложенные щебнем и мелкими, плохо окатанными валунами из местных пород. Эти моренные гряды достигают длины 1,5—2 км при высоте 7—10 м. Ширина их измеряется от нескольких десятков метров до 100—250 м. Залегание моренных образований на фаунистически охарактеризованных отложениях каргинской террасы позволяет считать их продуктами деятельности сартанского оледенения.

По всей вероятности, к этому же времени следует откосить формирование флювиогляциальных отложений, развитых у южной окраины ледника Ленинградского, на о-ва Большевик, в центральной части о-ва Октябрьской Революции и на мысе Медном. Представлены они обычно слоистыми песками и галечниками. В отличие от других районов, на мысе Медном пески содержат прослой гравия и переотложенного торфа. Мощность флювиогляциальных отложений колеблется от 2—3 до 20—30 м.

Современный отдел

Морские послеледниковые отложения слагают 10—20-метровые и 5—10-метровые террасы, которые отчетливо выражены на побережье всех островов архипелага. Ширина их весьма значительна и местами достигает 6 км.

Отложения 15—20-метровой террасы представлены супесями и суглинками, иногда с тонкими прослоями гравия. Они содержат остатки фауны моллюсков: *Astarte borealis* var. *placenta* М ö г с h, *Saxicava arctica* f. *pholadis* L., *Buccinum angulosum* G г а у и другие формы, близкие к современным. Мощность отложений 15—20-метровой террасы не более 10 м.

Послеледниковая 5—10-метровая терраса обычно сложена глинами с небольшой примесью галечного материала, но на территориях преимущественного развития песчаников состав отложений террасы иной и она слагается исключительно песками, содержащими большое количество кварцевой гальки.

В отложениях этих террас встречаются остатки фауны: *Astarte borealis* var. *placenta* М ö г с h, *Mya truncata* var. *uddevallensis* H., *Cardium groenlandicum* Chem n., *Saxicava arctica* f. *arctica* L., *Macoma calcarea* Chem n., *Buccinum angulosum* G г а у и др. По данным Н. Г. Загорской, отсутствие теплолюбивых форм и близость фауны к современной позволяет считать возраст этих террас как послеледниковый.

Современные же морские отложения также слагают многочисленные косы, пересыпи и пляжи. Представлены они песками, гравием и галькой.

Современные моренные образования или морены активных ледниковых языков развиты на всех островах, кроме о-ва Пионер. Морены сложены дресвой, щебнем, песком и остроугольными обломками местных пород.

Заканчивая рассмотрение четвертичных отложений, следует указать, что в северной части о-ва Комсомолец, а также в юго-западной и северной частях о-ва Большевик приморская равнина полого снижается к берегу моря, но на ее поверхности нельзя выделить каких-либо террасовых уровней. В рыхлых отложениях, слагающих данные территории, остатков руководящей фауны не обнаружено. В связи с этим не имелось возможности расчленить указанные рыхлые отложения и установить их возрастное положение. Они выделены на геологических картах как нерасчлененные морские отложения.

Такое же положение отмечается для моренных образований, развитых в северной части о-ва Комсомолец. Здесь, среди поля сплошного распространения нерасчлененных морских отложений встречены гряды и холмы, сложенные песками, полуокатанными обломками и валунами метаморфических сланцев, красноцветных песчаников и изверженных пород.

ВУЛКАНИЗМ

В геологическом строении Северной Земли принимают участие различные по составу магматические породы. Достаточно определенно устанавливаются магматические проявления докембрийского и каледонского циклов тектогенеза. Некоторые же интрузии кислого и основного состава отнесены к герцинскому тектоно-магматическому циклу, но это произведено условно в связи с недостаточным количеством геологических данных.

ДОКЕМБРИЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Докембрийские магматические породы представлены покровами эффузивов кислого и среднего составов, мелкими штокообразными массивами гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров, а также дайками и пластовыми интрузиями метаморфизованных диабазов.

Покровы эффузивов кислого и среднего состава приурочены к верхней части свиты метаморфизованных песчаников верхнего протерозоя. Они представлены метаморфизованными фельзитами, фельзит-порфирами, кварцевыми порфирами, порфиритами, их туфами и туфобрекчиями. Коренные выходы и элювиальные россыпи этих пород обнаружены на юго-востоке о-ва Октябрьской Революции — в районе бухты Снежной и мыса Свердлова и на острове того же наименования, в верховьях р. Южной Ледниковой и на берегу фиорда Марата.

Метаморфизованные фельзиты и фельзит-порфиры представляют собой рассланцованные породы серого, желтоватого и лилово-красного цвета. Иногда они имеют плотное сложение и внешне напоминают кварциты. Различие фельзитов и фельзит-порфиров состоит в том, что последние содержат вкрапленники кварца и полевых шпатов. На южном берегу о-ва Свердлова видимая мощность метаморфизованных фельзитов и фельзит-порфиров составляет около 20—25 м.

Метаморфизованные кварцевые порфиры приурочены к самым верхним частям свиты метаморфизованных песчаников верхнего протерозоя. Это рассланцованные породы серого, желтовато-серого, розового и вишневого цвета, отличающиеся от фельзитов большей раскристаллизацией и отчетливой порфировой структурой.

Порфириты, их туфы и туфобрекчии обнажаются в районе мыса Свердлова, по восточному берегу о-ва Свердлова и в бассейне р. Южной Ледниковой. На восточном берегу о-ва Свердлова они лежат стратиграфически выше фельзит-порфиров, отделяясь от последних пачкой черных и темно-коричневых тонколистватых филлитов. Порфириты и их туфы имеют тонко-плитчатое или листоватое сложение. Внешне эти породы весьма сходны с верхнепротерозойскими метаморфизованными песчаниками и сланцами. В туфах порфиритов кластический материал представлен осколками плагиоклаза, обломками порфирита, ксеноморфными зернами кварца и рудного минерала. Промежутки между ними заполнены хлоритом и буроватым неопределимым веществом. Туфобрекчии состоят из обломков плагиоклазовых порфиритов, микрофельзитов и буроватого стекла, сцементированных мелкими обломочками тех же пород и хлоритом. Видимая мощность туфобрекчии на о-ве Свердлова около 2,5—3 м.

Метаморфизованные гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры про-
рывают отложения верхнего протерозоя на юго-восточной окраине
о-ва Октябрьской Революции. Они слагают о-ва Оленьи и штокообразные
массивы, расположенные в районе мыса Начального и в верховьях
р. Южной Ледниковой. Выходы гранит-порфиров обнаружены также на
о-ве Большевик, на западном берегу залива Ахматова. Массивы гранит-
порфиров и гранодиорит-порфиров залегают в ядрах антиклинальных
структур, простирающихся в северо-северо-восточном направлении.
Форма массивов неправильная или овальная. Гранит-порфиры и грано-
диорит-порфиры в районе мыса Начального и на о-вах Оленьих зани-
мают площадь в 28—30 км², а в верховьях р. Южной Ледниковой — око-
ло 25 км². Эти разновидности гранитоидов связаны между собой посте-
пенными взаимопереходами и распространены примерно одинаково.

Гранит-порфиры представляют собой серые и розовато-серые,
мелко- и среднезернистые породы с отчетливо заметными вкрапленни-
ками полевых шпатов и кварца. Гранодиорит-порфиры характеризуются
более крупнозернистым сложением, темно-серым цветом и большим ко-
личеством вкрапленников полевых шпатов. Структура этих пород пор-
фировидная с микрогранитовой основной массой. Вкрапленники кварца,
полевых шпатов и, реже, темноцветных минералов составляют от 10 до
25—30% от всего объема породы. Возраст этих интрузий как докембрий-
ский определен на основании нахождения галек метаморфизованных
гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров в полимиктовых конгломера-
тах, залегающих в основании нижнего кембрия.

Метаморфизованные диабазы встречены в нескольких пунктах на
восточном побережье о-ва Октябрьской Революции, а также в бассейне
р. Южной Ледниковой. Они залегают среди пород верхнего протерозоя
в виде пластовых тел и даек мощностью от 8—10 до 25—30 м, прости-
рающихся на расстоянии от 30 до 150—200 м. В верховьях р. Южной
Ледниковой полоса элювия и коренных выходов этих пород имеет ши-
рину до 300 м и прослеживается на расстоянии до 5,5 км. Дайки диаба-
зов, секущие верхнепротерозойские отложения, располагаются незави-
симо от простирающихся вмещающих пород. Метаморфизованные диабазы
характеризуются массивным сложением и обладают серовато-зеленым
и темно-зеленым цветом. Некоторые разновидности диабазов в вер-
ховьях р. Южной Ледниковой имеют миндацекаменную текстуру. В этом
районе, в отличие от побережья пролива Шокальского, наибольшим
распространением пользуются метаморфизованные кварцевые диабазы.
Местами встречаются породы, близкие по составу к кварцевым диоритам
и габбро-диоритам. По своему петрографическому и химическому
составу, а также по соотношениям с вмещающими породами метаморфи-
зованные диабазы Северной Земли аналогичны метаморфизованным
основным породам, входящим в комплекс верхнего протерозоя Север-
ного Таймыра.

КАЛЕДОНСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Одной из интенсивных фаз складчатости на Северной Земле была
эрийская фаза каледонского цикла тектогенеза, проявившаяся на гра-
нице силура и нижнего девона. Она обусловила внедрение разнообраз-
ных гранитоидных пород, состав которых изменяется от типичных гра-
нитов до кварцевых диоритов и граносиенитов. Интрузии сопро-
ждаются соответствующим комплексом жильных пород: гранодиорит-
порфирами, кварцевыми диорит-порфиритами, лампрофирами и
аплитами. В экзоконтакте гранитоидных интрузий наблюдаются пегма-
титовые, кварцево-турмалиновые и кварцевые жилы. По-видимому,
с эпохой раннекаледонских колебательных движений были связаны
подводные излияния кислых эффузивов.

Кварцевые порфиры слагают пластовые тела, залегающие среди кембрийских и ордовикских отложений. Выходы кварцевых порфиров установлены на о-ве Октябрьской Революции, южном берегу оз. Фиордового, в районе среднего течения р. Кружилыхи и на р. Ушакова. Элювиальные россыпи этих пород прослеживаются в виде вытянутых полос шириной до 50—70 м, согласно простиранию вмещающих осадочных пород на расстояние до 2,5—3,5 км. В среднем течении р. Ушакова среди доломитов комсомольской свиты ордовика залегают желтовато-серые, сильно выветрелые кварцевые порфиры. В свежем сколе эти кварцевые порфиры имеют зелено-серую или розоватую окраску. На мелкозернистом фоне основной массы породы отчетливо видны вкрапленники кварца и полевого шпата. Видимая мощность измененных кварцевых порфиров около 25—30 м. В этом же районе встречаются окварцованные и карбонатизированные фельзит-порфиры. Кварцевые порфиры района озера Фиордового и р. Кружилыхи представляют собой зеленовато- и розовато-серые породы с порфировой структурой. Количество вкрапленников кварца и калиевого полевого шпата составляет 20% от всего объема породы. Основная же масса породы сложена калиевым полевым шпатом, небольшим количеством кварца, серицита и кальцита.

По-видимому, все эти эффузивы образовались в результате подводных излияний кислой лавы и являются синхронными образованиями с вмещающими осадочными породами.

Каледонские интрузивные гранитоидные породы слагают массивы бухты Солнечной, горы Левинсон-Лессинга и мыса Острога на о-ве Большевик. Они обнажаются также и на восточном побережье о-ва Октябрьской Революции. Эти интрузии прорывают и метаморфизуют как верхнепротерозойские породы на о-ве Большевик, так и базальные полимиктовые конгломераты, залегающие в основании отложений нижнего кембрия на о-ве Октябрьской Революции.

Массив гранитоидов бухты Солнечной расположен на южном берегу о-ва Большевик, где занимает площадь около 200 м². Он имеет вытянутую форму, причем длинная ось его северо-северо-восточного простирания, согласно с общим направлением складчатых структур. Интрузия характеризуется крутыми контактными зонами с вмещающими метаморфическими породами. Массив сложен в основном средне- и крупнозернистыми, местами порфиroidными, биотито-амфиболовыми гранодиоритами. Обычно для них характерна массивная текстура, и только в краевых частях интрузии, вследствие ориентированного расположения цветных минералов параллельно контактной зоне, породы приобретают некоторую гнейсовидность. Здесь, наряду с гранодиоритами, встречаются разновидности пород, близкие по своему составу кварцевым диоритам и кварцевым монцонитам. Между ними наблюдаются постепенные взаимопереходы.

В гнейсовидных разновидностях гранодиоритов идиоморфные кристаллы плагиоклаза ориентированы примерно в одном направлении, соответствующем простиранию плоскости контакта с вмещающими породами. Кристаллы биотита и роговой обманки, зажатые между ранее выделившимися крупными кристаллами плагиоклаза, во время кристаллизации испытали давление, вследствие чего пластинки биотита оказались несколько изогнутыми, а зерна роговой обманки частично раздробленными. В эндоконтакте гранодиориты содержат ксенолиты сильно перекристаллизованных метаморфических сланцев. Иногда количество мелких обломков настолько велико, что порода приобретает брекчиевидную текстуру. Нередко в гранодиоритах встречаются шлировые выделения, часть которых представляет собой скопления магнезиально-железистых минералов, образовавшихся в процессе кристаллизации магматического расплава, а часть идет за счет переплавления ксенолитов.

Массив горы Левинсон-Лессинга расположен на восточном побережье залива Ахматова. Площадь массива около 70 км². Он имеет овальную форму и несколько вытянут по направлению, близкому меридиональному. Для него также характерны крутые (75—80°) контакты с вмещающими породами. Массив сложен серыми средне- и крупнозернистыми, в большинстве своем порфиroidными, биотито-амфиболовыми и биотито-пироксено-амфиболовыми гранодиоритами и кварцевыми диоритами. Катаклаз выражен в слабой трещиноватости кварца и незначительном волнистом угасании его.

Для гранитоидов массива Левинсон-Лессинга и бухты Солнечной характерно неравномерное, кучное распределение фемических минералов.

Гранодиориты мыса Острого по своему составу, и структуре почти ничем не отличаются от пород массива Левинсон-Лессинга.

В общем гранитоиды о-ва Большевик представляют собой естественный ряд от гранодиоритов до кварцевых диоритов, с некоторым отклонением к кварцевым монцонитам и диоритовым порфиритам. Вторичные изменения сводятся к пелитизации, незначительной серицитизации и эпидотизации плагиоклаза, а также хлоритизации биотита и амфибола. Для гранитоидов характерна слабая степень катаклаза, выражающаяся в волнистом угасании кварца и биотита, иногда в изогнутости таблиц плагиоклаза. Соотношения между минералами показывают, что это следует связать в первую очередь с явлениями протоклаза.

По минералогическому и химическому составам, степени вторичных изменений и соотношениям с вмещающими метаморфическими породами верхнего протерозоя гранитоиды о-ва Большевик сходны с каледонскими гранитоидами гранодиоритовой ветви, развитыми на севере Таймыра.

На о-ве Октябрьской Революции гранитоидами сложены мыс Масивный, мыс Оловянный, горы Туманные, а также отдельные нунатаки по восточному краю ледников Университетского и Карпинского. Здесь гранитоиды прорывают не только породы верхнепротерозойского комплекса, но и нижнекембрийские конгломераты. Последние залегают в экзоконтакте на мысе Массивном и испытывают значительные контактово-метаморфические воздействия, выражающиеся в их ороговикании и интенсивной биотизации.

Общая площадь, занимаемая гранитоидами, незначительна и составляет 75—80 км². Наибольшее распространение имеют серые и розовато-серые крупнозернистые порфиroidные биотитовые граниты и адамеллиты. Наряду с ними встречаются разности, переходные к граносиенитам и, реже, к гранодиоритам. Однако какой-либо закономерности в их распределении не наблюдается и усмотреть ее трудно из-за разрозненности выходов, отстоящих друг от друга на десятки километров. Только на мысе Оловянном удается заметить, что вблизи эндоконтакта граниты приобретают более мелкозернистое сложение, содержат большое количество цветных минералов и по составу приближаются к гранодиориту.

Характерной особенностью гранитоидов восточного побережья о-ва Октябрьской Революции является наличие вкрапленников крупных фенокристаллов микроклина и плагиоклаза длиной от 2,0—2,5 до 5—6 см и от 1,5 до 2,5 см в поперечнике. Количество вкрапленников непостоянно и колеблется от 20—25 до 45—55% от объема породы. Местами вкрапленники полевых шпатов ориентированы в одном направлении, образуя параллельные текстуры. В эндоконтакте гранитоиды содержат оплавленные, неправильных очертаний, ксенолиты темно-серых метаморфических пород и шлировые выделения, состоящие преимущественно из биотита. Отличительной особенностью для вышеописываемых гранитоидов является развитие грейзенизации. Наиболее интенсивные ее проявления отмечены на мысе Оловянном, где полоса грейзенов

достигает ширины 50 м и прослеживается на протяжении до 150—200 м. К ней приурочены кварцево-турмалиновые жилы мощностью 1,5—2 м.

Порфиroidные биотитовые граниты и адамеллиты обладают порфиroidной и призматически-зернистой структурой. Минералогический состав их обычен. Вторичные изменения в них незначительны. Для гранитов и адамеллитов характерно неравномерное, сгустковое распределение кварца и фемических минералов. В разностях, близких к граносиенитам, заметно резкое увеличение количества микроклина и уменьшение плагиоклаза и кварца. Наибольшее развитие эти породы имеют в районе мысов Оловянного и Массивного. В разностях, переходных от гранитов и адамеллитов к гранодиоритам, наблюдается постепенное увеличение содержания плагиоклаза большей основности и биотита, при одновременном уменьшении количества калиевого полевого шпата и кварца. Вторичные изменения гранитоидов сводятся к серицитизации и сосюритизации ядерных частей зональных кристаллов плагиоклаза, хлоритизации и мусковитизации биотита, а также грейзенизации. Катаклиз выражен в слабой трещиноватости кварца и в его волнистом угасании.

По своему минералогическому составу и петрохимическим особенностям гранитоиды восточного побережья о-ва Октябрьской Революции имеют наибольшее сходство с каледонскими гранитоидами плато Лодочникова на п-ове Челюскина.

С каледонскими гранитоидами на о-вах Большевик и Октябрьской Революции связаны жилы гранодиорит-порфиров, кварцевых диорит-порфиритов, лампрофиров, аплитов, пегматитов, кварцевых и турмалино-кварцевых пород. Они залегают как в зоне экзоконтакта, так и непосредственно в самих массивах.

Гранодиорит-порфиры и кварцевые диорит-порфириты встречаются на о-ве Октябрьской Революции среди гранитов гор Туманных в виде жил мощностью до 0,75—1,0 м, прослеживающихся по простиранию на 10—12 м. На о-ве Большевик гранодиорит-порфиры приурочены к западной и северо-западной окраинам массива Левинсон-Лессинга. Здесь они прорывают метаморфизованные песчаники верхнего протерозоя, внедряясь в виде даек и пластовых тел мощностью от 6—10 до 20 м и изредка до 45—50 м. Гранодиорит-порфиры представляют собой темно-серые среднезернистые породы с порфиroidными вкрапленниками плагиоклаза, кварца, биотита и, реже, роговой обманки. Структура породы порфиroidная, с мелкозернистой гранитовой основной массой. Показательным для гранодиорит-порфиров о-ва Большевик является полное отсутствие в них вкрапленников калиевого полевого шпата. Здесь наблюдается сходство их с гранитоидами массива бухты Солнечной и горы Левинсон-Лессинга, в которых калиевые полевые шпаты встречаются только в основной массе породы. Кварцевые диорит-порфириты отличаются повышенным содержанием плагиоклаза, отвечающим по составу андезину, несколько большим количеством цветных минералов, при одновременном уменьшении кварца и калиевого полевого шпата. Изредка встречаются слюдяные диоритовые порфириты и разности, близкие к лампрофирам. Вторичные изменения довольно значительны и заключаются в серицитизации плагиоклаза, хлоритизации биотита, замещении роговой обманки биотитом, хлоритом и актинолитом, а также в амфиболитизации пироксена. Кварц и биотит обладают отчетливым волнистым угасанием.

Лампрофиры установлены на о-ве Большевик в верховьях рр. Правая Нора и Левая Нора, на восточном берегу залива Ахматова, а также на о-ве Октябрьской Революции, в трех пунктах по побережью пролива Шокальского. Выходы лампрофиров на р. Левая Нора представлены в виде полосы элювия, вытянутой в меридиональном направлении. Длина ее около 250 м при ширине 15—20 м. На р. Правая Нора эти породы обнажаются в виде полуразрушенной дайки мощностью 1,5—2,0 м. На бе-

регу залива Ахматова они слагают пластовую интрузию мощностью 10—12 м. На о-ве Октябрьской Революции лампрофиры обнажаются в виде элювиальных полос, вытянутых согласно структурам верхнепротерозойских пород. По простиранию они прослеживаются до 35 м, при ширине 5—10 м. Лампрофиры представляют собой мелко- и среднезернистые полнокристаллические породы темно-серого и зеленовато-серого цвета. Структура их призматически-зернистая, гипидиоморфная с порфиловыми участками. По минералогическому составу выделяются две разновидности пород — лампрофиры малахитового и керсантитового рядов.

Аплиты залегают в виде жил как в самих гранитах, так и во вмещающих породах. Это мелкозернистые светло-серые лейкократовые породы с аллотриоморфнозернистой структурой. Мощность жил не более 0,9—1 м.

Пегматитовые жилы встречены на восточном побережье о-ва Октябрьской Революции. Они секут граниты и вмещающие их породы верхнего протерозоя. Мощность жил от 4—10 см до 1—1,5 м. В одном месте, в районе гор Туманных, зафиксирована пегматитовая жила мощностью около 20 м. Пегматитовые жилы состоят из крупных кристаллов мусковитина, плагиоклаза, кварца, мусковита и турмалина. Пластинки мусковита достигают в поперечнике 1—1,5 см при толщине 0,5—1,5 см. Кристаллы турмалина длиной до 3—3,5 см располагаются обычно перпендикулярно зальбандам жил, образуя радиально-лучистые агрегаты.

Кварцевые жилы имеют широкое развитие. Они встречаются как в контактовом ареале интрузий, так и среди метаморфических пород верхнего протерозоя. Мощность жил измеряется от нескольких миллиметров до 20—25 см и в отдельных случаях (мыс Вайгач) достигает 1,2—1,3 м. Кроме секущих жил, весьма часто встречаются согласные жилы, которые, залегая в метаморфических породах, повторяют до мельчайших подробностей все изгибы складок. Жилы в большинстве своем являются безрудными. Они слагаются из молочно-белого и серого кварца иногда с небольшим количеством кальцита. Изредка в жилах содержится мелкая вкрапленность пирита, халькопирита и гематита.

Турмалиново-кварцевые жилы встречены на мысе Оловянном. Здесь в полсое грейзенов шириной около 50 м располагается несколько жил мощностью до 1,5—2 м. Жилы сложены главным образом кварцем, незначительную часть составляют мелкие зерна турмалина зеленовато-коричневого цвета.

Массивы гранитоидов окружены полосой контактово-метаморфических пород шириной от 0,5 до 1,5—2 км. Среди них выделяются две разновидности: кварцево-биотито-кордиеритовые роговики и узловатые биотито-кордиеритовые сланцы.

Кварцево-биотито-кордиеритовые роговики встречаются в непосредственном контакте с гранитоидами. Ширина полосы роговиков колеблется от 800 до 1200 м. Это плотные, с раковистым сложением породы темно-серого цвета грубоплитчатого или массивного сложения. Структура их торцевая, порфиробластовая, с лепидобластическими участками.

Узловатые биотито-кордиеритовые сланцы слагают внешнюю зону экзоконтакта, ширина которой измеряется от 600 до 800 м. Сланцы представляют собой сероватые и зеленовато-серые породы с бугорчатой, узловатой текстурой. Последняя обусловлена наличием порфиробласт кордиерита. Структура сланцев является порфиробластовой, лепидобластовой и лепидогранобластовой. С удалением от контакта количество биотита и кордиерита постепенно уменьшается до полного их исчезновения. Наблюдается лишь частичная перекристаллизация кварца и образование участков с мозаичной структурой.

На о-ве Большевик, в районе мысов Мордвина и Никитина, обнаружены два изолированных участка контактово-метаморфических пород.

На мысе Мордвина они занимают небольшую площадь и представлены только кварцево-биотито-кордиеритовыми роговиками. В районе мыса Никитина роговики обнажаются по морскому берегу на гораздо большем протяжении. К западу они сменяются узловатыми биотито-кордиеритовыми сланцами. Появление изолированных пятен контактово-метаморфических пород указывает на наличие гранитоидных интрузий, находящихся в этих местах, по всей вероятности, на небольшой глубине.

Внедрение гранитоидных интрузий о-ва Большевик и восточного побережья о-ва Октябрьской Революции было обусловлено проявлениями каледонского тектогенеза. На это указывают следующие данные. Именно эти интрузии прорывают и метаморфизуют не только породы верхнего протерозоя, но и базальные конгломераты кембрия. Доказательством того, что они не докембрийского образования, является и то, что гальки этих пород отсутствуют в конгломератах нижнего кембрия, а также резкое отличие их от докембрийских гранитоидов сопредельных районов Таймырского полуострова. Гранодиориты интрузий о-ва Большевик не обладают катакластическими структурами и интенсивными вторичными изменениями, что так характерно для гранитоидов, слагающих докембрийские интрузии Таймыра. Кроме того, при рассмотрении петрохимических особенностей гранитоидов описываемого района и каледонских гранитоидов Северного Таймыра установлено, что они обладают некоторыми общими чертами. Как на Таймыре, так и на Северной Земле среди гранитоидов выделяются две ветви: гранодиоритовая и граносиенитовая. Первыми из них сложены массивы бухты Солнечной и горы Левинсон-Лессинга, а вторыми — часть массивов восточного побережья о-ва Октябрьской Революции. Наибольшее сходство гранитоиды Северной Земли имеют с каледонскими гранитоидами Северного Таймыра, слагающими массивы плато Лодочникова, р. Октябрьской и горы Свердрупа.

Если нижняя возрастная граница вышеописанных гранитоидов отчетливо определяется по внедрению в полимиктовые конгломераты нижнего кембрия, то верхняя граница их может быть установлена только на основании следующих косвенных данных. На Северной Земле проявилось несколько фаз каледонского тектогенеза, смявших кембрийские, ордовикские и силурийские отложения в складки, резко отличные от верхнепротерозойских структур. По-видимому, в предсилурийскую, наиболее мощную для Северной Земли, фазу каледонской складчатости и произошло внедрение этих интрузий в уже сформировавшиеся верхнепротерозойские структуры. Однако не исключена возможность, что внедрение этих гранитоидных интрузий произошло и в преднижнедевонскую фазу складчатости. Известно, что на о-ве Большевик, в районе мыса Острога, зона контактово-метаморфических пород, окаймляющая массив порфиридных гранодиоритов, сечется дайкой диабазов, аналогичных герцинским траппам Таймыра. Одним из косвенных факторов, который должен быть принят во внимание, является также петрохимическое сходство гранитоидов района исследований с каледонскими интрузиями п-ова Челюскина на Таймыре, где они прорывают силурийские граптолитовые сланцы.

Таким образом, на основании всего сказанного, возраст гранитоидов о-ва Большевик и восточного побережья о-ва Октябрьской Революции, хотя и не датируется точно, однако может с достаточной степенью вероятности считаться каледонским.

ГЕРЦИНСКИЕ (?) МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

К герцинскому магматическому циклу предположительно отнесены интрузии оливиновых габбро-диабазов и диабазовых порфиритов, а также альбитизированных граносиенитов и сиенитов.

Оливиновые габбро-диабазы и диабазы развиты в районе фиорда Матусевича, в северо-восточной части о-ва Октябрьской Революции. Ими же сложены мелкие острова, расположенные в районе фиорда Матусевича, а также о-вов Диабазовые, о-ве Мачтовый и о-ве Чистиков. В центральной же части о-ва Октябрьской Революции диабазы залегают в виде даек и пластовых тел мощностью от 12—15 до 35—40 м. На о-ве Большевик дайки и пластовые тела оливиновых габбро-диабазов и диабазов установлены в северной и западной частях острова. Мощность их весьма различна и измеряется от 0,5—2 до 10—15 м.

Оливиновые габбро-диабазы и диабазы на восточном берегу фиорда Матусевича слагают массив площадью около 150—160 км². Массив имеет неправильную форму и разобщен интрузией альбитизированных граносиенитов на два отдельных участка. Оливиновые габбро-диабазы представляют собой темно-зеленые, местами почти черные, полнокристаллические породы. Постепенными взаимопереходами они связаны с диабазами, типичными габбро, форелленштейнами и перидотитами. Отчетливых закономерностей в распространении тех или иных разновидностей пород не наблюдалось. Однако замечено, что габброидные разновидности и перидотиты развиты в основном на о-вах Диабазовых, о-ве Мачтовом и на о-ве Чистиков. Характерными для оливиновых габбро-диабазов структурами являются субофитовая и призматически-зернистая, а для диабазов—офитовая и габброфитовая. Минералогический состав этих пород обычный. Вторичные изменения сводятся к серицитизации и сосюритизации плагиоклаза, амфиболлизации пироксена, частичной хлоритизации и биотизации роговой обманки. Более интенсивные изменения минералов наблюдаются, как правило, вблизи контактов основных пород с альбитизированными граносиенитами. Здесь они приобретают неотчетливую реликтовую офитовую структуру с пойкилоофитовыми участками. Для них характерна полная амфиболлизация пироксена и интенсивная серицитизация и эпидотизация плагиоклаза. Спорадически в непосредственной близости от контакта с альбитизированными граносиенитами в диабазах встречаются единичные зерна кварца.

Наряду с габбро-диабазами, встречаются в подчиненном количестве оливиновые габбро, представляющие собой массивные, крупнокристаллические породы зеленовато-серого цвета. Как в оливиновых габбро-диабазов, так и в габбро наблюдаются участки с пегматитовыми сростаниями пироксена и плагиоклаза. Среди этих пород встречаются шлировые выделения неправильных очертаний и различных размеров (до 1,5×0,75 м), сложенные форелленштейнами и плагиоклазовыми перидотитами.

Характерной особенностью основных пород района фиорда Матусевича является их свежесть и почти полное отсутствие следов катаклаза.

В габбро-диабазов (по р. Мрачной) встречаются ксенолиты гравелитов и песчаников. Породы, слагающие эти ксенолиты, находятся в различных стадиях перекристаллизации. Наблюдаются также гибридные породы промежуточного состава между габбро-диабазов и граносиенитами.

Диабазы из центральной части о-ва Октябрьской Революции несколько отличны от описанных выше. Это отличие состоит в том, что они имеют палеотипный облик и характеризуются значительными изменениями. Однако палеотипный облик диабазов еще не является показателем их древности. Скорее всего эти изменения диабазов связаны с автотаморфическими процессами. По времени внедрения указанные диабазы, очевидно, одновозрастны с основными породами фиорда Матусевича.

Габбро-диабазы и диабазы на о. Большевик, в районе пролива Незаметного, и на мысе Остром аналогичны описанным выше. В эндоконтакте в роговиках наблюдается большое количество мелких клино-

видных и неправильных очертаний инъекций мелкозернистого диабаз. В районе мыса Острого оливиновые диабазы, залегающие в виде дайк мощностью 7—8 м, прорывают узловатые кордиеритовые сланцы, слагающие контактное поле каледонских гранодиоритов.

В западной части о-ва Большевик наибольшим распространением пользуются диабазовые порфириды и миндалекаменные диабазы. Здесь также встречаются шлировые выделения габбрового состава, в которых лабрадор и авгит образуют закономерные, пегматитового типа, сростания.

Основные породы Северной Земли по химическому и минералогическому составу, характеру вторичных изменений и значительному катаклазу имеют сходство с траппами, прорывающими каледонские гранитоиды, развитые на Северном Таймыре. Определенное сходство обнаруживается и при сопоставлении с траппами центральной части Таймырского полуострова, где они прорывают и метаморфизуют пермские отложения. Поэтому можно с достаточной степенью вероятности отнести основные породы Северной Земли к трапповой формации и время внедрения определить как пермское — послепермское.

Альбитизированные граносиениты и сиениты слагают массив, расположенный на восточном побережье фиорда Матусевича. Они прорывают породы верхнего протерозоя, конгломераты нижнего кембрия, а также габбро-диабазы и оказывают на них контактное воздействие. Массив этих кислых и субщелочных пород имеет весьма неправильные очертания.

Альбитизированные граносиениты и сиениты представляют собой мелко- и среднезернистые, часто порфиридные лейкократовые породы розовато-серого и красноватого цвета. Структура их порфиридная, гипидиоморфнозернистая. В порфиридных разностях вкрапленники представлены сравнительно изометрическими табличками микроклипертита, всегда в той или иной степени альбитизированного. Реже встречаются вкрапленники олигоклаза. Вторичные изменения состоят в серицитизации и соскюритизации плагиоклаза, замещении роговой обманки биотитом, а также в хлоритизации биотита. Следует отметить, что для альбитизированных граносиенитов и сиенитов типоморфным акцессорным минералом является сфен, количество которого в некоторых случаях достигает 2—3%. Между граносиенитами и сиенитами резких границ нет. Наоборот, они связаны друг с другом постепенными переходами. Для сиенитов также характерно широкое проявление альбитизации, вплоть до полного замещения микроклина или нерешетчатого калиевого полевого шпата альбитом. Вторичные изменения плагиоклаза и цветных минералов такие же, как и в альбитизированных граносиенитах.

Апофизы массива сложены граносиенит-порфирами розовато-серого и красноватого цвета. Структура их порфиридная с микрокристаллической основной массой. Во вкрапленниках встречаются микроклин и плагиоклаз. Граносиенит-порфиры местами значительно катаклазированы. Минералы, слагающие породу, трещиноваты. Они местами раздроблены, разбиты на отдельные части, смещенные относительно друг друга. Трещины залечены кальцитом. Из соотношений между альбитизированными граносиенитами и габбро-диабазами, наблюдавшимися по берегам р. Мрачной, видно, что габбро-диабазы древнее граносиенитов.

Нижней возрастной границей альбитизированных граносиенитов служат полимиктовые конгломераты нижнего кембрия. Верхней границей являются габбро-диабазы района фиорда Матусевича, возраст которых определен предположительно как пермский — послепермский. Других факторов для суждения о времени внедрения альбитизированных граносиенитов нет. Поэтому возраст их может быть определен так-

же предположительно как пермо-триасовый. Возможно, что альбитизированные граносиениты и не являются самостоятельной интрузией. Выше отмечалось, что как среди габбро-диабазов, так и граносиенитов встречаются ксенолиты гравелитов и песчаников, находящиеся в различных стадиях перекристаллизации. Кроме того, наблюдаются гибридные породы промежуточного состава между габбро-диабазами и граносиенитами. Характерна особенность, выраженная в исключительной приуроченности альбитизированных граносиенитов и сиенитов к крупной интрузии габбро-диабазов, за пределы которой апофизы граносиенитов и граносиенит-порфиров почти не выходят. Все это, вместе взятое, позволяет предполагать, что альбитизированные граносиениты и сиениты, возможно, представляют собой реоморфические внедрения по трещинам в краевых, ранее застывших участках габбро-диабазового массива за счет переплавления и частичной ассимиляции гравелитов и других терригенных пород кембрия и верхнего протерозоя габбро-диабазами.

ТЕКТОНИКА

Складчатые структуры Северной Земли в совокупности создают сложное сооружение, формирование которого обусловлено проявлениями докембрийского, каледонского, герцинского и альпийского тектонических циклов. В пределах архипелага наблюдается закономерная и последовательная смена пород с востока на запад — от протерозойских к кембрийским, ордовикским, силурийским и девонским. Соответствующее пространственное расположение имеют и структуры, созданные различными по времени проявления складчатыми движениями.

Докембрийские линейные складчатые структуры имеются на о-ве Большевик, восточном побережье о-ва Октябрьской Революции и на юго-восточной оконечности о. Комсомолец. В общем они составляют довольно мощную зону докембрийских структур, ширина которой около 150—180 км.

К западу от нее, на о-ве Октябрьской Революции, и частично на о-ве Комсомолец расположена зона каледонских линейных складчатых структур, в основном унаследовавших направление простираения докембрийских структур. Ширина этой зоны не превышает 50—60 км.

В западной и северо-западной частях архипелага, в районе распространения красноцветных девонских отложений, занимающих площадь около 4000—4500 км², развиты брахискладки, образование которых связано с герцинским тектоническим циклом, проявившимся в условиях краевого прогиба Карской платформы. Об альпийских движениях можно судить по слабой дислоцированности и незначительным разрывным нарушениям в мезозойских и третичных отложениях, развитых на о-вах Большевик и Комсомолец.

Закономерность в пространственном расположении комплексов пород различного возраста и соответствующих тектонических зон, по-видимому, может быть объяснена последовательной миграцией геосинклинали в направлении с востока на запад.

Проявившиеся на Северной Земле, после завершения определенного цикла седиментации, тектонические движения создавали складчатые зоны, структуры которых отличаются друг от друга как по степени дислокаций, так и по форме самих складок.

Верхнепротерозойский комплекс пород смят в серию линейных складок, простирающихся на несколько десятков километров. В южной части о-ва Большевик простираение их преимущественно северо-северо-восточное. Постепенно оно меняется на меридиональное, а на северо-востоке о-ва Октябрьской Революции и на о-ве Комсомолец простираение структур становится близким к северо-северо-западному. Таким обра-

зом, учитывая ориентировку протерозойских структур п-ова Челюскина, можно считать, что североземельские докембрийские структуры являются непосредственным продолжением таймырских структур и составляют часть огромной, дугообразно изогнутой к юго-востоку докембрийской тектонической зоны, протягивающейся более чем на тысячу километров от п-ова Рыбного на Западном Таймыре до юго-восточной оконечности о. Комсомolec. Северо-северо-западное продолжение ее скрыто под мощным ледником Академии наук СССР. Вся система верхнепротерозойских складок Северной Земли в совокупности образует антиклинорий, ширина которого, очевидно, не менее 250—270 км.

Об истинных размерах антиклинория судить трудно, так как восточное крыло его погружено под воды моря Лаптевых. Верхнепротерозойские складки характеризуются выдержанностью своих простираний и крутизной крыльев, достигающей 75—80°. Нередко пласты пород имеют вертикальное падение. К северу от бухты Солнечной (о. Большевик), находится центральная антиклинальная складка, ширина которой около 20 км. Ось складки погружается в северо-северо-восточном направлении. К востоку и западу от нее располагаются такие же складки первого порядка, ширина которых достигает 8—12 км. Крылья складок осложнены складками второго и третьего порядка. Почти всегда, особенно на о-ве Большевик, в породах наблюдаются микроскладки и тонкая пloyчатость.

Образование верхнепротерозойских структур обусловлено проявлением складкообразовательных процессов, происходивших на границе верхнего протерозоя и нижнего кембрия. Доказательством этого является несогласное залегание пород нижнего кембрия на размытой поверхности отложений верхнего протерозоя. С этой фазой складчатости связано внедрение гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров, слагающих штокообразные массивы на юго-востоке о-ва Октябрьской Революции. К этому же времени, очевидно, относятся дайки и пластовые интрузии метаморфизованных диабазов.

Разрывные нарушения имеют подчиненное значение. Обычно линии нарушений приурочены к осевым плоскостям крутых антиклинальных складок. Амплитуда смещения колеблется от нескольких до 250—300 м. Вероятно, в связи с последующей каледонской фазой складчатости связано образование системы трещин, секущих пласты вкрест простирания. Трещины эти заполнены кварцем, появившимся в результате внедрения каледонских гранитных интрузий.

К западу от зоны протерозойских структур располагается полоса развития каледонских складок. Каледонский тектогенез проявился предордовикской, предсилурийской и преднижнедевонской фазами складчатости. Первая из них, происходившая на границе верхнекембрийской эпохи и ордовикского периода, устанавливается по угловому несогласию между их отложениями. Кембрийские складки имеют простирание, близкое к простиранию более древних протерозойских структур, и как бы окаймляют их с запада. Это типичные линейные складки, протягивающиеся на десятки километров. Ширина их не превышает 8—10 км. Оси складок погружаются в северном направлении. Кембрийские складки, по сравнению с верхнепротерозойскими, имеют более спокойный характер, отличаясь от последних несколько иными формами и менее крутыми углами падения на крыльях, не превышающими 50—60°. Вторая фаза — предсилурийская — каледонского цикла устанавливается на основании анализа аэрофотосъемочных материалов. На снимках видно, что силурийские отложения несогласно перекрывают породы ордовика, а облик силурийских складок, особенно в западной части архипелага, резко отличен от ордовикских структур. Очевидно, в результате проявления предсилурийской фазы складчатости образовались основные

структуры, которые протягиваются от южного побережья о-ва Октябрьской Революции к верховьям р. Северной Ледниковой и далее на севере расходятся двумя ветвями. Одна из них, имея северо-западное направление, переходит на юго-западное побережье о-ва Комсомолец, а другая, сохраняя прежнее простирание, скрывается под мощными ледниковыми щитами и, вероятно, переходит на восточную половину о-ва Комсомолец.

Ордовикские отложения, захваченные предсилурийскими складкообразовательными процессами, смяты в систему линейных складок. Ширина их измеряется от 2—3 до 10—12 км. Углы падения пород на крыльях складок колеблются от 25—30 до 60 и, реже, до 80°. Наблюдается общее уменьшение интенсивности дислокаций с востока на запад. На существование складок второго и более мелких порядков указывает перемежаемость пород комсомольской и других свит ордовика. Ширина таких складок колеблется от нескольких десятков метров до 2,0—2,5 км. Наиболее интенсивно дислоцированы отложения комсомольской свиты. Здесь развиты веерообразные, наклонные, лежащие и опрокинутые складки. Такая сложность дислокаций объясняется пластичностью гипсов и увеличением объема ангидритсодержащих пород при процессах их гидратации.

Следующая фаза складчатости произошла в преднижнедевонскую эпоху. Силурийские отложения в центральной части о-ва Октябрьской Революции были собраны в линейные складки северо-северо-восточного простирания, которые, постепенно изгибаясь, меняют свое простирание на меридиональное и северо-северо-западное в северной части о-ва Октябрьской Революции и северо-западное на о-вах Комсомолец и Пионер. Величина углов падения пластов на крыльях изменяется обычно в пределах от 20—25 до 50—60°. В отличие от центральной части о-ва Октябрьской Революции, в юго-западной части того же острова, а также на о-ве Пионер и о-вах Седова силурийские отложения дислоцированы значительно слабее и имеют характер пологих валов и складок, близких к брахиструктурам. Углы падения измеряются от 3—5 до 15—20°. По всей вероятности, в преднижнедевонскую эпоху имело место общее поднятие этой части архипелага и приспособление структур к уже ранее существовавшим складчатым сооружениям, созданным предыдущими фазами каледонского тектогенеза.

Образование гранитоидных интрузий бухты Солнечной, горы Левинсон-Лессинга, мыса Острого и восточного побережья о-ва Октябрьской Революции, по всей вероятности, произошло в предсилурийскую фазу каледонского цикла, т. е. в фазу наиболее интенсивного складкообразования на Северной Земле. По взаимоотношениям с вмещающими породами верхнего протерозоя и нижнего кембрия, а также по петрохимическому сходству и характеру вторичных изменений гранитоиды Северной Земли близки к каледонским гранитоидам Северного Таймыра, прорывающим силурийские граптолитовые сланцы. Если принять во внимание перечисленные выше косвенные данные, то не исключена возможность, что гранитоиды описываемого района внедрились и в преднижнедевонскую фазу, т. е. в то же время, что и на Таймыре. Можно довольно определенно говорить, что эти интрузии относятся к каледонскому тектоно-магматическому циклу, так как в обоих районах они или их эндоконтактные зоны секутся дайками герцинских траппов.

Не исключено, что к эпохе раннекаледонских колебательных движений следует относить время излияния кислых эффузивов, залегающих в виде согласных пластовых тел среди кембрийских и ордовикских отложений.

Наиболее крупные разрывные нарушения установлены к юго-западу от горы Базарной и югу от истоков р. Озерной. В первом пункте силурийские известняки надвинуты на породы пестроцветной свиты

ордовика и сланцы нижнего кембрия. Длина линии надвига около 8—9 км. Во втором районе породы пестроцветной свиты перекрыты верхнекембрийскими глинистыми сланцами. Длина линии надвига 5—6 км. Кроме этих нарушений, установлены мелкие сбросы и смещения типа сдвигов, амплитуда которых измеряется метрами и десятками метров.

Герцинский тектогенез проявляется в условиях, близких к платформенным. Структуры этого цикла развиты в западной и северо-западной частях архипелага, т. е. в районах преимущественного распространения красноцветных девонских отложений. По своей форме и размерам герцинские структуры резко отличаются от более древних структур. Это обычно куполовидные поднятия овальной или несколько вытянутой формы, сменяющиеся замкнутыми мульдами типа брахисинклиналей. Наиболее отчетливо они выражены на о-ве Пионер. Размеры куполовидных складок, сложенных девонскими отложениями, обычно колеблются от 4—5 до 10—12 км. Аналогичные, но несколько больших размеров, брахискладки развиты и на о-ве Октябрьской Революции. Углы падения на крыльях складок колеблются от 5—10 до 15—20°. В сводовых частях антиклинальных складок девонские отложения лежат горизонтально.

В герцинских структурах разрывные нарушения установлены в центральной части о-ва Пионер. Здесь герцинские структуры осложнены серией сбросов, очевидно, небольшой амплитуды. Простираение сбросов преимущественно широтное или близкое к нему. Надо сказать, что точных данных для суждения о времени проявления складчатости, смявшей девонские отложения, нет, так как выше залегают мезокайнозойские и четвертичные отложения. Однако, учитывая, что Северная Земля является частью Таймырско-Североземельской складчатой области, можно с достаточной уверенностью говорить о проявлении на Северной Земле одной из главных фаз герцинского тектогенеза, которая здесь, в отличие от Таймыра, развивалась в условиях, близких к платформенным.

По аналогии с трапповой деятельностью на Таймыре предположительно с герцинским тектогенезом связывается внедрение оливиновых габбро-диабазов и альбитизированных граносиенитов. Не исключается и их каледонский возраст.

Проявления альпийского тектогенеза установлены лишь в южной части о-ва Большевик и на о-ве Комсомолец. Здесь мезозойские отложения собраны в пологие складки, с углами падения на крыльях до 15—20°. Формирование этих складок, имеющих северо-северо-восточное простирание, происходило в условиях жестких докембрийских структур. Слабые дислокации северо-северо-западного простирания отмечаются и в третичных уплотненных песках, развитых на о-ве Комсомолец. Ими образованы пологие складки, ширина которых не превышает 1,5—2,0 км. Углы падения на крыльях обычно не превышают 5—8° и в редких случаях достигают 25°. Разрывные нарушения незначительны и измеряются долями метра.

Возможно, что дислокации мезозойских и третичных отложений вызваны разломами, происходившими в подстилающих более древних породах, и их глыбовыми перемещениями.

Четвертичный период для Северной Земли характеризуется широким развитием региональных дизъюнктивных дислокаций с образованием крупных блоков, испытывавших глыбовые движения. В настоящее время большая часть территории Северной Земли испытывает поднятие, подтверждением чего является глубокий врез речных долин, а также широкое развитие морских лагун, песчано-галечных кос и пересыпей. Однако наличие затопленных устьевых частей водных потоков восточного побережья о-ва Комсомолец свидетельствует о том, что эта часть архипелага испытывает медленное погружение.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Территория Северной Земли является, возможно, перспективной в отношении нахождения здесь рудных и нерудных полезных ископаемых. Наличие различных магматических пород и связанных с ними гидротермальных проявлений — пегматитовых, кварцево-турмалиновых и кварцевых жил с мелкой сульфидной вкрапленностью, а также зон грейзенизации — все это, вместе взятое, указывает на возможность рудопроявлений. К настоящему времени установлено, что в шлихах из аллювия и современных морских отложений, иногда в весьма значительных количествах, встречается касситерит, шеелит, галенит, сфалерит и флюорит.

Данные о геологическом строении западной части архипелага, сложенной преимущественно красноцветными девонскими песчаниками, наличие пологих структур промежуточного типа, а также находки битумов нефтяного ряда позволяют говорить о том, что эта часть архипелага заслуживает внимания с точки зрения ее возможной нефтеносности.

В качестве строительных материалов могут быть использованы магматические породы, известняки и гипсы. Широким распространением пользуются галечники, пески и глины.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ВЕРХОЯНСКОГО ХРЕБТА

ВВЕДЕНИЕ

Территория северной части Верхоянского хребта состоит в основном из Хараулахских гор и хребта Орулган. Приблизительной границей этой области на западе, от Полярного круга к северу, является ломаная линия, проходящая сперва по меридиану 126° , а затем от широты $69^{\circ}30'$ на северо-запад до начала Оленекской протоки и дальше вдоль указанной протоки до ее устья. На востоке границей описываемого района принята прямая линия, идущая от мыса Святой Нос пролива Дм. Лаптева до устья р. Юндюлюнг, впадающей в р. Лену, несколько севернее широты 66° .

Геологическая изученность рассматриваемой территории неодинакова. Западный склон хребта Орулган и южная часть Хараулахских гор покрыты мелкомасштабной площадной геологической съемкой, тогда как приосевая полоса и восточный склон хребта Орулган, а также центральная часть Хараулахских гор освещены лишь геологическими маршрутами. Северная половина Хараулахских гор и отдельные участки на западном склоне Орулгана закартированы в более крупном масштабе.

До 1933 г. геологические исследования велись по отдельным маршрутам и только позднее начали проводиться площадные съемки.

Из числа исследователей первого периода, проводивших маршрутные исследования, следует отметить А. Л. Чекановского, дважды пересекшего Хараулахские горы при возвращении из своих экспедиций на р. Оленек в 1874 и 1875 гг.; Э. В. Толля, также дважды побывавшего в Хараулахских горах в 1885 и в 1893 гг.; К. А. Воллосовича, который пересек Хараулахские горы в 1908 г.; В. М. Лазуркина, прошедшего несколько маршрутов в районе губы Буор-Хайа в 1932—1933 гг.; И. П. Атласова, В. А. Первунинского и В. А. Федорцева, впервые посетивших хребет Орулган в 1932 г. и сделавших там ряд геологических маршрутов.

Из исследователей второго периода, принимавших участие в региональных геологических съемках, следует упомянуть И. П. Атласова, Алексея Ивановича Гусева, Александра Ивановича Гусева, А. П. Иванова, Я. П. Лазарева, М. Ф. Лобанова, А. А. Межвилка, И. Г. Николаева, В. А. Первунинского. И. П. Атласов, А. П. Иванов и В. А. Первунинский вели геологические съемки на хребте Орулган, а остальные в Хараулахских горах.

Описываемая часть Верхоянского хребта расположена за Полярным кругом. На севере она ограничивается Приморской равниной, расширяющейся по побережью моря Лаптевых от мыса Святой Нос до устья р. Хараулах и далее на участок дельты р. Лены.

Значительная часть горной территории и Приморская равнина, включая дельту р. Лены, входят в зону тундры, тогда как долины правых притоков р. Лены к югу от широты 71° приурочены к зоне лесов (тайги) и отчасти лесотундры.

Горная система северной части Верхоянского хребта в литературе известна под названием хребта Орулган и Хараулахских гор. Первый располагается между рр. Собопол (67° с. ш.) и Джарджаном (69° с. ш.), а вторые являются непосредственным продолжением хребта Орулган на север до Быковской протоки р. Лены. Хараулахские горы, в свою очередь, делятся на южную и северную части, границей между которыми условно служит р. Чубукулах ($70^{\circ}40'$ с. ш.). В северной части Хараулахских гор выделяются две неодинаковые по протяженности и по формам рельефа гряды. Западная гряда, располагающаяся между рр. Леной и Кёнгдай, называется хребтом Туора-Сись (Поперечный), а северо-восточная гряда Приморским кряжем. Восточной границей последнего служит правобережье Быковской протоки и берег губы Буор-Хайа.

Хребет Орулган и Хараулахские горы, исключая Приморский кряж, имеют резко выраженные формы рельефа. Для них характерны зубчатовидные гряды и остроконечные сопки, расположенные в зоне водораздела бассейна р. Лены с бассейнами рр. Яны и Омолоя, а также с р. Кёнгдай.

Приморский кряж, как и склоны восточной части хребта Орулган и юго-восточной части Хараулахских гор, обладают спокойными, пологими формами рельефа, хотя высоты гор в отдельных случаях достигают больших абсолютных и относительных отметок.

При движении с юга на север абсолютные и относительные высоты водораздельной Лено-Янской гряды вначале немного нарастают, но от истоков р. Джелон они начинают постепенно убывать в сторону Хараулахских гор. Так, в южной части хребта Орулган на водоразделе рр. Хутанья и Куреска (приток р. Большой Саккырыр) перевал имеет абсолютную отметку около 1500 м, а ближайшие вершины достигают 2000 м, тогда как возвышенность к северу от перевала из р. Джелон в р. Тумара имеет до 2500 м абсолютной высоты. В южной части Хараулахских гор абсолютная высота водораздельной возвышенности между рр. Генекит и Саханджа снижается до 1500 м, а дальше к северо-востоку, на перевале между рр. Эбетем и Буянка, до 500 м. На левом берегу р. Чубукулах высоты достигают 450 м. Некоторые колебания высот наблюдаются на хребте Туора-Сись, где при средней абсолютной высоте этих гор 400—500 м отдельные вершины достигают 650—950 м. В самой же северной части Хараулахских гор, в Приморском кряже, абсолютные высоты изменяются в пределах от 325 до 440 м, достигая у побережья Быковской протоки 150—120 м.

Окраинные цепи гор Верхоянского хребта, расположенные в южной части рассматриваемой территории (р. Собопол и р. Менгкере), находящиеся в 120—130 км восточнее русла р. Лены, на севере постепенно подходят к этой реке и на участке ниже ее притока р. Ухта непосредственно следуют вдоль русла р. Лены до самого ее устья.

Из наиболее крупных рек, стекающих с северных гор Верхоянского хребта в р. Лену, можно отметить (с севера на юг): рр. Кёнгдай, Ухта, Чубукулах, Эбетем, Берись, Тикан, Куранах (она же Бегюке), Ыарысах, Юёл- (Куранах)-Ссктях, Джардан, Натара, Менгкере, Собопол, Ухунку,

Бегиджан, Юндюлюнг. К рекам интересующей нас территории восточного склона Верхоянского хребта относятся: р. Омолой с ее левыми притоками — реками Арга-Юрях и Куранах (последняя принимает рр. Няллу и Сеймчан) — и рр. Семен и Сиединдже. Южнее протекает р. Тумара, впадающая в реку Быгантай. Между рр. Леной и Омолоем почти в меридиональном направлении течет р. Хараулах, которая впадает в губу Буор-Хайа. Р. Хараулах дренирует Приморскую равнину, занимающую площадь около 30 тыс. км² и располагающуюся от дельты р. Лены до мыса Святой Нос.

СТРАТИГРАФИЯ

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Породы кембрийской системы установлены в районе нижнего течения р. Лены — от р. Чубукулах до р. Булкур. Они преимущественно развиты на правобережье р. Лены. Породы этой системы обладают разнообразным карбонатным составом, который большей частью не выдерживается по простирацию.

Нижний отдел

Сводный стратиграфический разрез отложений нижнего кембрия, составленный по данным И. П. Атласова с привлечением материалов И. Г. Николаева и В. А. Первунинского, представляется в следующем виде (снизу вверх).

1. Темные и почти черные пахучие (битуминозные) известняки, ограниченные сверху и снизу пластовыми залежами диабазов, мощность которых достигает 30—50 м. Видимая мощность толщи известняков, встреченных на р. Долусман (приток р. Ухта), по данным В. А. Первунинского, не превосходит 150 м. Известняки на этой реке перекрываются светлоокрашенными доломитами небольшой мощности, которые затем исчезают под покровом делювия. На р. Чубукулах и на мысе Чекуровка светлоокрашенные доломиты залегают в самом низу стратиграфического разреза. От них мы и продолжаем описание разреза по наблюдениям на этих участках.

2. Серые и светло-серые доломиты и доломитизированные известняки, заключающие в верхней части толщи 8—10-м горизонт белых и светло-серых, иногда желтовато-бурых кварцевых песчаников с мелкой галькой кварца и сланца. Мощность 230 м.

3. Красновато-бурые, перемежающиеся с прослоями голубоватых и зеленоватых мергели. Породы содержат остатки *Pagetiellus* sp. nov. (определение Н. Е. Чернышевой), относящиеся к верхней части разреза нижнекембрийских отложений. Мощность 40—60 м. На некоторых участках этот горизонт выпадает из разреза или уменьшается в мощности.

4. Темно-серые плотные известняки. Мощность 60 м.

5. Темно-серые слабо битуминозные известняки брекчиевидного сложения с пачками в 0,5—0,8 м битуминозных сланцев. Мощность 75 м.

К этому горизонту приурочены остатки фауны верхов нижнего кембрия (зоны *Protolenus*), найденные И. Г. Николаевым в 1933 г. ниже пос. Кумах-Сурт. Они представлены формами: *Kutorgina* sp., *Protolenus* sp. (cf. *asiaticus* Legm.), *Pagetia* sp. (определения Е. В. Лермонтовой).

6. Темно-серые, голубовато-серые и буроватые слоистые доломитизированные известняки, перемежающиеся между собой. В верхней части толщи, примерно в 70 м ниже верхней ее границы, породы брекчированы. По р. Чубукулах в верхней части толщи наблюдается пластовая интрузия диабазов. Мощность 330—350 м.

Общая мощность отложений нижнего кембрия равна 885—925 м.

Средний отдел

Отложения среднего кембрия установлены на р. Чубукулах, на м. Чекуровском и севернее пос. Кумах-Сурт. Разрез их на р. Чубукулах, согласно наблюдениям И. П. Атласова, представляется в следующем виде.

1. Серые, грубозернистые кварцитовидные песчаники с линзами конгломерата в основании. В порах песчаников обнаружены битумы. Мощность 10—20 м.

2. Пластовая интрузия диабазов. Мощность 10—15 м.

3. Красноовато-бурые мергели. Мощность 120 м.

4. Зеленоовато-серые, серые и темно-серые комковатые известняки, содержащие редкие гальки и остатки фауны трилобитов *Paradoxides* sp. и других плохо определенных форм. По определению Н. Е. Чернышевой, фауна является среднекембрийской. Мощность 75 м.

5. Красноовато-бурые и серые мергели и известняки, перемежающиеся между собой. Мощность 80 м.

6. Светло-серые плотные известняки. Видимая мощность 40 м.

Известняки этого горизонта на р. Чубукулах размыты в верхней части разреза и на них залегают породы пермского возраста.

Общая мощность отложений среднего кембрия на р. Чубукулах равна 325—340 м.

Д. С. Гантман, обработавший материал И. Г. Николаева по северо-западной части Хараулахских гор, указывает, что в темно-серых, краснооватых и зеленоватых мергелистых известняках мощностью 250 м имеется фауна среднего кембрия. Она найдена И. Г. Николаевым в 1933 г. в верховьях р. Тоопки против пос. Кумах-Сурт.

Фауна определялась Е. В. Лермонтовой. По ее заключению, из этой фауны *Bathyriscus* sp. и *Dorypyge* sp. относятся к средним горизонтам среднего кембрия, а *Anomocare* sp. nov., *Agnostus truncatus* L e r m. соответствуют зоне *Paradoxides forchhammeri*, т. е. верхним горизонтам среднего кембрия.

Верхний отдел

Отложения верхнего кембрия установлены на хребте Туора-Сись (западная цепь Хараулахских гор), где они представлены светло-зелеными известняками с пятнистым расположением песчанистого материала. Отсюда А. А. Межвилк в 1953 г. доставил остатки верхнекембрийской фауны трилобитов: *Pseudagnostus rotundatus* L e r m., *Camaraspis* ex gr. *plana* F r e b., *Kingstonia* sp., *Acidaspides* (?) sp. indet., *Pseudosaratotgia* sp., *Homagnostus obesus* (B e l t.), *Parairvingella* sp. (определения Н. Е. Чернышевой), а также брахиопод — *Uünella texana* W a l c., *Billingsella* sp. (определения О. Н. Андреевой). Видимая мощность этих отложений превышает 200 м.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

К отложениям достоверно силурийского возраста следует отнести известняки и доломиты с прослоями конгломератов, обнажающиеся на западном побережье залива Неелова, около устья р. Арангастах и на р. Атырдаах (Атырдыях) и в 40 км к северо-западу от р. Арангастах.

Взаимоотношение этих известняков с перекрывающими и подстилающими их отложениями осталось невыясненным. М. Ф. Лобанов, впервые описавший эти отложения на побережье залива Неелова, дает следующий стратиграфический разрез их (снизу вверх).

1. Конгломерат с мелкой галькой известняков, песчаников и диабазов. Мощность 2,5 м.

2. Серые брекчиевидные известняки с неопределимыми остатками фауны. Мощность 8 м.

3. Серые известняки с фауной *Palaeofavosites alveolaris* (G o l d f.) силурийского (венлокского яруса) возраста (определение Е. Д. Сошкиной). Мощность 4,5 м.

4. Черные битуминозные известняки с кварцевыми и кальцитовыми жилками. Мощность 30 м.

Мощность всей видимой части разреза силурийских отложений более 45 м.

По данным А. А. Межвилка, под горизонтом конгломератов разведочными работами «Гипроарктикпроекта» была вскрыта толща доломитов мощностью до 400 м.

На р. Атырдах, как указывает А. А. Межвилк, силурийские породы образуют элювиальную россыпь из серых доломитов и конгломератов. В доломитах найдены, по определению М. С. Жижиной, силурийские ко-

раллы *Palaeohalysites* aff. *gothlandicus* J a b e (ландовери-венлок). Мощность доломитов, по подсчетам А. А. Межвилка, равна 200 м.

Относившиеся ранее условно к силурийским отложениям известняки и мергели мыса Чекуровка, известные под названием «чекуровской формации», в свете новых данных оказались принадлежащими к среднему и, возможно, к верхнему кембрию.

А. А. Межвилк условно относит к ордовику толщу до 800 м доломитов на хребте Туора-Сись, в подстилающих породах которой были найдены остатки фауны верхнего кембрия.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Отложения девонского возраста известны только в Приморском крае Хараулахских гор и на островах дельты р. Лены (о. Американская гора и соседний с ним). Они представлены глинистыми сланцами, известняками и доломитами. Сводные стратиграфические разрезы по девонским отложениям Приморского края, составленные Александром Ивановичем Гусевым и М. Ф. Лобановым, близки между собой, но значительно отличаются от разреза, предложенного А. А. Межвилком. Мы сосредоточим свое внимание на последнем разрезе, как наиболее современном.

А. А. Межвилк, работавший в Приморском крае в 1950—1952 гг., дает следующее стратиграфическое расчленение для девонских отложений.

К среднему отделу девонской системы он относит известняки горы Ысып-Туойдах, расположенной на правом берегу Быковской протоки. Породы темно-серого цвета содержат остатки строматопор: *Stromatopora* aff. *concentrica* Gold., *Amphipora ramosa* Phill. (определения В. И. Яворского).

Последняя форма может быть отнесена к среднему девону или к низам верхнего девона. Мощность известняков среднего девона ориентировочно определяется в 200 м.

В основании разреза отложений верхнего девона залегают светлоокрашенные мелкозернистые доломиты с фауной: *Stropheodonta interstitialis* Phill., *Atrypa* ex gr. *aspera* Schl., *Cyrtina heteroclyta* Defr., *Athyris* ex gr. *concentrica* В u s h. и др. Мощность доломитов равна 150—200 м. Выше располагается толща темно-серых пелитоморфных и битуминозных известняков с фауной *Atrypa* ex gr. *reticularis* L., *Schizophoria* ex gr. *striatula* Schl., *Productella* cf. *herminae* (F r e s c h). В верхней части толщи обнаружены остатки *Hypothyridina calva* M a r k., *Lamellispirifer novosibiricus* (T o l l), *Pleurotomaria* (?) cf. *wenjukowi* N a l. и др. Мощность толщи 250 м.

Эта толща сменяется мергелями, известняками и аргиллитами серого цвета, содержащими фауну: *Schizophoria quadrangularis* Toll., *Productella sertcea* (B u c h.), *Hypothyridina* aff. *calva* M a r k., *Atrypa* ex gr. *reticularis* L., *Lamellispirifer novosibiricus* Toll., *Elytha granosa* (V e r g n.) и др. Мощность толщи 200 м.

Фауна определялась Б. П. Марковским, который относит ее к французскому ярусу.

Общая мощность отложений верхнего девона, по данным А. А. Межвилка, достигает 600—650 м, а отложений верхнего и среднего отделов суммарно около 850 м.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Отложения каменноугольной системы распространены в основном в Приморском крае Хараулахских гор, на участке между нижним течением р. Лены и ее Быковской протокой. Кроме того, отложения этого

возраста установлены в южной части Приморского края, в истоках р. Кюгююрдэх. По-видимому, этот же возраст имеют породы, слагающие о. Столб.

Сводный разрез каменноугольных отложений для северной части Хараулахских гор мы даем по А. А. Межвилку, с учетом всех поправок, внесенных им после работ 1952 г. Поправки заключаются в том, что он отнес к карбону отложения двух верхних горизонтов (алевролитов и песчаников) из выделяемой ранее толщи девонских пород. Разрез, составленный Александром Ивановичем Гусевым на правобережье р. Лены и на мысе Кириест, мы не приводим из-за отсутствия указаний на мощности его отдельных горизонтов. Этот разрез в общих чертах, за исключением некоторых деталей, сходен с разрезом, даваемым А. А. Межвилком.

По данным А. А. Межвилка, сводный стратиграфический разрез отложений нижнего карбона на правобережье р. Лены у р. Таба-Бастах представляется в следующем виде (снизу вверх).

1. Аркозовые песчаники с прослоями (до 20 см) доломитов. Мощность 110 м.
 2. Песчаники серого цвета с двумя прослоями песчанистого доломита. Мощность 35 м.
 3. Доломиты песчанистые черного цвета с *Syringopora ramulosa* Gold. Мощность 6 м.
 4. Серые мелкозернистые песчаники с хорошо сохранившимися трещинами усыхания на плоскостях наслоения. Мощность 20 м.
 5. Доломиты песчанистые и глинистые, переходящие в нижней половине разреза в доломитизированные аргиллиты. По всей пачке встречаются остатки *Syringopora ramulosa* Goldf. (определение М. С. Жижинной). Мощность 17 м.
 6. Мергели и доломитизированные известняки черного цвета. В нижней части толщи обнаружена фауна *Syringopora gracilis* Keys. (определение И. И. Горского). Мощность 28 м.
 7. Серые конгломератовидные известковистые мергели. В массе серого мергеля встречаются линзочки мергелей темно-серого цвета. Мощность 20 м. Здесь имеются остатки: *Syringopora* cf. *gracilis* Keys. (определение М. С. Жижинной, *Brachythyris* cf. *suborbicularis* Hall), *Eumetria* (?) sp. (определение А. П. Ротая).
 8. Темно-серые, почти черные доломитизированные известняки с запахом сероводорода. Мощность 50 м.
 9. Глинистые, слабо пиритизированные известняки, содержащие стяжения из черного кремня. Мощность 37 м.
- В нижней части этой толщи встречена фауна: *Syringopora* sp. (определение М. С. Жижинной), *Spirifer* cf. *suavis* Kon., *Sp.* cf. *platynotus* Well., *Sp.* cf. *tolmatshovi* Rotay, *Schizophoria* cf. *resupinata* (Mart.), *Athyris* cf. *asinuata* Lis. По заключению А. П. Ротая, фауна является нижнекаменноугольной.
10. Темно-серые известняки с неравномерными включениями кремня. Мощность 100 м. В известняках найдены кораллы *Uralinia* aff. *septata* Gorsky, *Syringopora* cf. *gracilis* Keys. (определения М. С. Жижинной) и брахиоподы: *Dictyoclostus* cf. *antiquissimus* Lis., *Linoproductus globosus* Garw., *Spirifer platynotus* Well., *Brachythyris* sp., *Dielasma ameanum* (Kon.), *Camarotoechia* sp. indet. По мнению А. П. Ротая, возраст брахиопод соответствует средней части турнейского яруса.
 11. Темно-серые и черные глинистые известняки с прослоями криноидных известняков. Мощность 90 м.

В нижней части последней пачки, помимо кораллов, встречавшихся ранее, также найдены брахиоподы: *Leptaena analoga* Phill., *Pustula pustulosus* Phill., *Dictyoclostus tenuicostatus* (Hall), *D.* cf. *burlingtonensis* (Hall), *Spirifer kontincki* Daw., *Sp.* cf. *missouriensis* Sallow. Эта фауна, по мнению А. П. Ротая, характеризует верхнюю половину турнейского яруса. В верхней части пачки встречены остатки: *Schellwienella* cf. *burlingtonensis* (Well.), *Rhipidomella* sp., *Linoproductus laevicostus* White, *Dictyoclostus* cf. *deruptus* Rom., *D. tenuicostatus* Hall, *Pustula altaica* Tolm., *Plicatifera mesoloba* (Phill.), *Leptaena analoga* Phill., *Spirifer platynotus* Well., *Sp. subgrandis* Rotay, *Sp. subcinctus* Kon., *Delthyris novomexicana* White, *Straparollus* sp., *Phillipsia* ex gr. *truncatula* Phill. По заключению А. П. Ротая, изучавшего эти брахиоподы, и Е. Е. Чернышевой, определившей трилобиты, перечисленный комплекс фауны характеризует верхнюю часть турнейского яруса.

Общая мощность отложений турнейского яруса, по данным А. А. Межвилка, составляет 515 м. Мощность отложений этого же разреза у р. Таба-Бастах, по утверждению Александра Ивановича Гусева, равна 250 м, а совместно с отложениями разреза мыса Кириест, которые А. А. Межвилк считает пермо-карбонными, достигает 500 м.

Отложения визейского яруса обнажаются на участке Быковской протоки, в 4 км выше р. Эбелях. Здесь, согласно данным А. А. Межвилка, наблюдается следующий разрез (снизу вверх).

1. Окремненные мергели, алевролиты и аргиллиты. Мощность 47—60 м.
 2. Криноидные известняки с мелкими включениями кремня. Мощность 18 м. В верхней части этого горизонта обнаружена фауна: *Dictyoclostus tomilovensis* Tolm., *D. cf. martinianus* Tolm., *D. peetzi* Tolm., *D. cf. laevicostus* White, *Camartoechia pleurodon* Phill., *Brachythyris cf. suborbicularis* (Hall.) и обломки гошпатов. А. П. Ротай относит эту фауну к нижней части визейского яруса.
 3. Глинистые сланцы и мелкозернистые песчаники в нижней части разреза окремненные. Мощность 22 м.
- Общая мощность визейских отложений в районе Быковской протоки достигает 87—100 м.

Общая мощность отложений всего нижнего карбона равна 600—610 м.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Пермской системе принадлежат как отложения, условно относимые к сакмарскому ярусу, так и фаунистически охарактеризованные породы, содержащие остатки фауны от артинского века вплоть до верхнепермской эпохи.

Нижний отдел

К сакмарскому ярусу нижней перми условно отнесены нерасчлененные отложения, расположенные в стратиграфическом разрезе между фаунистически охарактеризованными породами нижнего карбона и нижней перми. В одних местах в них встречаются остатки смешанной фауны из представителей каменноугольного и пермского периодов, в других — они не содержат никакой фауны. Эти отложения установлены в приосевой части хребта Орулган и Хараулахских гор. В первом районе они являются немymi, но располагаются под породами с фауной артинского яруса, во втором же районе заключают остатки смешанной фауны и перекрываются также артинскими слоями.

Сводный разрез отложений сакмарского (?) яруса, относимых ранее к пермо-карбону, на хребте Орулган, по данным И. П. Атласова и других исследователей, представляется в следующем виде. Он начинается темно-серыми, часто черными глинистыми сланцами с очень незначительными прослойками темно-серого, плотного мелкозернистого песчаника. Цементом песчаников является вторичный кварц и карбонат. В породах органических остатков не обнаружено. Видимая мощность свиты сколо 1000 м. Она установлена в сводовой части наиболее глубоко срезанной антиклинальной структуры на участке рр. Большой Оболычан—Джелон. Выше залегает свита из чередующихся пластов темно-серых глинистых алевропелитовых сланцев и темно-серых плотных песчаных и алевроитовых сланцев. Последние резко выделяются среди глинистых, создавая полосчатую текстуру. Породы в значительной степени ороговикованы. В песчаниках, помимо обычных кварца, полевых шпатов и карбонатных минералов, встречаются черное пелитоморфное вещество (графит?) и чешуйки серицита. Мощность 1000 м. Их сменяют темно-серые сильно рассланцованные глинистые сланцы с характерными прослойками пепельно-серого плотного мелкозернистого кварцевого песчаника. Обнаружены остатки мшанок плохой сохранности. Мощность 1100 м. Отнесение этих отложений к сакмарскому ярусу основывается

на том, что породы вышележащей свиты содержат фауну аргинского яруса нижней перми.

Отложения сакмарского яруса (?) в северной части Приморского края Хараулахских гор охарактеризованы смешанной пермо-карбоневой фауной. Мощность их здесь значительно меньше, чем на хребте Орулган.

По данным А. А. Межвилка, они слагаются конгломератовой и сланцевой свитами.

Конгломератовая свита, породы которой пользуются развитием на побережье Быковской протоки и на р. Лене у мыса Кириест, сложена грубообломочными конгломератами, переслаивающимися с песчаниками и алевролитами. В цементе конгломератов, в обломках и отчасти в гальке были найдены остатки фауны кораллов и брахиопод. Среди кораллов М. С. Жижина определила: *Lithostrotion portlocki* M. E d w. et H a i m e (визе-намюр), *Mesofavosites* sp., *Favosites* ex gr. *gothlandicus* L a m. (силур), а из брахиопод А. П. Ротаем были определены: *Pustula* sp. nov. *Dictyoclostus* aff. *peetzi* T o l m, и др. нижнекаменноугольного возраста. Однако вся эта фауна, находящаяся во вторичном залегании, возраста отложений не определяет. Мощность конгломератовой свиты у мыса Кириест равна 310 м.

В южном и юго-восточном направлениях конгломератовая свита фациально замещается атырдахской свитой. Она залегает на размытой поверхности девонских и нижнекаменноугольных отложений. Размыв хорошо фиксируется на мысе Кириест, где отложения атырдахской свиты замещаются породами, состоящими из грубообломочного материала, образующими вышеописанную конгломератовую свиту. Атырдахская свита сложена песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами, с значительной примесью карбонатов в виде мелких обломков и цемента. Фауна в атырдахской свите не обнаружена. Возраст конгломератовой и атырдахской свит А. А. Межвилк предположительно считает среднекаменноугольным на основании того, что из фауны, встреченной в конгломератах, наиболее молодыми формами являются представители визейского века. Однако этот довод нельзя считать обоснованным. Здесь, по-видимому, так же как и в Восточном Верхоянье, средний карбон отсутствует, а атырдахская свита скорее всего относится к верхнему карбону или к сакмарскому ярусу нижней перми. Мощность отложений атырдахской свиты на р. Атырдах равна 350 м, на р. Лене выше р. Таба-Бастах — 255 м.

Впоследствии в 1954 г. А. А. Межвилк обе указанные свиты объединил в атырдахскую свиту.

Вышележащая сланцевая (тиксинская) свита, распространяющаяся к северу и северо-востоку от р. Кёнгдей, слагает две почти параллельные полосы северо-западного простирания. Она залегает на отложениях атырдахской свиты, а также и на породах конгломератовой свиты на мысе Кириест. Сложена сланцевая свита в основном глинистыми сланцами с редкими и обычно тонкими прослоями песчаников, алевролитов и мергелей. Прослой последних приурочены главным образом к верхней половине разреза свиты. Мергели встречены на р. Лене выше р. Таба-Бастах. Они содержат обильную фауну, среди которой были определены брахиоподы: *Dictyoclostus* cf. *inflatus* M. C h e s n., *Chonetipustula* cf. *ferganensis* J a p., *Marginifera* ? sp., *Spirifer* cf. *incrassatus* E i c h w., *Sp.* cf. *pesas-sicus* T o l m., *Sp.* ex gr. *striatus* M a r t. и другие формы, позволяющие, по мнению А. П. Ротая, установить возраст отложений не ближе чем визе—нижняя пермь. Основываясь на литологических признаках сланцевой свиты, сходных с отложениями нижней перми, он склонен относить сланцевую свиту к сакмарскому ярусу.

В этих же отложениях была встречена микрофауна: *Ammodiscus* cf. *priscus* Raus., *Brunsia pulchra* Mikh., *Glomospira* cf. *duplex* Cushman. А. А. Войцеховская, изучавшая эту фауну, считает возраст ее не моложе нижнего карбона. Неопределенность возраста отложений сланцевой свиты, заключающей фауну от карбона до нижней перми. А. А. Межвилк объясняет переотложением остатков более древней фауны за счет размыва нижележащих отложений. Мощность пород сланцевой свиты, по данным А. А. Межвилка, у устья р. Лены равна 900 м, на правом берегу р. Лены, в 19—22 км от устья около 650 м и на берегу Быковской протоки 900 м. В своей последней обобщающей работе за 1954 г. А. А. Межвилк сланцевую свиту переименовал в «тиксинскую», максимальная мощность которой равна 850 м.

Фаунистически охарактеризованные пермские отложения, представленные песчаносланцевыми породами, известны как на хребте Орулган, так и в Хараулахских горах. До 1950 г. в Северном Верхоянье было доказано присутствие только фаунистически охарактеризованных пород нижней перми, верхняя же пермь выделялась отдельными исследователями условно. В настоящее время произведенные в Хараулахских горах новые находки фауны позволяют с большей определенностью говорить о наличии там отложений верхней перми.

Сводный стратиграфический разрез пермских отложений хребта Орулган, по работам И. Л. Атласова и других исследователей, начиная с артинского яруса, схематично представляется в следующем виде.

1. Темно-серые тонколистоватые глинистые сланцы с конкрециями алевритового состава. Среди сланцев наблюдаются редкие простои тонкозернистого песчаника кварц-полевошпатового состава. В породах встречены остатки фауны: *Chonetes* cf. *granulifera* Owen, *Ch.* cf. *omolonensis* Lich., *Belerophon* sp. на р. Омолго и *Productus verchoyanicus* Fred. на р. Судендолкан. По заключению О. Л. Эйнора, перечисленные формы являются пермскими, *Productus verchoyanicus* Fred., по мнению Д. Ф. Масленникова, характеризует эти отложения уже как нижнепермские — артинские.

На восточном склоне хребта Орулган, на рр. Тарахле и Учахов, также была обнаружена нижнепермская фауна: *Marginifera peregrina* Fred., *Linoproductus ussuricus* (Fred.), *L. vladivostokensis* (Fred.), *L. aagardi* Toula. (определения Г. Фредерикса).

К югу количество песчанистого материала в отложениях увеличивается, и глинистые сланцы приобретают подчиненное значение, сохраняясь в нижней части свиты. Здесь мощность свиты 1200—1500 м.

2. Темно-серые плотные мелкозернистые песчаники с прослоями глинистых сланцев. Выше залегают тонкозернистые тонкоплитчатые песчаники, сменяющиеся темно-серыми среднезернистыми песчаниками с прослоями глинистых сланцев, а затем слоистыми песчаниками и песчанистыми сланцами с остатками обильной флоры. На рр. Сенче и Колонде среди отпечатков листьев и стеблей и обломков стволов обнаружены: *Angaropteridium cardiopteroides* (Schwed.) Lah., *Zamiopteris* (?) sp., *Noeggerathiopsis* (?) sp. нижнепермского возраста (определения Н. А. Шведова). В бассейне р. Тарахла, на восточном склоне хребта Орулган, были найдены отпечатки листьев, близких к *Asterocalamites scrobiculatus* Schloth. (определения В. Д. Принада). Мощность свиты от 1500 до 2000 м.

3. Чередование пачек песчаников и глинистых сланцев. Песчаники плотные темно-серые мелкозернистые кварц-полевошпатового состава. Сланцы черные глинистые. В районе верхнего течения р. Собопол в свите были встречены осветленные разновидности алевропелитовых сланцев. С этой свитой связаны пластовые кварц-карбонатные жилы, содержащие сульфаты (гипс, ангидрит). Видимая мощность 400 м. Общая мощность

отложений нижней перми, начиная с сакмарского яруса, достигает 6500—6900 м.

Сводный разрез пермских отложений для южной части Хараулахских гор, по исследованиям И. Г. Николаева, представляется в следующем виде.

1. Черные глинистые сланцы, часто переслаивающиеся с охристо-серыми песчаниками и песчанистыми известняками, содержащими остатки фауны плохой сохранности.

2. Черные, частично филлитизированные углистоглинистые песчанистые сланцы с подчиненными прослоями песчаников, лишенных фаунистических остатков, за исключением редких скоплений криноидей и спирифер.

3. Темно-серые сланцы и песчаники с отпечатками *Noeggerathiopsis* sp. и *Liebea* sp.

Общая мощность нижнепермских отложений 1200 м.

Наиболее полно пермские отложения изучены в северной части Хараулахских гор. Богатый фаунистический материал, собранный А. А. Межвилком в 1952—1953 гг. в районе Приморского края, согласно определениям М. В. Куликова, позволяет выделить отложения обоих отделов пермской системы.

Нижнепермские отложения в Приморском крае залегают на тиксинской (сланцевой) свите, по-видимому, со стратиграфическим несогласием. В пределах хребта Туора-Сись они лежат на размытых горизонтах нижнепалеозойских пород.

Разрез этих отложений, составленный А. А. Межвилком по обнажениям правого берега р. Лены, в 19—22 км от устья, следующий (снизу вверх).

1. Темно-серые мелкозернистые глинистые песчаники, содержащие внизу мелкогалечный конгломерат из гальки песчаников и сланцев. Мощность 51 м.

2. Серые мелкозернистые песчаники с известковистым цементом, переходящие вверх по разрезу, начиная после 45 м от основания толщи, в черные однородные алевролиты. Мощность 112 м.

3. Глинистые сланцы с подчиненными прослоями алевролитов и песчаников. В нижней части толщи встречаются редкая галька песчаников, а также остатки фауны: *Spiriferella borealis* Fred., *Linoproductus* cf. *aagardi* (Toula), *Pleurotomaria* sp. Мощность 113 м.

4. Алевролиты с пластами песчаников и глинистых сланцев. Среди них имеется один прослой конгломерата мощностью 0,25 м. Последний состоит из гальки песчаников размером до 12 см. в поперечнике. В цементе конгломератов найдены обломки криноидей и гастропод. Мощность 138 м.

5. Глинистые сланцы с тонкими пластами аркозовых песчаников, заключающими фауну: *Chonetes brama* Fred., *Productus verchoyanicus* Fred., *Cancrinella cancrini* (Verg.), *Athyris* sp. Мощность 371 м.

6. Глинистые сланцы с тонкими прослоями аркозовых песчаников и с фауной: *Productus verchoyanicus* Fred., *P. pseudoyacuticus* Kul. (in litt.), *Chonetes brama* Fred., *Rhynchopora* cf. *lobjaensis* Tolm. Мощность 190 м.

7. Глинистые сланцы, переходящие кверху в глинистые песчаники, содержащие фауну *Productus verchoyanicus* Fred. Мощность 37 м.

8. Аркозовые песчаники, переслаивающиеся с глинистыми сланцами. В средней части толщи в песчаниках встречена фауна *Spirifer subfasciger* Lich. Мощность 368 м.

Общая мощность отложений нижней перми на правобережье низовьев р. Лены равна 1384 м. Видимая мощность нижнепермских пород на о. Тас-Ары достигает 171 м, на хребте Туора-Сись 250 м. Весь разрез нижней перми А. А. Межвилк впоследствии выделил под названием «верхоянской свиты».

Верхний отдел

Верхнепермские отложения установлены на небольших площадях в юго-западной части Приморского края и на хребте Туора-Сись. В первом районе они залегают в синклиналих складках, а во втором слагают крылья большой синклинали, расположенной в центре хребта Туора-Сись. Разрез верхнепермских отложений по правому берегу р. Лены, ни-

же устья р. Суобуль, по данным А. А. Межвилка, в обобщенном виде является следующим (снизу вверх).

1. Глинистые сланцы, перемежающиеся с известковистыми песчаниками. Мощность отдельных пластов пород колеблется от 0,1 до 2,5 м. Общая мощность толщи 85 м.

2. Песчаники с прослоями конгломератов, галька в которых состоит из глинистых сланцев. Мощность 10 м.

3. Глинистые сланцы, перемежающиеся с алевролитами и песчаниками. Мощность 126 м.

4. Светло-серые крупнозернистые песчаники, разделенные прослоем глинистых сланцев. Мощность 22 м.

5. Тонкослоистые среднезернистые песчаники, переслаивающиеся с глинистыми сланцами. Мощность 19 м.

6. Глинистые сланцы и песчаники, переслаивающиеся между собой. В средней части толщи имеется три прослоя ракушечника с *Kolytia inoceramiformis* Lich, *Kolytia* sp. nov. Мощность 33 м.

7. Глинистые сланцы с двумя пластинами (0,5 м) мелкозернистых песчаников, содержащих битую ракушу. В основании залегает пласт среднезернистых песчаников с *Kolytia* sp. nov., *K. inoceramiformis* Lich. Мощность 32 м.

8. Песчаники крупнозернистые с редкой галькой глинистых сланцев. Мощность 15 м.

Общая мощность этих отложений равна 342 м.

По мнению А. А. Межвилка, мощность верхнепермских отложений, выделяемых им в хараулахскую свиту, должна быть 1100 м.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Породы триасового возраста развиты в пределах хребта Орулган и Хараулахских гор. В центральных частях хребта Орулган и Хараулахских гор триасовые отложения залегают на пермских породах с угловым несогласием, но на западной окраине складчатой зоны и в пределах хребта Туора-Сись только со стратиграфическим перерывом. Находки фауны позволяют констатировать наличие здесь отложений всех трех отделов триаса.

Наиболее надежно охарактеризованы фауной отложения триаса только в северной части описываемого района, тогда как в его южной части, где мощности триасовых пород значительно больше, фаунистический материал почти отсутствует.

Обобщенный стратиграфический разрез триасовых отложений хребта Орулган представляется в следующем виде.

Согласно данным А. П. Иванова, отложения нижнего триаса на восточном склоне хребта Орулган начинаются мелкогалечным конгломератом, заключающим гальки жильного кварца, песчаника и глинистого сланца. Выше конгломераты сменяются сначала песчаниками с прослоями глинистых сланцев, а затем песчаниками с горизонтами известняков мощностью до 12 м и пластинами конгломератов мощностью до 4 м. В песчаниках, переслаивающихся с известняками, и в конгломератах р. Кискадару-Угунуимта (приток р. Джабды) была найдена нижнетриасовая фауна *Hedenstroemia* aff. *hedenstroemi* (Кеуэс.), *Myalina schamaerae* Bitt. (определения Л. Д. Кипарисовой). Выше залегают окварцованные песчаники с подчиненными сланцами, которые, по-видимому, относятся уже к среднему триасу. Мощность отложений нижнего и, вероятно, среднего триаса для восточного склона хребта Орулган достигает 2000 м.

На западном склоне хребта Орулган, согласно исследованиям И. П. Атласова, к нижнему триасу условно относится толща серых и темно-серых известковистых песчаников, переходящих в песчанистые известняки в верхнем течении р. Ногары. Верхняя часть этой толщи характеризуется развитием темно-серых глинистых сланцев, переслаивающихся с известковистыми песчаниками. В аналогичных отложениях по

р. Сеймчан (приток р. Бегиджан) Ф. А. Головачевым была найдена фауна *Hedenstroemia* sp. indet. (определение Л. Д. Кипарисовой). Мощность нижнетриасовых отложений на западном склоне хребта Орулган равна 1800 м.

Отложения среднего триаса на хребте Орулган выделены условно. Они представлены песчано-глинистыми породами, которые, по данным И. П. Атласова, в северо-западной части хребта расчленяются на три свиты.

Породы первой свиты обнажаются в северной и северо-западной частях хребта Орулган, где они трансгрессивно, но без видимого углового несогласия залегают на нижнетриасовых отложениях. К этой свите относятся темно-серые кварцевые песчаники с прослоями темно-серых глинистых сланцев, причем последние играют подчиненную роль. Кластический материал в песчаниках представлен кварцем, кислым плагиоклазом, турмалином, калиевым полевым шпатом, реже, альбитом и обломками кислых жильных и эффузивных пород. Новообразованными минералами являются карбонат, кварц и биотит. Палеонтологических остатков в этой свите не найдено. Мощность свиты 1100—1200 м.

Вторая свита залегает на первой свите согласно. В ее состав входят темно-серые, почти черные глинистые сланцы с подчиненными мелкозернистыми песчаниками и алевролитами. Сланцы сильно кливажированы. Кластический материал песчаников образован кварцем, альбитизированным плагиоклазом, калиевым шпатом, апатитом и обломками серицитизированных сланцев и хлоритизированных кислых эффузивных пород. Мощность свиты 1000 м.

Породы третьей свиты наблюдаются по рр. Нергеляндже, Кенде, Джарджану в крупной синклинальной складке. Они постепенно сменяют подстилающие отложения второй свиты. Свита состоит из темных глинистых сланцев, переходящих в алевролитовые и песчаные сланцы, с редкими прослоями тонкозернистых песчаников. К северу количество песчанистого материала увеличивается, и около р. Джарджан соответственно возрастает значение песчаных пластов. Кластический материал в песчаниках представлен кварцем, кислым плагиоклазом и единичными зернами турмалина, сфена, циркона, а также обломками кислых эффузивов и глинистых сланцев. Новообразованными минералами являются кварц, карбонат, серицит, мусковит, хлорит, пирит и тальк. В метаморфизованных песчаниках этой свиты на р. Джарджан была найдена плохо сохранившаяся фауна брахиопод, гастропод и пелеципод, которая по своему облику, по мнению Л. Д. Кипарисовой, сходна с фауной триаса. На р. Кенде в отложениях описываемой свиты Ф. Л. Инешиным были встречены остатки *Encrinurus lilliiiformis* Mill., формы, характерной для триаса. Мощность свиты около 900 м.

Общая мощность отложений среднего триаса и, вероятно, части верхнего триаса достигает 3000—3200 м, а, включая отложения нижнего отдела, она составляет около 4900 м. Однако есть основание полагать, что мощность отложений нижнего триаса несколько завышена, и общая мощность триасовых пород вряд ли превысит 4000 м.

Стратиграфический разрез триасовых отложений в южной части Хараулахских гор, по работам И. Г. Николаева, представляется в следующем виде. В основании их залегают серые конгломератовидные и брекчиевидные грауваккового состава частью кварцитовидные песчаники, переслаивающиеся с черными углито-глинистыми сланцами. Последние содержат конкреции пирита и стяжения с остатками фауны цератитов *Prospiringites czekanowskii* Mojs. (определение Л. Д. Кипарисовой) нижнего триаса (Омолойский район). Выше появляются песчаники с подчиненными прослоями черных сланцев, при этом в песчаниках наблюдаются крупные линзовидные известковистые стяжения с обильной фау-

ной анизийского яруса среднего триаса. Фауна, собранная с р. Кучугуй-Баки (правый приток р. Улахан-Баки), представлена: *Hungarites* ex gr. *solimani* Toulal, *H.* ex gr. *triformis* Mojs., *Parapopanoceras torelli* Mojs., *Arctoceras* sp. nov., *Danubites* (?) *borealis* Kirat., *Hollandites* (?) *nikolaevi* Kirat., *Gervillia exporrecta* Leps., *Mytilus* (?) ex gr. *eduliformis* Schloth., *Lingula polaris* Lundgr. (определения Л. Д. Кипарисовой). Самая верхняя часть разреза слагается темно-серыми песчанистыми сланцами с веретенообразной отдельностью, иногда содержащими растительный детрит. Видимая мощность всей толщи 400—450 м. Выше наблюдается перерыв в отложениях.

К верхнему триасу относятся темно-серые сланцы и песчаники с прослоями конгломератов мощностью до 2 м. Последние содержат гальку кварцитов, кварцевых порфиров и пестрых яшмовидных роговиков, заключающих фауну *Pseudomonotis scutiformis* var. *typica* Kirat., являющейся руководящей формой для верхних горизонтов карнийского яруса (определение Л. Д. Кипарисовой). Мощность 20—25 м.

Выше располагаются темные зеленовато-серые песчаники, перемежающиеся с темно-серыми и ржаво-бурыми песчанистыми сланцами, содержащими конкреции марказита и пирита и остатки фауны *Halobia* sp., *Pecten* sp. В темно-зеленых песчаниках имеются прослои и линзы известковистого песчаника, в которых обычны скопления остатков пелециподы *Trigonodus serianus* Rag. По заключению Л. Д. Кипарисовой, фауна указывает на верхний триас. Вверху этой толщи наблюдаются пласты зеленоватых тонкозернистых песчаников с отпечатками офиур (р. Деляна), а в самом верху ее располагается горизонт серых кварцитовидных грубозернистых песчаников с грубыми растительными отпечатками (ствололами) крайне плохой сохранности, сменяющийся темно-серыми глинистыми песчаниками. Мощность 200—250 м.

Таким образом, в южной и юго-западной частях Хараулахских гор мощность отложений нижнего и среднего триаса больше 400—450 м, а верхнего триаса не меньше 220—250 м.

В северной части Хараулахских гор отложения верхнего триаса не сохранились. Здесь верхи среднетриасовых отложений также размыты.

Согласно исследованиям Александра Ивановича Гусева и В. Е. Савицкого, на правом берегу р. Кёнгдай обнажаются отложения нижнего и среднего отделов триасовой системы. К нижнему триасу относится толща, имеющая следующий разрез (снизу вверх).

1. Зеленовато-серые песчаники с тремя прослоями мелкогалечных конгломератов. Мощность 5 м.

2. Глинистые сланцы и алевролиты с прослоями тонкозернистых песчаников. Вверху среди алевролитов встречается много известковистых конкреций, содержащих фауну *Sibirites* (?) sp. indet. Мощность 180 м.

3. Зеленовато-серые песчаники, песчано-глинистые и глинистые сланцы, перемежающиеся между собой. В средней части разреза обнаружены остатки: *Hungarites* aff. *involutus* Kirat., *Czecanowskites* (?) sp., *Myophoria laevigata* Ziet., *Gervillia* ex gr. *exporrecta* Leps., *Lingula* sp. indet. Мощность 50 м.

4. Пачка зеленовато-серых песчаников, чередующихся с песчано-глинистыми сланцами. В верхней части горизонта песчаники содержат *Parapopanoceras* sp., *Atractites* (?) sp. indet. Мощность 34 м.

Перечисленная фауна, по заключению Л. Д. Кипарисовой, имеет нижнетриасовый возраст. Фауна из второго и третьего горизонтов, по мнению Л. Д. Кипарисовой, не противоречит этому заключению, но в то же время здесь встречены и формы анизийского яруса. Таким образом, провести границу между отложениями нижнего и среднего отделов триаса в пачке переслаивающихся песчаников и сланцев трудно, а поэтому границу между отложениями этих двух отделов оставляем согласно данным авторов счета.

Помимо перечисленной фауны, в этих же отложениях А. А. Межвилком были найдены на р. Кинээс-Юрэге остатки *Xenaspis* aff. *karpinski*

Mojs. и на междуречье Согуру-Буруустаах и Юесээнги-Келюйэлээх *Xenaspis demokidowi* Кираг., *X. cf. karpinskii* Mojs., которые указывают на нижнетриасовый возраст. Общая мощность нижнетриасовых отложений 270—280 м.

Среднетриасовые отложения начинаются темно-серыми глинистыми сланцами, перемежающимися с темно-серыми и зеленовато-серыми аркозовыми песчаниками. В средней части горизонта в глинистых сланцах встречается много конкреций известковистых алевролитов с *Parapopanoceras cf. torelli* Mojs., *P. (Amphipopanoceras?)* sp. nov., *Myophoria laevigata* Ziet., *Gervillia (?) arctica* Кираг. Мощность 205 м. Выше следуют темно-серые и зеленоватые песчаники и алевролиты, переходящие вверх по разрезу в глинистые сланцы. В этой толще много конкреций с *Hungarites tetragonus* Vojn., *H. aff. probus* Кираг., *H. cf. triformis* Mojs., *Ussurites* sp., *Parapopanoceras* sp., *P. (Amphipopanoceras)* sp., *Myophortopsis gregaroides* Phill. Мощность 25 м. Фауна из этих толщ, по мнению Л. Д. Кипарисовой, относится к анизийскому ярусу среднего триаса. Видимая мощность этих отложений 230 м. Общая мощность отложений нижнего и среднего отделов триаса 500—510 м.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Юрские морские отложения в Северном Верхоянье имели, по-видимому, весьма широкое распространение, но впоследствии подверглись размыву. Это подтверждается находками фауны в разных, изолированных друг от друга местах как на восточном, так и на западном склонах Верхоянского хребта, принадлежащих часто к одним и тем же стратиграфическим горизонтам.

Наибольшим распространением юрские породы пользуются на западной окраине Верхоянского хребта, т. е. по восточной периферии Приленской равнины.

На хребте Орулган юрские породы представлены довольно однообразными песчаниками с подчиненным количеством прослоев глинистого сланца и, реже, линз конгломерата. Согласно найденной фауне, здесь имеются отложения нижнего и среднего отделов юрской системы.

Нижнеюрские отложения были установлены на западном склоне хребта. Здесь, по данным И. П. Атласова, нижнеюрские отложения разделяются на две свиты. Первая свита слагается кварц-полевошпатовыми песчаниками и глинистыми сланцами, причем последние играют подчиненную роль. Мощность пачек глинистых сланцев уменьшается с 15 до 4 м (снизу вверх по разрезу). В нижней части этой свиты, на р. Дотоланджа, обнаружен горизонт плотных буровато-серых песчаников с фауной гастропод *Pleuroiomaria singularis* Sieb. (определение Н. А. Беляевского) среднего лейаса, а в верхней части свиты, на р. Сета, имеются песчаники с черными включениями, состоящими из крошки сланцев или обуглившегося растительного детрита. Мощность отложений первой свиты на р. Сета достигает 1000 м.

Вторая свита, также выделенная на р. Сета, согласно залегает на породах нижележащей свиты. Она слагается глинистыми сланцами с подчиненным количеством прослоев песчаника, среди которого встречаются пятнистые песчаники, аналогичные песчаникам первой свиты. Фауны здесь не было найдено и вполне возможно, что верхняя половина разреза свиты или даже вся она в целом окажется принадлежащей к средней юре. Мощность отложений этой свиты на р. Сета около 800 м.

В бассейне р. Собопол песчаники второй свиты содержат растительный детрит, а на левобережье этой реки Ф. А. Головачев обнаружил в верхней части свиты совместно с обрывками растений остатки фауны крупных иноцерам.

На восточном склоне хребта Орулган, на левом берегу р. Тумара, А. П. Ивановым была найдена фауна верхнего лейаса, представленная *Eumorphotts marchaensis* Petr. (определение Г. Т. Петровой).

Среднеюрские отложения на хребте Орулган имеют более широкое распространение, чем нижнеюрские породы. Фаунистически охарактеризованные отложения средней юры встречены на западном склоне хребта на рр. Нергелянджа, Джарджан и Сенча. Фауна с р. Сенча принадлежит ааленскому ярусу, а с рр. Джарджан и Сенча — к батскому. Принадлежность фауны, обнаруженной на рр. Няллу, Джелон (Саккырырский), Хобол и других реках восточного склона хребта, к юрскому периоду в настоящее время ставится под сомнение ввиду неполноценности собранных ее остатков.

Породы, относящиеся к ааленскому ярусу, на западном склоне хребта Орулган (р. Сенча) представлены темно-серыми, иногда с зеленоватым оттенком, кварц-полевошпатовыми песчаниками с маломощным горизонтом конгломерата в основании разреза и с прослоями розовато-оливковых глинистых сланцев в более верхних частях разреза. Над ними лежат плотные, мелкозернистые песчаники с прослоями песчано-глинистых и глинистых сланцев. В этих песчаниках встречается фауна аалена: *Tancredia subtilis* L a h., *Inoceramus ambiguus* E i c h w., *I. cf. formosulus* V o g., *I. sp. (cf. scorochodi)* V o g., *I. cf. rhomboides* V o g. (определения Н. А. Беляевского).

Отложения батского яруса на р. Сенча представлены серыми, иногда с зеленоватым оттенком, кварц-полевошпатовыми песчаниками с маломощными прослоями глинистых сланцев. Кластический материал песчаников характеризуется в основном обломками кварца, микроклина, плагиоклаза (альбит-олигоклаз) и единичными зернами эпидота, биотита, рудного минерала, циркона, апатита, мусковита, хлорита, турмалина и, редко, амфибола. Собранные на р. Сенча в этих отложениях фауна состоит из следующих форм: *Inoceramus cf. retrorsus* K e y s., *I. cf. ussuriensis* V o g., *I. porrectus* E i c h w., *I. formosulus* V o g., *Pleurotomaria aff. brevilli* E. D e s l. Она является, по мнению Н. А. Беляевского, верхне-батской.

Мощность отложений средней юры по р. Сенча достигает 1500—1600 м, тогда как мощность отложений нижней и средней юры на р. Собопол равна приблизительно 2500 м.

Нужно отметить, что свита песчаников с растительным детритом, обнажающаяся на правобережье р. Собопол, И. П. Атласовым и другими исследователями ранее относилась в целом к нижней юре. Но находка Ф. А. Головачевым фауны иночерам, вероятно среднеюрского возраста, сверху этой свиты на левобережье р. Собопол (р. Бегиджян), требует пересмотра возраста свиты. По-видимому, в ее составе имеются не только нижнеюрские, но и частично среднеюрские отложения. Верхнеюрские отложения на хребте Орулган не установлены.

В северной части Хараулахских гор, севернее р. Чубукулах, юрские отложения не сохранились, за исключением хребта Туора-Сись. На западном склоне хребта Туора-Сись, между пос. Кумах-Сурт и Булун, работами последних лет было подтверждено наличие отложений всех трех отделов юрской системы. Разрез юрских отложений на этом участке, по данным И. П. Атласова и Е. С. Лаптинской, представляется в следующем виде.

К нижнему и среднему отделам юрской системы относятся слоистые сланцы и уплотненные аргиллиты, заключающие прослои и линзы конгломератов. Последние встречаются внизу толщи. Они состоят из мелкой гальки различных песчаников и глинистых сланцев. Мощность толщи колеблется от 150 до 180 м. В нижней части толщи И. П. Атласовым были найдены остатки фауны *Pseudomonotis zai* B o d u l. (р. Хо-

тогу-Юрях), *Cardinia* sp. indet. (южная часть Чекуровского мыса), относящиеся к нижней юре (среднему и верхнему лейасу). Выше по разрезу встречены остатки *Inoceramus* cf. *eximius* Eichw. (нижнее течение р. Буотор), указывающие как на нижнюю, так и среднюю юру и, наконец, еще выше по разрезу были собраны остатки *Inoceramus* cf. *porrectus* Eichw., *I. retrorsus* Keys. (правый берег р. Лены, ниже р. Керемьюсь), *I. lucifer* Eichw., *Rhynchonella* sp. indet. (нижнее течение р. Чубукулах), определяющие возраст вмещающих пород как верхи средней юры. Фауна определена В. И. Бодылевским.

В верхней части разреза этой толщи (последние 80 м), обнажающейся на южной оконечности Чекуровского мыса и состоящей из аргиллитов с шаровыми стяжениями, Е. С. Лаптинской в 1952 г. была найдена фауна верхнего бата: *Arctocephalites kiguilachensis* Vor. (in litt.), *Inoceramus* cf. *lucifer* Eichw., *Pleuromya goldfussi* Roll. Фауна определена Н. С. Воронец и Е. С. Лаптинской. Выше располагаются серые кварцевые песчаники с обрывками плохо сохранившейся флоры. В средней части разреза они содержат прослой алевролитов. Фауна в этой толще не найдена. Мощность 175 м. Их сменяют серые плотные мелкозернистые песчаники с шаровыми стяжениями. В песчаниках Е. С. Лаптинской обнаружена фауна верхних горизонтов верхнего бата: *Inoceramus tongusensis* Lan., *I. aff. ambiguus* Eichw., *I. cf. eximius* Eichw., *Belemnites* sp. indet. Мощность 40 м. Потом появляются песчаники, переслаивающиеся с алевролитами. Фауны в них не найдено, и эти песчаники, имеющие мощность 80 м, условно отнесены к среднеюрскому возрасту. Общая мощность отложений нижней и средней юры на данном участке колеблется от 445 до 475 м.

Верхнему отделу юрской системы принадлежит пачка темно-серых алевролитов с конкрециями известковистого алевролита. Последние имеют размеры от 10 до 20 см в диаметре. Алевролиты залегают без стратиграфического перерыва на толще среднеюрских песчаников, переслаивающихся с алевролитами. Мощность 40 м. В этих отложениях Е. С. Лаптинской были собраны остатки фауны нижнего келловоя: *Arcticoceras* sp. indet., *I. tongusensis* Lah., *Pleuromya unioides* Roem., *P. elongata* Ag., *Buretomya cardisoides* Vor., *B. cf. tzaregradskii* Vor., *Modiola* sp. indet., *Belemnites* sp. indet. (определения Н. С. Воронец и Е. С. Лаптинской).

На мысе Чуча, в 7 км к северу от пос. Булуна, Е. С. Лаптинской был установлен наиболее полный разрез отложений верхней юры, представленный в следующем виде (снизу вверх):

1. Темно-серые алевролиты. Фауны в них не встречено. Мощность 11 м.
2. Темно-серые, неслоистые песчаники с ожелезненными конкрециями. Встреченные в песчаниках и конкрециях остатки *Cadoceras giganticum* Vor. (in litt), *C. subcatostoma* Jmley (in litt.), *Pleuromya decuttata* Phill. указывают на их нижнекелловейский возраст. Мощность 4 м.
3. Темно-серые алевролиты. Среди алевролитов обнаружены остатки *Cardioceras* cf. *cordatum* (Sow.), которые характерны для нижнего оксфорда. Мощность 8 м.
4. Темно-серые алевролиты с шаровыми конкрециями и прослоями аргиллитов вверху. Здесь обнаружены остатки *Aucella lindstroemi* Sok. (в нижней части пачки), *A. pallasi* Keys., *A. orbicularis* Huatt. (в верхней части пачки). Фауна не позволяет расчленить эту пачку алевролитов, так как встреченные ауцеллы имеют большое вертикальное распространение — от верхнего оксфорда до нижневолжского яруса включительно, а другой фауны, уточняющей возраст отложений, не выявлено. Поэтому пачка алевролитов с фауной ауцелл отнесена к верхнеоксфордскому — нижневолжскому ярусам. Мощность 28 м.

На о-ве Тас-Ары юрские отложения, по данным А. А. Межвилка, имеют следующий разрез.

Нижнеюрские отложения представлены однородными глинисто-алевролитовыми породами с редкими линзами мергелей. В последних была встречена фауна *Harpax* (?) sp. Вверху разреза наблюдалась редкая фауна: *Harpax* (?) sp. (cf. *terquemi* Desl.), *Eumorphotis* sp. indet.,

Inoceramus (?) sp. indet. По мнению Н. С. Воронца, фауна *Harpax* характерна для среднего лейаса, а *Eumorphotis* — распространяется ниже верхнего лейаса. Ориентировочная мощность отложений нижней юры близка к 300—350 м.

Среднеюрские отложения состоят из алевролитов и песчаников. Среди последних были встречены редкие и плохой сохранности: *Inoceramus* sp. cf. *porrectus* Eichw., *Cranoccephalites* (?) sp. indet., *Belemnites* sp. indet. По мнению Н. С. Воронца, перечисленная фауна характеризует отложения средней юры, возможно, верхи батского яруса. Мощность среднеюрских пород достигает 100 м. Общая мощность юрских отложений на о. Тас-Ары равна 400—450 м.

В северо-восточной части Северного Верхоянья, на междуречье Хараулах и Омолой, отложения юрской системы занимают небольшое пространство. Они были описаны еще в конце тридцатых годов И. Г. Николаевым в комплексе нерасчлененных отложений совместно с меловыми осадками. И. Г. Николаев не указывает на присутствие меловой фауны, а из морской фауны, по его данным, наиболее достоверной формой пока является только *Inoceramus retrorsus* Keys.

Породы юрской системы северо-восточной части Северного Верхоянья мало чем отличаются от синхронных им отложений западной и южной частей хребта. Они также представлены в основном песчаниками с подчиненным количеством глинистых сланцев. В нижней части разреза, сложенной песчаниками и песчано-глинистыми сланцами, были встречены растительные отпечатки из хвощевых. Выше залегают литологически близкие породы, но содержащие остатки морской фауны плохой сохранности. На р. Арга-Юрях в линзах известковистых песчаников была найдена фауна, близкая к *Inoceramus retrorsus* Keys. (определения Н. С. Воронца), относящаяся к средней юре. Верхние горизонты песчано-сланцевой толщи И. Г. Николаев условно относил к меловой системе. Мощность юрских и меловых отложений на восточном склоне Хараулахских гор не установлена.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Меловые отложения распространены в основном на западной окраине Северного Верхоянья. Они как бы обрамляют складчатую область на границе с Ленским прогибом. В хребте Орулган и в Хараулахских горах меловые отложения сохранились только на отдельных участках в синклинальных складках на западном и восточном склонах.

Еще в 1938 г. И. Г. Николаев высказал мнение о том, что в северо-восточной части Хараулахских гор, на водоразделе рр. Хараулах и Омолой, должны быть породы мелового возраста среди нерасчлененных отложений юрской и меловой систем. Однако находок фауны из этих мест он не приводит. Фауна мелового возраста ранее была обнаружена К. А. Воллосовичем в верховьях р. Чубукулах, И. Г. Николаевым совместно с А. И. Ракитовым — на р. Ыарысах и В. М. Лазуркиным — на р. Мянтэй (правом притоке р. Эбетэм).

Меловые отложения в районе Северного Верхоянья представлены в основном морской, и, отчасти, угленосной фациями, причем последние главным образом развиты в пределах Приленской равнины. Отложения мелового возраста, сохранившиеся от размыва на окраинах северо-западной части Верхоянского хребта, согласно обнаруженным в них остаткам фауны и флоры, относятся к нижнему отделу.

Отложения нижней части нижнего отдела, принадлежащие нижнему и среднему валанжину, представлены морскими осадками. Они обрамляют с запада Верхоянский хребет, протягиваясь узкой полосой от Оленекской протоки до р. Джарджан. Далее к югу морские отложения, по видимому, фациально замещаются угленосными и прослеживаются вдоль

границы юрских пород. Угленосная толща на севере занимает более высокое стратиграфическое положение по отношению к морским образованиям.

Разрез нижнемеловых отложений наиболее полно изучен на побережье р. Лены в Булунском районе. Здесь мы его приводим по данным П. И. Глушинского, Ю. Г. Гора и И. М. Мигая в обобщенном виде.

Морские меловые отложения этими геологами выделены в хаиргасскую свиту. Она залегает на отложениях юры, по-видимому, со стратиграфическим перерывом, но с видимым согласием.

В сложении хаиргасской свиты принимают участие темно-серые слоистые алевролиты мощностью 40 м. В нижней части пачки собрана фауна: *Aucella fischeriana* O r b. var., *A. volgensis* L a h., *A. lahuseni* P a v l., *A. cf. surensis* P a v l., *Pleuromya cf. uralensis* O r b., относящиеся, по мнению Н. С. Воронец, к нижнему валанжину; а сверху найдены: *Tollia tolli* P a v l., *Aucella fischeriana* O r b. var., *A. okensis* P a v l., *A. cf. terebratuloides* L a h., *Phylloceras* sp. и неопределимые остатки аммонитов и белемнитов. Н. С. Воронец считает, что эти отложения следует отнести к нижнему валанжину, в частности к зоне *Tollia*. Их сменяют серые и светло-серые песчаники с прослоями темно-серых мелкозернистых песчаников и алевролитов, мощность 200 м. Из этих отложений собраны: *Aucella keyserlingi* L a h., *A. crassa* P a v l., *A. inflata* (T o u l a) L a h., *A. volgensis* L a h., *A. okensis* P a v l., *A. terebratuloides* L a h., *Rhynchonella grossecostata* L a h., (non E i c h w.). Эту фауну Н. С. Воронец относит к среднему валанжину. Далее там следуют серые крупнозернистые и среднезернистые песчаники с линзовидными прослоями (до 2 м) конгломератов. Мощность 20—25 м. Галька в конгломератах представлена исключительно алевролитами. На поверхности наслоения песчаников наблюдаются волноприбойные знаки. В цементе нижней, наиболее мощной, линзы конгломерата найдена уже встречавшаяся фауна ацелл нижнего валанжина. В песчаниках, вмещающих линзы конгломерата, собраны остатки: *Aucella crassicolitis* K e y s., *A. crassicolitis* var. *brasiliensis* W i t h e, *A. sublaevis* K e y s., которые, по мнению Н. С. Воронец, позволяют принимать возраст песчаников как верхи среднего валанжина и, возможно, низы верхнего валанжина. Разрез свиты заканчивают серые средне- и мелкозернистые песчаники с прослоями мелкозернистых темных песчаников и алевролитов. Мощность 60 м. Для песчаников характерна мелкая косая слоистость и присутствие, наряду с фауной, растительных отпечатков. Из найденной в этом горизонте фауны, помимо уже встречавшихся форм, установлена *Aucella sibirica* S o k. По мнению Н. С. Воронец, данные отложения принадлежат верхам среднего валанжина и, возможно, самым низам верхнего валанжина. Общая мощность отложений хаиргасской свиты около 320—325 м.

На хребте Туора-Сись отложения валанжина имеют наибольшую для рассматриваемой территории мощность, достигающую 620 м. Однако эта мощность является неполной, так как верхние горизонты отложений размыты.

Выше морских отложений залегают породы угленосной серии, которая подробно охарактеризована в разделе, касающемся Ленского передового прогиба. Здесь же только укажем, что эти отложения по степени углефикации и отчасти по литологии делятся на три толщи: ленскую, возраст которой на основании фауны и флоры определяется с верхнего валанжина до альба, оленекскую, занимающую стратиграфическое положения между нижним и верхним отделами меловой системы, и вилуйскую толщу, состоящую из аграфеновской, чиримийской и линдынской свит, относящуюся на основании данных флористических остатков к верхам верхнего мела. Впоследствии В. А. Вахромеев и

Ю. М. Пушаровский аграфеновскую и чиримийскую свиты объединили в тимердахскую свиту.

В верхоянской складчатой области отложениям угленосной толщи, по-видимому, соответствуют морские слои. На развитие средневаланджских морских отложений на р. Мянтьэ (верховья р. Эбетем) указывает фауна *Aucella tolmatschowii* Sok. и *A. uncioides* Pav., обнаруженная В. М. Лазуркиным.

ТРЕТИЧНАЯ СИСТЕМА

Третичные отложения, охарактеризованные отпечатками флоры, установлены только в северной части Хараулахских гор. Они встречены по правобережью Быковской протоки, на восточном берегу бухты Тикси, губы Буор-Хайа, а также в долине р. Кёнгей.

По правобережью Быковской протоки и на восточном берегу бухты Тикси (р. Сого) третичные отложения, по данным М. Ф. Лобанова, слагаются двумя угленосными свитами: нижней (быковской) и верхней (согинской).

Нижняя угленосная (быковская) свита на Быковской протоке начинается горизонтом буровато-серых слабо уплотненных мелкозернистых песчаников, содержащих тонкие линзочки углестого вещества. Выше лежат темно-серые глинистые и углесто-глинистые сланцы с редкими прослоями песчаника, мощность которых увеличивается вверх по разрезу от 3 до 22 м. Среди глинистых и углесто-глинистых сланцев встречено несколько прослоев и пластов угля, три из которых имеют мощности 0,75, 1,2 и 1,7 м. Верхняя часть разреза нижней угленосной свиты сложена серыми песчано-глинистыми и глинистыми сланцами с прослойками угля мощностью от 0,1 до 0,6 м. В темно-серых глинистых сланцах, залегающих в кровле первого пласта угля, встречена обильная флора, относящаяся к верхам верхнего мела и нижнетретичному времени. Она представлена следующими видами: *Taxodium dubium* (Sternb.) Heer, *Alnus* sp., *Trochodendroides arcticus* (Heer) Berry, *T. richardsonii* (Heer) Krysh., *T. smilacifolius* (Newb.) Krysh., *Arundo pseudogoepertii* Berry, *Quercus platania* Heer, *Betula macrophylla* Heer, *Protophyllum multinerve* Iesq., *Sequoia langsdorfii* (Brongn.) Heer, *Taxites olrikii* Heer, *Menispermites septentrionalis* Hollick, *Vitis islandica* Heer. (определение Т. Н. Байковской). В другом месте также в глинистых сланцах были дополнительно обнаружены: *Glyptostrobus europeus* (Brongn.) Heer, *Equisetum arcticum* Heer (определение И. В. Палибина). Общая мощность этой свиты составляет 400 м.

Верхняя угленосная (согинская) свита наиболее полно развита в районе бухты Тикси на р. Сого. Она образована глинистыми сланцами и пластичными глинами. Последние характеризуются светлой окраской (от светло-серой до белой), иногда слоистостью. В них изредка встречаются тонкие прослои конгломератов. Породы содержат два пласта бурого угля мощностью 5 и 19 м. В темно-серых глинистых сланцах и в кровле наиболее мощного пласта угля была встречена перечисленная ниже третичная флора: *Arundo pseudogoepertii* Berry, *Taxodium dubium* (Sternb.) Heer, *Ulmus borealis* Heer, *Populus richardsonii* Heer, *Betula prisca* Ett., *Carpinus grandis* Heer, *Corylus kenaiana* Hollick (*mac'quarrii* Forbes), *Juglans juglandiformis* (Sternb.) Giebel, *Glyptostrobus europeus* (Brongn.) Unger, *Zelkova ungeri* Kov., *Equisetum arcticum* Heer. (определение И. В. Палибина). Мощность свиты на р. Сого равна 140—150 м.

На Быковской протоке отложения этой свиты представлены глинистыми сланцами с прослойками угля непромышленной мощности. Мощ-

ность верхней угленосной свиты на Быковской протоке достигает 180 м.

Третичные флоры, собранные из обеих свит, близки друг к другу, но тем не менее разделяются некоторым промежутком времени.

По мнению И. В. Палибина, виды *Corylus kenaina* Hollick (*macquarii* Forbes), *Juglans juglandiformis* (Sternb.) Giebel характерны для кенайских отложений Аляски. Он подчеркивает также близость третичных ископаемых растений Хараулахских гор с нижнеэоценовой флорой оз. Тастах. Т. Н. Байковская, изучавшая флору с Быковской протоки, склонна относить возраст ее к самым низам третичного периода или даже к верхнемеловой эпохе. Т. Н. Байковская указывает, что часто встречающиеся представители рода *Trochodendroides* типичны для цагайской свиты бассейна р. Амур, содержащей флору датского яруса. Характерными формами для верхнего мела, по ее заключению, являются также *Protophyllum* и *Menispermities septentrionalis*. Однако содержащиеся в этом же горизонте *Taxites olrikii* и *Quercus platania*, типичные для арктического палеогена, а также представители более молодой флоры *Alnus* sp., *Betula macrophylla*, *Vitis islandica* Неег дали М. Ф. Лобанову основание отнести указанные отложения к нижнетретичной эпохе. Третичные отложения с р. Кенгдей, изучавшиеся Александром Ивановичем Гусевым, В. Е. Савицким, и А. А. Межвилком, представлены белыми и сургутно-красными, иногда пластичными, глинами, а также белыми кварцевыми песками с подчиненным количеством прослоев сидеритового песчаника. К глинам приурочены пласты и тонкие прослой бурого угля. Отдельные горизонты глин характеризуются присутствием конкреций. В этих отложениях найдена палеогеновая флора. Мощность их на р. Кенгдей, по данным Александра Ивановича Гусева и В. Е. Савицкого, равна 200 м, а по материалам А. А. Межвилка она достигает 1300—1400 м. Ввиду спорности вопроса о действительной мощности третичных отложений на р. Кенгдей, впредь до проведения более детальных работ, нами она принимается равной 200 м, так как стоит ближе к мощностям отложений районов Быковской протоки и бухты Тикси (р. Сого). На р. Кенгдей отложения третичной эпохи были встречены преимущественно в долине реки и, судя по взаимоотношению с подстилающими кембрийскими, нижнепермскими, верхнепермскими и триасовыми породами, они лежат на них несогласно и на отдельных участках, вероятно, контактируют по сбросовому нарушению.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Отложения четвертичного времени пользуются в исследуемом районе очень широким развитием, но до настоящего времени они специально изучению не подвергались, хотя описывались во всех геологических отчетах.

Отложения четвертичной эпохи по генетическим признакам могут быть разделены на четыре группы: 1) ледниковые и флювиогляциальные, 2) аллювиальные, 3) озерно-болотные и 4) элювиально-делювиальные.

Ледниковые и флювиогляциальные отложения приурочены как к горным цепям Верхоянского хребта, так и к его западному и восточному предгорным районам, в частности к восточному краю Приленской равнины. Отчетливо выраженные широкие ледниковые долины, в пределах которых сохранились боковые и донная морены, расчленяют горный массив на отдельные гряды. Морены наблюдались только на отдельных участках этих долин (рр. Налдын, Кенде, Судондолкан), но особенно хорошо и полно они представлены на выходе долин из гор (рр. Ссбопол, Судендолкан, Сенча, Джарджан). Флювиогляциальные отложения встречены в восточной части Приленской равнины (р. Суден-

долкан, Собопол и др.). Они представлены глинами, тонкозернистым песком с примесью глин и отдельных валунов и галек. Эти отложения перекрывают холмы, сложенные коренными породами мелового возраста. Мощность флювиогляциальных отложений достигает нескольких десятков метров.

Несмотря на яркие признаки древнего оледенения в пределах хребта Орулган и в южной части Хараулахских гор, нельзя сказать ничего определенного в отношении проявления ледниковой деятельности для северной части Хараулахских гор. Там не встречено явных признаков древнего оледенения, а поэтому исследователи стоят на двух противоположных точках зрения. Одни из них считают вероятным наличие древнего оледенения в этой части Верхоянского хребта, тогда как другие отрицают подобную возможность.

Аллювиальные отложения пользуются наиболее широким развитием из всех перечисленных генетических групп. Особенно широко они развиты на Приморской равнине и в придельтовой части р. Лены, где наряду с озерно-болотными образованиями слагают массу островов.

Разрез четвертичных отложений Приморской равнины (включая дельту р. Лены и п-ов Буор-Хайа), состоящих из аллювиальных и озерно-болотных образований, согласно работам Александра Ивановича Гусева за 1951—1953 гг., представляется в следующем виде.

Древнечетвертичные отложения пользуются большим распространением в Приморской равнине. Ими слагается побережье губы Буор-Хайа и наиболее крупные острова дельты рр. Лены и Оленек. Они залегают непосредственно на кварцевых песках, охарактеризованных морскими третичными, жгутиковыми и диатомовыми водорослями и спикулями морских губок. Вверх по разрезу третичные диатомовые водоросли исчезают и их заменяют четвертичные формы, свойственные холодным пресноводным водоемам. Континентальные фации этих отложений в долине р. Омолуй и на о. Сардаах-Хайа, в дельте р. Лены, представлены песчано-галечниковыми образованиями с остатками древесины и плодами *Juglans cinerea* L. *fossilis* (определения А. Н. Криштофовича). Выше по разрезу в тех же отложениях присутствуют линзы и прослои слабо лигнитизированной древесины и шишками: *Picea wollosowiczii* S u k., *P. obtovata* L a b. (*fossilis*), *Larix sibirica* L d b. (*fossilis*), *Pinus monticola* D. D o n. Шишки: *Pinus monticola* D. D o n., *Picea wollosowiczii* S u k., *Larix* ex gr. *sibirica* L d b. (*fossilis*) были собраны К. А. Воллосовичем из отложений высокой террасы нижнего течения р. Омолуй, представленных песками с массой погребенных стволов деревьев. Изучение флоры производил В. И. Сукачев.

Среднечетвертичные отложения на о-вах Харданг и Эбэ-Баса (в дельте р. Лены) залегают на частично размывтых подстилающих породах. Они начинаются аллювиальными галечниками с обломками слегка минерализованной или лигнитизированной древесины. Вверх по разрезу галечники обогащаются песком, содержащим остатки диатомовых водорослей: *Navicula*, *Stephanodiscus astrea* var. *minutulus* (K ü t z.) G r u p. В других местах галечники замещаются серыми мелкозернистыми песками, постепенно переходящими вверх по разрезу в темно-серые песчаные глины и заключающими указанные выше формы диатомовых водорослей.

Верхнечетвертичные отложения представлены нижним горизонтом торфяника, перекрывающими его песками и мамонтовым горизонтом. Последний, в свою очередь, состоит из верхнего горизонта торфяника, костного слоя и льдов ископаемых наледей. Нижний горизонт торфяника слагается в основном сфагновыми мхами. Как правило, торфяник является песчанистым, при высыхании длинноволокнистым и рыхлым. Здесь диатомовые водоросли представлены холодолюбивыми пресноводными формами. В ряде мест торфяники мощностью 4—6 м представляют

собой образования низинных болот или зарастающих водоемов. В этих торфяниках обнаружена пыльца: *Alnus*, *Betula*, *Corylus*, *Artemisia*, *Leguminosae* и споры: *Polypodiaceae*, *Bryales*, *Sphagnum*. В отдельных случаях сфагновые хвощи содержат маломощный прослой песчано-галечного и глинистого материала с пресноводными диатомовыми водорослями.

Горизонт нижних торфяников всюду перекрыт серыми тонкозернистыми кварцевыми песками, часто с тонкими линзочками илистого материала, придающего породе синеватый оттенок. В породах наблюдается незначительная примесь растительного детрита. Для песков характерна косая слоистость и послойное окрашивание окислами железа. Мощность песков равна 8—12 м. Пески перекрываются верхним торфяником, залегающим в основании мамонтового горизонта. Торф песчанистый, при высыхании рыхлый, длинноволокнистый. В нем встречены ветки кустарников, а также пыльца. Последняя представлена: *Picea* — 3%, *Pinus* (*Diploxylon*) — 13%, *Pinus* (*Haploxylon*) — 2%, *Betula* — 6%, *Alnus* — 3%, *Salix* — 1%. Среди спор были выделены: *Bryales* — 38%, *Lycopodium* — 4%, *Polypodiaceae* — 3—5%, *Sphagnum* — 6%. Встречаются также споры и пыльца дочетвертичных растений — *Coniferae* — 10% и *Podocarpus* — 1%, по-видимому, в переотложенном состоянии. В торфянике установлены ископаемые льды в виде клиньев в морозобойных трещинах.

Выше по разрезу залегает костеносный слой, представленный озерно-болотными суглинками с костями и скелетами мамонтов. Мощность суглинков от 0,5 до 6 м.

Самым верхним членом стратиграфического разреза новочетвертичных отложений является торф мощностью от 0,1 до 2,5 м, содержащий споры и пыльцу, аналогичные предшествующему горизонту торфа, а также пыльцу: *Quercus* — 4%, *Ericaceae* — 8%, *Myriophyllum* — 4%. Данный растительный покров является общим для костеносного слоя и массивных ископаемых льдов, которые залегают в депрессионных частях Приморской равнины на размытых нижележащих слоях и представляют собой погребенные наледы.

А. И. Гусев считает, что торфяники, подстилающие костеносный слой, образовались во время зырянского оледенения, когда Приморская равнина не покрывалась льдами.

Современные четвертичные отложения в дельте р. Лены слагают три террасы, имеющие абсолютные отметки 2—5, 6—8 и 12—15 м. В большинстве случаев все террасы сложены песчанистым тонкослоистым торфом, характерным для низинных болот тундрового типа.

Начало формирования Приморской равнины А. И. Гусев относит к плиоцену.

Озерно-болотные отложения, хотя и пользуются большим распространением в районе, но самостоятельного значения не имеют. Они накапливались почти на всех древних аккумулятивных террасах. Иногда они перекрыты аллювиальными отложениями. Эти отложения продолжают образовываться и в настоящее время. Озерно-болотные отложения в основном представлены илами и торфом, пласты которого встречаются на многих террасах, достигая мощности 7,5 м и более (р. Менгкере). Торф обычно содержит большое количество ила, но отдельные пласты характеризуются небольшой минеральной примесью и малой зольностью. Особенно широко распространены торфяники в дельтовой части р. Лены. Гораздо реже встречаются озерные пески (оз. Улахан-Кюель). Они имеют хорошую сортировку зерен и неясную слоистость и, вероятно, связаны с древними озерами типа стариц. Мощность песков достигает 12 м и более.

Элювиально-делювиальные образования распространены как в горной области, так и на водоразделах равнин. Делювиальные отложения развиты в пределах горной области. Большая часть склонов гор хребта Орулган и Хараулахских гор покрыта крупными осыпями, состоящими

из остроугольных глыб и плит палеозойских и мезозойских пород. Они занимают иногда довольно обширные площади у склонов крутых гор, скрывая под собой коренные обнажения пород.

ВУЛКАНИЗМ

Магматические породы в северной части Верхоянского хребта встречаются среди отложений кембрия, девона, карбона, перми, триаса и третичного периода. Они являются производными главным образом основной магмы и принадлежат к габбро-диабазовой группе пород. Большая часть из них относится к интрузивным образованиям и очень незначительная к эффузивным.

Породы кислого ряда в коренном залегании установлены только на мысе Святой Нос и на хребте Кулар, если не считать Эчийского гранодиоритового массива, расположенного южнее описываемого района, приблизительно на широте 66°. Все эти интрузии, представленные гранодиоритами и гранитами, синхронны. Они образовались в послепермское время, вероятно, в меловом периоде. В самое последнее время (1956 г.) в южной части Хараулахских гор А. П. Ивановым были обнаружены пластовые интрузии пород типа кварцевых порфиров, залегающих среди пермских отложений.

Гранитоидные породы были встречены также на р. Дотохонджа в виде грубообломочной оскольчатой дресвы, сцементированной вторичным кварцем, а гранодиориты на — р. Ана-Эмяксин (приток верхнего течения р. Джардчжан) в небольшой глыбовой россыпи.

Граниты р. Дотохонджа относятся к разрушающемуся массиву допермского (вероятно докембрийского) возраста, а породы с р. Ана-Эмяксин являются жильными образованиями по-видимому, послепермского времени.

Геологическими исследованиями установлено также, что внедрение основной магмы в осадочную толщу происходило периодически, начиная от нижнего кембрия и кончая третичным периодом, причем за это время, по крайней мере два раза, а именно во второй половине триаса или начале юры и во второй половине третичного периода, магма изливалась на поверхность, образуя покровы базальтов. Среди основных интрузий большим распространением пользуются пластовые формы тел, дислоцированные одинаково с осадочными образованиями, что позволяет сделать вывод о внедрении их до начала деформаций вмещающих пород. Наряду с пластовыми формами интрузий в достаточно большом количестве встречаются также и секущие тела в виде даек.

К магматическим породам, связанным с докембрийским циклом тектогенеза, условно относятся катаклазированные граниты р. Дотохонджа. Они встречены в виде неокатанных глыб на западной окраине хребта Орулган, в поле развития нижнепермских пород. Порода представляет собой аггломерат резко колеблющихся по размерам зерен главных ингредиентов гранита: кварца, полевых шпатов и мусковита. Зерна этих минералов совершенно не окатаны, угловаты, имеют прихотливые очертания и сцементированы кварцем. На отдельных участках кварц находится в первичном сростании с указанными минералами. Наряду с этими минералами и обломками гранита, в породе встречаются очень мелкие галечки кварцитов и кремнистых сланцев. Пермские же породы нигде на этом участке не проявляют признаков контактового метаморфизма. Ф. А. Головачев, описавший эту породу, относит ее к залегающему *in situ* погребенному элювию гранита допермского возраста. Нижняя возрастная граница этих гранитов неизвестна. Вполне возможно, что они окажутся докембрийскими, так как других допермских гранитов, за исключением докембрийских, в близ лежащих районах неизвестно.

К магматическим породам, связанным с каледонским циклом тектогенеза, относятся сильно метаморфизованные миндалекаменные диабазы нижнего кембрия с р. Чубукулах. Они встречены в виде частично размытого пластового тела среди нижнекембрийских отложений. На их размытой поверхности в базальных конгломератах среднекембрийского возраста была найдена галька из этих же диабазов.

Миндалекаменные диабазы обладают офитовой структурой и миндалекаменной текстурой. Они подверглись сильному изменению, выразившемуся в замещении цветного минерала хлоритом, идингситом, частично серпентином и кальцитом, а плагиоклазы — хлоритом, кальцитом и пелитоморфной массой. Вторичные минералы образуют спутанно-волоконистый агрегат, в котором, помимо перечисленных, встречаются биотит и соссурит. Отдельные участки породы насыщены титаномагнетитом, который замещается по краям лейкоксеном. Макро- и микропоры в породе в форме миндалин выполнены опало-халцедоновым материалом.

К этой же группе магматических пород, вероятно, относится часть пластовых залежей мыса Чекуровского на левобережье р. Лены и на хребте Туора-Сись. Эти породы залегают среди кембрийских отложений.

Магматические породы, связанные с герцинским циклом тектогенеза, представлены плагиоклазовыми порфиритами, диабазами и кварцевыми диабазами, слагающими пластовые интрузии и их подводящие каналы. Они залегают среди девонских, каменноугольных и пермских пород Приморского края. Мощность пластовых интрузий достигает нескольких десятков метров. Они дислоцированы в складки одинаково с вмещающими осадочными породами. Среди триасовых отложений интрузий там не встречено. Ранее выделявшиеся среди девонских отложений Быковской протоки покровы диабазовых порфиритов в настоящее время рассматриваются как интрузии, образованные в предпфальцскую фазу герцинского цикла тектогенеза. Среди обломочного материала конгломератовой (атырдахской) свиты, относящейся условно к верхней половине каменноугольной системы или нижней перми, аналогичных магматических пород не обнаружено. А. А. Межвилк выделяет среди данной группы пород диабазовые порфириты, диабазы и кварцевые диабазы.

Диабазовые порфириты слагают эндоконтактовую часть даек диабазов. Они обычно карбонатизированы. Основная масса породы сложена микролитами плагиоклаза и стеклом, по которому развиваются карбонаты. На фоне основной массы наблюдаются крупные порфиридные выделения (до 0,5 мм) кристаллов плагиоклаза.

Диабазы обладают порфиридной структурой породы с долеритовой структурой ее основной массы. Порода слагается в основном зернами плагиоклаза и моноклинного пироксена. Последний располагается между лейстовидными зернами первого минерала. На отдельных участках наблюдаются значительные скопления хлорита и рудного минерала, который обычно рассеян в мелких зернах по всей породе. Плагиоклаз, как правило, соссуритизирован. В метаморфизованных породах основная масса ее представлена агрегатом зерен хлорита, карбоната и соссурита. В миндалевидных дибазях миндалины выполнены хлоритом и окаймлены эпидотом.

Кварцевые дибазы отличаются от порфиридных диабазов офитовой структурой и присутствием в породе кварца (в количестве до 7%), а также роговой обманки и эпидота. К этой же группе магматических пород, появившихся во время герцинского тектогенеза, относится дайка порфира р. Ыт-Юрях, образование которой, по-видимому, следует связать со складчатостью, происшедшей на границе преми и триаса (пфальцская фаза).

Дайка имеет широтное простирание при протяженности около 5—6 км. Она слагается серо-зеленой сильно рассланцованной кристаллически-зернистой породой с крупными выделениями фенокристаллов.

Последние представлены альбитом или кварцем, но чаще всего они замещаются карбонатом. Мелкозернистая основная масса, обладающая микрогранитовой структурой, слагается кварцем, серицитом, хлоритом, рудным минералом и часто альбитом. В качестве аксессуарных минералов присутствуют цоизит и апатит. Возраст Ыт-Юряхской интрузии, вопреки ранее существовавшему мнению, по-видимому, следует считать более молодым, чем описанных выше диабазов, кварцевых диабазов и диабазовых порфиритов, образовавшихся в доскладчатый период.

К этому же циклу магматизма, возможно, следует отнести пока еще не изученные пластовые интрузии пород типа кварцевых порфиров. Последние, как об этом уже говорилось, были встречены А. П. Ивановым в большом количестве среди пермских пород в бассейнах Бегюке и Саханджа. Подобные интрузии не были обнаружены среди триасовых отложений, а наоборот, в них встречаются обломки каких-то кварцевых порфиров, возможно, принадлежащих к указанным интрузиям. В среднеюрских отложениях по р. Бегиджан также были обнаружены гальки из кислых эффузивов, описанных Ф. А. Головачевым под названием кварцевых кератофиров.

Магматические образования, связанные с альпийским циклом тектогенеза, представлены более широким комплексом пород. К ним относятся пластовые интрузии и их подводящие каналы хребта Орулган, слагающиеся диабазовыми порфиритами, кварцевыми диабазами и габбро-диабазами. Интрузии залегают среди триасовых (среднетриасовых?) отложений и отсутствуют среди юрских. Таким образом, возраст их определяется интервалом средний триас — юра.

Диабазовые порфириты встречены в валунах на рр. Джарджан, Джанхан и др. Структура их порфировидная с тонкоофитовой основной массой. Вкрапленники размером от 0,5 до 2 мм представлены хлоритом, развитым по амфиболу, в массе которого сохранились реликты авгита и обыкновенной роговой обманки. Основная масса породы нацело замещена вторичными минералами, представленными агрегатом зерен эпидота, цоизита, кальцита, актинолита, лейкоксена, кварца, хлорита и лимонита. В массе вторичных минералов различаются контуры лейст плагиоклаза и прямоугольники рудного минерала.

Кварцевые диабазы установлены в бассейнах рр. Керек, Нергеленджа, Налдын, Джарджан. Они слагают пластовые тела. Для них характерны пойкилоофитовая и порфировидная офитовая структуры. В минералогическом составе их участвуют моноклинный пироксен, плагиоклазы, амфибол, который окаймляет зерна пироксена, кварц (не более 5—8%), выполняющий промежутки между лейстами плагиоклаза. Из аксессуарных минералов встречаются сфен, апатит и рудный минерал, а из вторичных — амфибол, сосюрит, хлорит, серицит, эпидот, клиноцоизит, кварц, кальцит и лейкоксен.

Кварцевые габбро-диабазы встречены в бассейне р. Нергелянджа. Они слагают дайку мощностью 3 м, секущую песчано-глинистые породы среднего триаса. Для них характерно и крупнозернистое строение и темный, почти черный цвет. Порода полнокристаллическая с офитовой структурой. Минералогический состав ее представлен: плагиоклазом (до 45%), нацело сосюритизированным, авгитом (от 25 до 45%), обыкновенной роговой обманкой (до 10%). В промежутках между кристаллами описываемых минералов развиваются микропегматитовые прорастания калиевонатрового полевого шпата и кварца.

Миндалекаменные базальты (палеобазальты) левобережья р. Собопол (юго-западная часть хребта Орулган) распространены на небольшой площади вблизи юрских пород, но взаимоотношение их с последними осталось невыясненным. Косвенные данные позволяют предположить, что отложения юры моложе базальтов. Ф. А. Головачев, наблюдавший

эти базальты (палеобазальты) в поле, высказывает предположение, что они являются покровной частью развитых на хребте Орулган секущих тел диабазов, которые в свою очередь представляют собой корни этих эффузивов.

Внешне базальты характеризуются зеленовато-черной окраской, тонко- и мелкозернистым сложением с характерной миндалекаменной текстурой. Структура породы изменяется от интерсертальной до офитовой и пойкилоофитовой. Стекло в свежем виде сохраняется очень редко, обычно оно полностью замещается тонкочешуйчатым агрегатом хлорита. Главными компонентами базальтов являются плагиоклаз и авгит. Первый представлен лабрадором. Он обычно бесцветен и прозрачен. Авгит также почти бесцветен с бледно-бурым оттенком. Он часто содержит пойкилитовые вроски плагиоклазов. Кроме этих минералов, в породе присутствует магнетит. Из вторичных минералов большим развитием пользуется кальцит и хлорит, которые, помимо нахождения их в основной массе породы, заполняют миндалины. Из-за наблюдающегося в базальтах почти полного преобразования стекла Ф. А. Головачев склонен считать их «палеотипными». Возраст базальтов предъюрский. Аналогичные базальты были обнаружены А. П. Ивановым в 1956 г. по р. Унгуохтах, где покров базальтов залегает между триасовыми и юрскими породами.

Возраст гранитов и гранодиоритов Западного Верхоянья (Эчийский массив), хребта Кулар и района мыса Святой Нос считается меловым, как, по-видимому, и жильных гранодиоритов р. Ана-Эмяксин (приток р. Джарджан) на хребте Орулган, несущих сульфидное оруденение. Более точное возрастное положение этих интрузий не установлено. Вероятно, они обусловлены одной из последних складчатостей (верхнекимерийской или ларамийской). Гранодиориты Эчийского массива приурочены к водоразделу рр. Эчия и Бынтай, за пределами описываемой территории, и рассмотрению здесь не подлежат. Укажем лишь на их состав. Это плотные серые породы порфиридной структуры, состоящие главным образом из кислого плагиоклаза, кварца, биотита. В качестве аксессуария наиболее часто присутствует апатит. С гранодиоритами Эчийского массива связаны жилы пегматита и аплита.

На хребте Кулар граниты обнажаются в нескольких местах, из которых в пределы описываемой территории входит только один наиболее северный массив. По данным Ю. И. Серпухова, это светло-серые, среднезернистые граниты, обладающие гнейсовидной текстурой у западного контакта массива с триасовыми породами и массивной текстурой в его остальных частях. Минералогический состав гранитов в основном представлен кварцем, ортоклазом, кислым плагиоклазом (альбит-олигоклаз), биотитом и мусковитом. Возраст интрузий принимается меловым по аналогии с другими кислыми интрузиями Верхоянской складчатой области.

В районе мыса Святой Нос еще К. А. Воллосовичем было установлено семь выходов гранодиоритов. Он считал, что эти граниты являются палеозойскими или даже более древними, но впоследствии оказалось, что в районе развиты только мезозойские (юрские?) осадочные образования, и интрузии, прорывающие эти породы, могут быть отнесены по возрасту к меловым (послеюрским). Б. М. Куплетский, изучавший магматические породы, характеризует их как светло-серые, мелкозернистые, а иногда крупнозернистые, порфиридные граниты и гранодиориты. Они состоят из ортоклаза, кислого плагиоклаза, кварца, амфибола и биотита. Иногда в породе присутствует моноклинный пироксен и рудный минерал. Из аксессуарных минералов встречается циркон и апатит. В районе интрузий развиты жильные породы, представленные кварц-диоритовыми порфирами, кварцевыми порфирами др.

Гранодиориты р. Ана-Эмяксин (приток р. Джарджан) были встречены в виде россыпи из глыб в делювии среди пермских пород. Структура породы гипидиоморфнозернистая и гранофировая. Минералогиче-

ский состав их следующий: кислый плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц. Из аксессуарных минералов присутствуют апатит, гематит и сфен, а из вторичных — хлорит. Гранодиориты относятся условно к постюрским образованиям на основании проявления в них мышьякового оруденения, характерного для постюрских гранодиоритов Западного Верхоянья, а также генетической связи их с кварцевыми гидротермальными жилами, секущими юрские осадочные породы.

К альпийским образованиям относятся витробазальты бассейна р. Сого. Продукты разрушения витробазальтов не установлены в третичных терригенных отложениях, но имеются в рыхлых породах четвертичного времени. Витробазальты, по-видимому, появились во второй половине третичного периода, когда происходили радиальные движения, вызвавшие крупные разломы в осадочных толщах. Витробазальты наблюдались в виде каменной россыпи на р. Сого, имеющей длину до 100 м и ширину 10 м. Макроскопически витробазальты напоминают шлак или зеленовато-серую туфобрекцию, с включением угловатых обломков сланца и песчаника. Размеры включений варьируют от 0,5 до 15—20 мм.

Возможно, в эту же магматическую фазу образовались базальты района мыса Святой Нос, которые геологами треста «Дальстрой» относятся к мелу. Нам кажется, что поскольку эти эффузивы перекрывают меловые граниты, как указывает К. А. Воллосович, то возраст их должен быть значительно моложе интрузии и скорее всего, одинаков с витробазальтами р. Сого.

В северной части Верхоянской складчатой области достаточно широко распространены кварцевые и кварцево-карбонатные жилы. Они образовались в результате выполнения трещин, имеющих различное направление и генезис, гидротермальными растворами. Выделяются пластовые и секущие жилы. Кварцевые и кварцево-карбонатные жилы секут дислоцированные среднеюрские породы на хребте Орулган, а в северной части Хараулахских гор (Приморском кряже) — среднетриасовые осадочные породы.

Основная часть трещин, вмещающих гидротермальные жилы, появилась в результате как растяжения масс, так и радиальных движений, наступивших вскоре после магматических проявлений, сопровождавших одну из последних фаз складчатости и давших целый ряд кислых интрузий в Западном Верхоянье, на хребте Кулар и в районе мыса Святой Нос. Породообразующими минералами в кварцево-карбонатных жилах являются кварц, кальцит, сидерит, реже, анкерит, серицит, хлорит и очень редко адуляр, рутил и барит (?). Кварцево-карбонатные жилы несут сульфидное оруденение.

Контактные околожилные изменения заметны только на участках, не охваченных полями активной метаморфизации, наличие которых стирает границы между обоими типами проявления метаморфизма. Изменения в околожилных песчано-сланцевых породах выражены главным образом в серицитизации, ороговикании и отчасти графитизации их. Иногда песчаники и сланцы несут на себе также следы пиритизации, выраженной рассеянными по породе мелкими кристаллами пирита.

Под полями активной метаморфизации мы здесь понимаем крупные площади, в пределах которых осадочные породы претерпели изменения под воздействием метаморфических явлений, без видимого влияния на них интрузий. Что это за интрузии, метаморфизирующие породы на обширной территории в западной приосевой части хребта Орулган и Хараулахских гор, сказать пока еще нельзя, так как они не вскрыты эрозией. Мощные ли это пластовые залежи габбро-диабазовых пород, аналогичных встреченным на р. Нергелянджа, по р. Большой Налдын, на побережье Быковской протоки и в других местах, либо штокообразные кислые интрузии типа Эчийского и Себян-Кельского массивов Западного Верхоянья, или, наконец, лакколиты той же кислой интрузии, пока остается неизвестным.

Степень изменения осадочных пород на этой огромной по размерам территории неодинакова. Наиболее резкие проявления метаморфизма, выраженные в графитизации и интенсивной серицитизации пород, отчетливо выделяются среди слабо измененных осадочных пород и создают самостоятельные «роговиковые поля». Наблюдения над контактовыми изменениями в осадочных породах около пластовых и секущих габбро-диабазовых и диабазовых тел на рр. Большой Оболючан, Нергелянджа, Большой Налдын и в Приморском кряже, а также в других местах показывают, что характер и степень этих изменений почти не отличается от аналогичных явлений, проявляющихся в полях активного метаморфизма. Основное различие между ними заключается лишь в том, что мощности зон метаморфизма различны. Так, например, нигде не было замечено, чтобы контактовые изменения в породах, вмещающих габбро-диабазы, распространялись бы далее чем на 200 м в стороны от интрузии, тогда как роговиковые поля, без видимых выходов изверженных пород, занимают площади от нескольких единиц до десятков квадратных километров.

ТЕКТОНИКА

Основными структурами Верхоянской складчатой области являются антиклинории и синклинории, чередующиеся между собой в направлении к востоку и северо-востоку от Сибирской платформы. Одна из таких структур, охватывающая северную часть Верхоянского хребта, является основной для описываемого района. Она названа нами Северо-Верхоянским антиклинорием и входит в состав аналогичной, но более крупной структуры, известной в литературе под названием Западно-Верхоянского антиклинория или Западно-Верхоянской антиклинальной зоны. К западу от Северо-Верхоянского антиклинория располагается Ленский передовой прогиб, а к северо-востоку—Буорхайская синклинальная структура, отделенная от Адыча-Янского синклинория Куларской антиклиналью. Эти основные структуры района образовались в результате проявления последней складчатости в альпийский складкообразовательный цикл и поэтому являются наиболее сохранившимися. С них мы и начнем описание морфологии структур.

Северо-Верхоянский антиклинорий является основной структурой альпийской складчатой зоны. Он состоит из осевой зоны, выраженной крупным антиклинальным поднятием, и из ряда последующих по величине структур. Последние выделяются в Верхоянской складчатой области как Восточно-Орулганский, Западно-Орулганский, Западно-Хараулахский мезантиклинории и мезантиклинорий Оленекской протоки. Эти мезантиклинории распадаются в свою очередь на ряд отдельных складок. Складки в Северо-Верхоянском антиклинории параллельны между собой и выдержаны по простиранию, что придает им линейный характер. На участках погружения шарниров складок пласты пород приобретают периклинальное залегание. Поперечные перегибы складок придают расположению этих структур в плане кулисообразный характер.

Все выделенные мезантиклинории отделены от приосевой части Северо-Верхоянского антиклинория соответствующими крупными синклиналями, усложненными вторичными складками.

Осевая зона Северо-Верхоянского антиклинория хорошо прослеживается от вершины р. Бытантая, через верховья рр. Собопол, Сенча, Джелон (ленский) и Джарджан, к р. Саханджа и к северу от нее вдоль меридиана 128°. Далее она слегка отклоняется на северо-восток, следуя до р. Оюн-Юрях, и продолжает идти в том же направлении вдоль меридиана 129° до мыса Косистый бухты Тикси. Отсюда осевая зона Северо-Верхоянского антиклинория поворачивает на северо-запад и идет параллельно Быковской и Оленекской протокам р. Лены. Эта часть структуры

устанавливается в Приморском кряже по выходам пород силура, девона и нижнего карбона.

Морфологически осевая зона Северо-Верхоянского антиклинория выражена в виде крупной сложной антиклинали с ундулирующим шарниром и прослеживается на расстоянии около 700 км. В сводовой части Северо-Верхоянского антиклинория наблюдается, как правило, пологое залегание пластов, которое резко изменяется на крыльях структуры и доходит на отдельных ее участках до 90°. Антиклинорий осложнен вторичной складчатостью с образованием в сводовой части и на ее крыльях более мелких складок. Вдоль оси антиклинория прослеживаются разрывные дислокации, которые, как например, на рр. Бус и Сергичан и в устье р. Лены между р. Таба-Бастах и мысом Кириест, представлены надвигами, а в центральных частях хребта Орулган и Хараулахских гор — сбросами.

К северу от р. Большой Оболычан до р. Кенде наблюдается небольшой перегиб шарнира антиклинория; здесь отложения перми сменяются триасовыми породами. Севернее р. Кенде падение крыльев в отдельных складках второго порядка достигает 50—60°.

Поворот антиклинория на северо-запад устанавливается в Приморском кряже, где в его осевой зоне обнажаются силурийские и девонские отложения, оконтуренные с юго-запада, и, отчасти, с северо-востока, породами нижнего карбона и перми. Северо-восточное крыло антиклинория в большей своей части погружено под воды Быковской протоки, залива Неелова и губы Буор-Хайа. В Приморском кряже основная структура Северо-Верхоянского антиклинория сильно осложнена вторичными складками, которые в ее юго-западной части, в отложениях перми, опрокинуты к юго-западу, а в отложениях триаса имеют симметричное строение.

Далее, к северо-западу осевая зона описываемого антиклинория прослеживается по выходам девонских отложений на островах дельты р. Лены (о. Американская Гора и др.).

Центральная часть осевой зоны Северо-Верхоянского антиклинория, как видно из описания, осложнена складками второго и третьего порядка, расположенными параллельно общему направлению структуры. К ним следует отнести антиклинальную складку, находящуюся к востоку от осевой линии Северо-Верхоянского антиклинория, между левыми притоками р. Омолой, с одной стороны, и правыми притоками р. Хараулах и вершиной Мейчан, с другой стороны, протяженностью более 150 км, а также ряд других более мелких складок, расположенных как к востоку, так и к западу от осевой линии описываемого антиклинория.

Восточно-Орулганский мезантиклинорий расположен на юго-восточном крыле Северо-Верхоянского антиклинория. Осевая часть его сложена породами перми. Он прослеживается от нижнего течения р. Сиетиндже до устья р. Тирях (приток р. Бытантая) и, возможно, дальше на юг. Протяженность его достигает 300 км. В южной и центральной частях структура ориентирована параллельно осевой линии Северо-Верхоянского антиклинория и составляет как бы одну из краевых его складок. К северу простираение Восточно-Орулганского мезантиклинория постепенно изменяется на северо-восточное, образуя так называемую «куларскую ветвь». Здесь он отделяется от основной Северо-Верхоянской структуры крупной Буорхайской синклиналью, выполненной на водоразделе рр. Омолой и Хараулах триасовыми отложениями. Восточно-Орулганский мезантиклинорий осложнен вторичной складчатостью в виде параллельных складок меньшего масштаба, чем сам мезантиклинорий. По данным И. Г. Николаева, северо-восточная часть Восточно-Орулганского мезантиклинория имеет асимметричные формы складок, которые по направлению к югу, на пересечении мезантиклинория р. Тумара, приобретают симметричное строение. Пласты пород в сводах

складок имеют пологое залегание, тогда как на крыльях они наклонены под 50—70°.

Западное крыло Северо-Верхоянского антиклинория характеризуется развитием таких же структур, которые присущи его восточному крылу. Это те же антиклинали и синклинали, осложненные складками более высокого порядка. Из них наиболее крупными являются Западно-Орулганский мезантиклинорий, Западно-Хараулахский мезантиклинорий и мезантиклинорий Оленекской протоки.

Западно-Орулганский мезантиклинорий располагается в Южной половине западного крыла Северо-Верхоянского антиклинория. Он приурочен к участку, лежащему южнее левых притоков р. Джарджан, и своей южной частью уходит в Западное Верхоянье. Мезантиклинорий этот хорошо оконтуривается на карте по кровле пермских отложений между рр. Нергелянджа и Бегиджан. Восточное крыло сложено триасовыми породами и верхними горизонтами нижнепермских отложений. Западное крыло структуры на севере и юге сложено триасовыми отложениями, а в центральной части примыкающими по сбросам отложениями юры.

В описываемой территории Западно-Орулганский мезантиклинорий прослежен по выходам нижних свит пермских отложений более чем на 250 км, но южное окончание его, уходящее в Западное Верхоянье, нам неизвестно. Ширина структуры по выходам тех же отложений определяется в 60 км.

В центральной части, между рр. Судендолкан и Собопол, Западно-Орулганский мезантиклинорий распадается на три крупные антиклинальные складки, ядра которых слагаются отложениями более низких горизонтов нижней перми, а крылья — более высокими. Центральная из этих антиклиналей осложнена более мелкими складками, которые в западной части слегка опрокинуты к западу. Так, например, в верховьях р. Дотохонджа пласты на западном крыле западной антиклинали (складки второго порядка) падают под углами от 60 до 30°, а на восточном — от 45 до 15°. Эта же картина наблюдается и на р. Судендолкан.

Углы падения юрских пород на крыльях складок в Западно-Орулганском мезантиклинории колеблются от 35 до 65° и лишь на участках разрывных дислокаций они достигают 80°. Углы же падения в пермских породах изменяются на этом участке в пределах от 20 до 80°, причем малые углы падения относятся к пологим крыльям запрокинутых складок, либо к их сводовым частям. По мере движения к западу от центральной части Западно-Орулганского мезантиклинория, в направлении к платформе, складчатость ослабевает, и крылья складок приобретают более пологое падение.

Разрывные дислокации в Западно-Орулганском мезантиклинории относятся в основном к сбросам, прослеживающимся вдоль структуры на десятки и даже свыше сотни километров. Обычно плоскости сбрасывателя падают в сторону складчатой зоны. Один из таких сбросов, проходящий по периферии Западно-Орулганской структуры, от р. Судендолан до р. Куранах-Сектях, имеет длину более 170 км. Мелкие разрывные нарушения наблюдаются как к востоку, так и к западу от этой линии разлома.

Западно-Хараулахский мезантиклинорий протягивается с юга на север от р. Юел (Куранах)-Сектях (правый приток р. Лены) до р. Харага-Суох. Он простирается на расстоянии более 300 км. Осевая часть этой структуры выражена крупной антиклинальной складкой, осложненной продольной синклиналью второго порядка. В результате этого наблюдаются две как бы самостоятельные параллельные антиклинальные складки, в ядрах которых залегают кембрийские породы, а в синклинали между ними имеются пермские и мезозойские породы.

Обе антиклинальные складки характеризуются: 1) линейностью своих форм; 2) стремлением слиться на участках погружения шарниров как на севере, так и на юге в одну складку; 3) наличием более мелких складок на крыльях структур; 4) небольшой опрокинутостью осевых плоскостей к западу и 5) присутствием разломов, разбивающих структуру в центральной части на ряд блоков. На западном крыле западной антиклинальной складки пласты падают под углами от 50 до 30°, а на восточном крыле той же складки—под углами от 40 до 18°.

Такая же картина опрокинутости пластов к западу наблюдается и на крыльях промежуточной синклинали, где ее западное крыло (18°) положе восточного (25°).

Крайней западной складкой Западно-Хараулахского мезантиклинория является Кюсюрская антиклиналь, расположенная в юго-западной части основной структуры. Она начинается на севере от среднего течения р. Атыркан и протягивается вдоль левого берега р. Лены в юго-восточном направлении до пос. Кюсюр, пересекая на этом участке р. Лену. Северная часть этой складки прослеживается по выходам в ее ядре пород верхней юры и валанжина, а в крыльях — угленосных отложений от готерива до альба. Падение крыльев достигает 35—45°. Эта часть Кюсюрской складки называется Сетасской антиклиналью.

Складчатые движения в Западно-Хараулахском мезантиклинории происходили только в нижнекиммерийскую и ларамийскую фазы альпийской складчатости. Герцинская складчатость на этом участке Северо-Верхоянского антиклинория не проявилась, но колебательные движения, вызывавшие перерывы в осадконакоплении, имели место.

Из крупных разломов, которые разбивают Западно-Хараулахский мезантиклинорий на блоки, следует указать на сброс по левому берегу р. Кёнгдей, имеющий северо-северо-западное простирание, и на сброс, прослеженный от южной оконечности мыса Чекуровского (на р. Лене) до нижнего течения р. Чубукулах. Последний имеет такое же северо-северо-западное простирание, что и сброс на р. Кёнгдей. Помимо этих более крупных разрывных нарушений, наблюдается еще целая серия более мелких сбросов и надвигов.

Мезантиклинорий Оленекской протоки прослеживается на левобережье одноименной протоки и на южном берегу Оленекского залива. Общее протяжение превосходит 200 км. Его характеристика приведена в разделе, касающемся Лено-Анабарского передового прогиба.

Герцинская складчатость выразилась в северо-западной части Верхоянской складчатой области только своей пфальцской фазой, которая проявилась в конце перми — начале триаса. Она впервые смяла в линейные складки все более древние породы. До этого момента происходили только колебательные движения, определившие ряд крупных платформенных структур, реликты которых кое-где сохранились на северо-западной периферии складчатой области.

Линейные складки герцинской складчатой зоны, переработанные альпийской складчатостью, имеют широкое распространение на хребте Орулган, а также в восточной и в северо-восточной частях Хараулахских гор. Однако угловое и азимутальное несогласия между структурами альпийского и герцинского циклов устанавливаются лишь в немногих местах ввиду плохой обнаженности района. Величина углового несогласия для отдельных участков хребта Орулган и Хараулахских гор различна. Так, в хребте Орулган она определяется от 0 до 25°, а в Хараулахских горах величина колебания углового несогласия имеет большую амплитуду. В районе хребта Туора-Сись угловое несогласие практически равно 0°, и здесь породы триаса залегают на породах перми со стратиграфическим перерывом, но без видимого углового несогласия. Восточнее, в пределах Приморского кряжа, породы триаса залегают на отложениях перми с резким угловым несогласием. Тут триасовые отложения

собраны в относительно пологие (25—30°) симметричные складки, опрокинутые на запад в сторону платформы.

Все геологические структуры, образовавшиеся в пермский период и ранее развитые вне пределов герцинской складчатой зоны, относятся к прерывистым складкам и представлены в виде сводовых и куполовидных поднятий. Они разделяются на синхронные герцинскому и каледонскому циклам тектогенеза. Выявление этих структурных элементов платформы весьма затруднено в виду того, что они скрыты под отложениями мезозоя и палеозоя, а в складчатой области такие структуры претерпели полную переработку в альпийский и, отчасти, герцинский циклы складчатости. Хотя наши познания о формах отдельных прерывистых структур весьма ограничены, тем не менее удалось установить, что они относятся как к крупным сводовым поднятиям с пологими крыльями и почти горизонтальными сводовыми частями, так и к более мелкими куполовидным формам.

Из прерывистых структур, синхронных герцинскому циклу складчатости, прослеженных частично или полностью на территории Верхоянской мезозойской складчатой области, следует указать на Солоолийское и Киристовское сводовые поднятия.

Солоолийское или Лено-Кютюнгдинское сводовое поднятие входит в Верхоянскую мезозойскую складчатую область только своей восточной частью. Оно установлено по выходам пород нижнего карбона на участке нижнего течения р. Лены и на р. Кютингде (левый приток р. Оленек). Сводовая часть этой структуры глубоко размыта до докембрийских пород включительно (р. Солооли и левые притоки р. Буор-Аякит) и перекрыта пермскими отложениями. Падение крыльев на Солоолийском сводовом поднятии пологое. Центральная часть его представляет собой вытянутый в северо-западном направлении овалообразный купол. Эта структура образовалась во второй половине каменноугольного периода.

Киристовское сводовое поднятие расположено в дельтовой части р. Лены. Оно устанавливается по выходам мощных грубообломочных конгломератов, имеющих локальное распространение на мысе Кириест, в нижнем течении р. Лены. В гальке конгломератов была найдена фауна силура и нижнего карбона. Конгломераты к юго-востоку постепенно замещаются песчаниками. Таким образом, область размыва была где-то на северо-западе, в дельте р. Лены, недалеко от мыса Кириест. Форма и контуры этой структуры пока не выявлены. Образование ее относится ко второй половине каменноугольного периода, так как она размывалась после нижнего карбона и впоследствии была перекрыта отложениями нижней перми.

Из платформенных структур типа сводовых поднятий, синхронных каледонскому циклу тектогенеза установлена только одна, которая намечается в районе между нижним течением р. Чубукулах (правый берег р. Лены) и северной оконечностью мыса Чекуровского (левый берег р. Лены). Она сформировалась в конце нижнего кембрия. Структура устанавливается по контурам размытых пород нижнего кембрия. На р. Крестях между отложениями нижнего и среднего кембрия наблюдается небольшое угловое несогласие (порядка 2—3°), а также мощный горизонт в основании разреза среднекембрийских отложений, сложенный песчаниками и грубообломочными конгломератами из кварцевых порфиров. Последние имеют локальное распространение на мысе Чекуровском. По направлению к северо-востоку, востоку и юго-востоку конгломераты исчезают, замещаясь песчаниками, мощность которых постепенно убывает в этих же направлениях. Точные контуры структуры пока неизвестны. Крылья ее полого наклонены под углом 2—3°.

Переходим к краткой характеристике крупной Буорхайской синклинали, отделяющей Северо-Верхоянский антиклинорий от северной части

Восточно-Орулганского мезантиклинория и Куларского антиклинального поднятия.

Буорхайская синклиналь своей юго-западной частью располагается между рр. Хараулах и Омолой, а северо-восточной — под водами губы Буор-Хайа, Янского залива и под рыхлыми четвертичными отложениями п-ова Буор-Хайа. Синклиналь сложена отложениями триаса и юры. Последние сохранились только в осевой части. Юго-восточным бортом синклинали, как уже указывалось, служит Куларское антиклинальное поднятие, которое здесь не рассматривается из-за ограниченности его распространения в пределах описываемой территории. Буорхайская синклиналь осложнена рядом параллельных складок. По несогласному залеганию юрских пород на отложениях триаса можно сделать заключение о том, что здесь проявились нижнекембрийская складчатость и одна из послепермских фаз (вероятно, по аналогии с западной территорией — ларамийской?) альпийского цикла, смявшая в складки породы юры. Структуры герцинского цикла в Буорхайском синклинальном прогибе не наблюдается.

Переходя к истории развития тектонических движений, следует прежде всего отметить, что до конца пермского периода в рассматриваемом районе происходили исключительно колебательные движения и, только начиная с этого времени, стали проявляться складчатые движения, сопровождавшиеся иногда магматизмом.

История развития тектонических движений для рассматриваемого района может быть восстановлена только со второй половины нижнего кембрия, когда колебательные движения, определившие общее прогибание местности, создали условия для накопления и сохранения мощной толщи карбонатных осадков. Этими движениями были обусловлены нижнекембрийские пластовые интрузии.

На границе нижнего и среднего кембрия в северо-западной части описываемой территории доминирующими были восходящие движения, в результате чего на отдельных участках произошло поднятие территории и осадочная толща подверглась размыву до докембрийских пород включительно. В начале среднего кембрия вновь стали преобладать отрицательные движения, которые на востоке района, быть может, не прекращались с нижнего кембрия. Судя по увеличению в отложениях среднего и верхнего кембрия сначала глинистого, а затем песчанистого материала, надо полагать, что море в это время было более мелкое, а амплитуда колебательных движений небольшая.

Какой характер имели движения между верхним кембрием и силуром, пока остается неясным. Если считать мощную немую толщу доломитов в нижнем течении р. Лены (хребет Туора-Сись), залегающую на различных горизонтах нижнего, среднего и верхнего кембрия, за ордовикские отложения, то надо полагать, что в конце кембрия в районе нижнего течения р. Лены было крупное региональное поднятие, связанное с глубоким размывом. Вслед за этим, уже в силуре, нисходящее движение начало преобладать, и район по направлению с запада на восток стал прогибаться. Здесь стали накапливаться карбонатные осадки, преимущественно доломиты. К концу силурийского периода прогибание постепенно ослабевало, и в начале девона весь район испытывал региональное поднятие. Этими движениями закончился каледонский цикл тектонических движений.

Начало герцинского тектонического цикла относится к среднему девону, когда район стал испытывать прогибание. В это время произошло накопление мощной толщи карбонатных осадков, переслаивающихся иногда с терригенным материалом. Судить же о движениях, происходивших во время перехода девона к нижнему карбону, пока трудно, но наличие прослоев терригенного материала в основании разреза карбонат-

ных пород каменноугольной системы позволяет думать о больших амплитудах колебательных движений в этот отрезок времени.

Во второй половине каменноугольного периода произошло общее поднятие района, но особенно сильное проявление положительных движений было в его северо-западной части мыса Кириест, где образовался континент. Последний подвергался интенсивному размыву, и продукты его разрушения в виде грубообломочного материала отлагались в нижнем течении р. Лены. В гальке и валунах обнаружены остатки нижнекарбоновой и силурийской фауны. Как долго продолжался перерыв в осадконакоплении на северо-западе от мыса Кириест, сказать трудно, так как фауна из цемента конгломератов достоверно не определена, а в песчаниках атырдахской свиты, являющихся фациальным замещением конгломератов, она вообще не найдена. Вышележащая сланцевая (тиксинская) свита, хотя и содержит фауну брахиопод, но возраст ее в одинаковой степени может быть принят как за каменноугольный, так и за нижнепермский. Интенсивное положительное движение, происходившее во второй половине каменноугольного периода, устанавливается на участке между нижним течением р. Лены и р. Кютингде (Солоолийское сводовое поднятие). Исходя из того, что в этом районе до сих пор не было найдено остатков руководящей фауны для среднего карбона, а были обнаружены лишь формы не моложе среднекаменноугольного возраста, встречающиеся также и в нижнем карбоне, надо полагать, что перерыв в осадконакоплении протекал в течение среднекаменноугольной и, отчасти, в верхнекаменноугольную эпохи. После перерыва, связанного с поднятием района, произошло новое погружение, обусловившее накопление описанных выше конгломератов и песчаников атырдахской свиты, а затем сланцев тиксинской свиты с фауной карбона и нижней перми. Эти сланцы мы условно относим к сакмарскому ярусу перми.

В районе хребта Орулган погружение продолжалось и в нижней перми. Тут отлагались мощные морские толщи из сланцев, алевролитов и песчаников. На севере, в районе Приморского кряжа и хребта Туора-Сись, между сакмарскими (?) и артинскими отложениями, по данным А. А. Межвилка, был перерыв в осадконакоплении, вызвавший глубокий размыв пород, вплоть до кембрийских отложений. Он был обусловлен местным Западно-Хараулахским преартинским поднятием. Начиная с артинского века, прогибание продолжалось до конца перми, возможно, с местными небольшими перерывами между нижним и верхним отделами. На границе перми и триаса произошли первые в районе складчатые движения, захватившие территорию Приморского кряжа, южной части Хараулахских гор и хребта Орулган. Хребет Туора-Сись этой складчатостью не был затронут. Как далеко эти складчатые движения распространялись на восток, сказать нельзя из-за бедности фактического материала.

По-видимому, в предскладчатый период, когда происходило еще погружение района, произошло интродуирование основной магмы в осадочную толщу с образованием силлов мощностью до нескольких десятков метров. Со складчатыми же движениями, вероятно, связаны дайковые интрузии порфиоров р. Ыт-Юрях и пластовые интрузии типа кварцевых порфиоров в бассейне р. Бегюке.

После складчатости, синхронной с пфальцской фазой герцинского складкообразовательного цикла, произошло общее поднятие района в результате которого на большей части рассматриваемой территории отложения верхней перми оказались размытыми.

Дальнейшие тектонические движения, относящиеся к колебательным, вызвали в нижнем триасе опускание приосевой части хребта Орулган и Хараулахских гор. Они обусловили накопление мощной тер-

ригенной толщи с незначительным количеством карбонатного материала. Эти нисходящие движения в Хараулахских горах продолжались непрерывно, включительно по среднему триасу, но в хребте Орулган, на границе нижнего и среднего триаса, произошло, по-видимому, кратковременное поднятие. Такое же кратковременное поднятие на общем фоне опускания произошло, вероятно, на границе среднего и верхнего отделов триаса в южной части Хараулахских гор (р. Чубукулах). В конце триаса колебательные движения завершились складчатостью, охватившей всю площадь. Затем произошло поднятие района и глубокий размыв осадочной толщи на отдельных участках, вплоть до нижнепермских пород включительно.

В предкладчатый период в хребте Орулган произошли внедрения пластовых интрузий диабазов, устанавливаемых сейчас в отложениях среднего триаса. Возможно, в постскладчатый период произошли излияния базальтов на левобережье р. Собопол и на р. Унгуохтах, корни которых представлены на хребте Орулган дайковыми образованиями диабазов.

Угловое несогласие между триасовыми и юрскими отложениями говорит о последующем прогибании, вызвавшем трансгрессию юрского моря. Это прогибание продолжалось до конца юры и в южной части хребта Орулган завершилось слабым проявлением складчатости, совпавшей с верхнекимммерийской фазой. В северной же части хребта Орулган и в Хараулахских горах складчатости в это время, по-видимому, не происходило. Там наблюдается только стратиграфический перерыв между отложениями юры и нижнего мела, обусловленный региональным поднятием.

Следующий этап опускания суши начался с валанжина. Амплитуды колебательных движений были, по-видимому, небольшие. Море было мелководным, и в конце валанжинского века оно отступило из низовьев р. Лены по направлению к северо-востоку и северу в район моря Лаптевых. В последующее время в район р. Лены море заходило только эпизодически и на короткие периоды.

В предкладчатое время в северо-западной части Верхоянской складчатой области отмечается последняя, наиболее сильная в этом районе, складчатость, которая была, вероятно, синхронна ларамийской фазе. С этой складчатостью или с предшествующей, что мало вероятно, так как верхнекимммерийская складчатость была очень слабой, связаны кислые интрузии Западного Верхоянья (р. Эчий), хребта Орулган (верховья р. Джарджан), хребта Кулар и мыса Святой Нос. После складчатости и последующего поднятия страны в верхнемеловую и нижнетретичную эпохи на севере произошло сначала слабое опускание района, обусловившее накопление исключительно континентальных (угленосных) образований, а затем, во второй половине третичного периода, совершилось поднятие всей территории Верхоянской складчатой области. Эти положительные движения вызвали образование крупных и глубоких трещин, особенно характерных для периферии Верхоянского хребта и Приморского края. По этим трещинам произошло излияние базальтов, типичных для р. Сого и мыса Святой Нос. После образования трещин продолжавшиеся движения вызвали неравномерные поднятия блоков, которые на отдельных участках вблизи швов (р. Кёнгдей, Быковская протока) обусловили смятие угленосных третичных отложений с падением слоев в одну (северо-западную) сторону, тогда как в других местах эти отложения залегают почти горизонтально (р. Сого).

Колебательные движения при преобладании восходящего порядка продолжают и по настоящее время. Они хорошо фиксируются речными террасами, абсолютные высоты которых в предгорьях Верхоянского хребта достигают 400 м.

Как известно, для Верхоянского хребта характерны проявления главным образом металлических полезных ископаемых. В северной его части эти полезные ископаемые встречаются только на хребте Орулган, которые по локализации оруденения образуют самостоятельный рудный район. В пределах этого района развиты многочисленные кварцевые, кварцево-кальцитовые и, частично, сидеритово-кварцевые гидротермальные жилы, несущие медное, свинцовое и цинковое оруденение. Руды содержат умеренное количество серебра и, изредка, золота.

Наиболее интересными в рудном отношении являются только гидротермальные кварцевые и кварц-карбонатные жилы, образованные в глубоких трещинах. Они разделяются на секущие жилы и жилы, согласные напластованию вмещающих пород. Пластовые жилы встречаются в районе чаще секущих. Обычно они наблюдаются среди осадочных пород целыми сериями, образуя параллельно расположенные тела. Обычная мощность их не превосходит 2—20 см при протяженности около 30—35 м. В исключительных случаях пластовые жилы имеют весьма значительные размеры. Так, например, на р. Колонде мощность одной жилы, состоящей из кварц-карбонатной породы, достигает 5—7 м. Жилы подобного типа встречаются обычно редко и в виде отдельных изолированных тел. Секущие жилы, как правило, в противоположность пластовым, встречаются изолированно и, реже, небольшими группами в виде параллельных тел. Они характеризуются правильностью своих форм, выдержанностью в мощностях и по простиранию. Средняя мощность их около 10—35 см. В отдельных случаях мощность этих жил достигает 1—4 м, а в раздувах и больше. Протяженность их доходит до нескольких сот метров. Главными жильными минералами являются кварц, кальцит и сидерит, реже встречается анкерит, серицит, хлорит и очень редко — адуляр, рутил и барит (?).

В западной приосевой части хребта Орулган, в пределах между рр. Собопол и Джарджан, большая часть кварцевых и кварцево-карбонатных жил несет сульфидное оруденение. К западу, северу и к востоку от этого района количество жил, содержащих сульфиды, убывает, и на окраинах хребта, как и в районе Хараулахских гор, они оказываются безрудными.

Основным рудным минералом, встречающимся в большом количестве и повсеместно в указанных жилах, известных в приосевой части хребта, является пирит. В значительно меньшем, но заметном количестве присутствуют: галенит, сфалерит, халькопирит, лимонит и для отдельных участков — арсенопирит и магнетит, в еще меньшем количестве — пирротин. Химическими анализами было установлено присутствие в некоторых рудах золота, серебра, никеля и висмута. Изучение жильных минералов рудных тел и околожильных изменений, выраженных главным образом серицитизацией и карбонатизацией, приводит к заключению о гидротермальном происхождении жил, образовавшихся в неглубоких зонах (мезотермальный тип). Для хребта Орулган очень характерно развитие больших площадей пород, охваченных контактовым метаморфизмом, к которым приурочена основная масса рудных тел. Такое явление, по-видимому, не случайно и нужно полагать, что оно связано со скрытыми на глубине интрузиями кислых пород. Это подтверждается, с одной стороны, проявлением пневматолита, выраженного турмалинизацией вмещающих жилы пород в приконтактной зоне (р. Большой Обольчан), и, с другой стороны, наблюдениями в соседнем, более южном (Западное Верхоянье) районе, где имеются интрузии гранодиоритов.

В пределах приосевой части хребта зарегистрировано несколько сот жил, но они неравноценны как по размерам, так и по количеству содержащегося в них полезного рудного минерала. Выявленные рудные про-

явления могут быть подразделены по преобладающему значению того или иного минерала на три основных типа: 1) мышьяковые, 2) медные и 3) свинцово-цинковые. Такое деление является сугубо условным, так как в каждом из указанных типов оруденения встречаются минералы, хотя и в подчиненном количестве, свойственные и другим типам оруденения.

Типы рудных проявлений совпадают до некоторой степени с географическим расположением и, отчасти, с геологическими особенностями участков их распространения. Так, в районе р. Джарджан встречено единственное мышьяковое месторождение, а на юге — в районе р. Собопол — имеются участки со свинцово-цинковым оруденением. Жилы, содержащие в значительном количестве медное оруденение, встречаются между указанными пунктами (рр. Нергеленджа, Большой и Малый Оболычаны и др.). Количество жильных проявлений и степень оруденения к северу от р. Джарджан заметно падают.

Следует указать также, что аллювиальные отложения р. Менгкере являются золотоносными. Золото появилось в результате размыва нижнемеловых пород современными реками и концентрации его в аллювиальных косах. Крупинки золота весьма мелки и сильно окатаны. Источники проникшего в нижнемеловые континентальные породы золота не установлены, но, очевидно, они являются общими с породообразующими минералами нижнемеловых отложений. Россыпное золото, встреченное в горном районе на р. Судендолкан и на р. Собопол (в ее верховьях), связано с тонкими кварцевыми и кварцево-карбонатными жилами, несущими слабые признаки сульфидного оруденения. Золото этого типа найдено при промывке аллювия в единичных мелких крупинках и знаках. Оно характеризуется крупностью и меньшей окатанностью зерен, чем мянжяринское золото. Промышленных россыпей ни для одного из указанных двух типов пока не установлено.

Из нерудных полезных ископаемых, широко развитых по западной периферии Верхоянского хребта, первостепенное значение имеют угли. Выходы пластов угля были установлены на рр. Бегиджан, Собопол, Судендолкан, Дотохонджа, Сете, Сенча, Натара, Джарджан, Юёл (Куравах) — Сектях и другим притокам р. Лены. Описание их приведено в очерке, посвященном Ленскому передовому прогибу.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА НИЖНЕГО ТЕЧЕНИЯ РЕКИ ЛЕНЫ (ЛЕНСКАЯ ВПАДИНА)

ВВЕДЕНИЕ

Ленской впадиной или Ленским прогибом принято называть крупную мезозойскую структуру, располагающуюся в нижнем течении р. Лены, между восточной окраиной Сибирской платформы и Верхоянской складчатой областью.

В географическом отношении описываемый район охватывает территорию нижнего течения р. Лены, занимая Ленскую равнину, сложенную мезозойскими породами, которые в значительной степени прикрыты четвертичными отложениями.

Административно вся территория принадлежит Якутской АССР, причем северная ее часть входит в Булунский, а южная — в Жиганский районы. Северной границей рассматриваемой площади служит широта $70^{\circ}40'$ (пос. Кюсюр), а южной — Северный полярный круг.

К настоящему времени весь район заснят в масштабе 1 : 1 000 000 и более крупном. Геологическим картированием занимались И. П. Атласов, А. П. Иванов, В. А. Первунинский, В. Я. Сычев, Е. А. Кононова, Д. С. Сороков, П. И. Глушинский, М. В. Першуткин, Л. И. Санкина, В. А. Руцков. Тематические геологические исследования проводили А. И. Гусев, В. А. Вахрамеев, Ю. М. Пушаровский, Б. И. Тест, В. М. Лазуркин.

В районе пос. Жиганска пройдено несколько глубоких скважин, вскрывших меловые угленосные отложения и подстилающие их морские отложения юры. Керна этих скважин еще не обработан, и в нашем распоряжении имелись лишь предварительные данные результатов буровых работ.

КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ РЕЛЬЕФА

По географическому положению описываемый район принадлежит к подзоне северной тайги и зоне тундры. Граница между ними имеет сложную конфигурацию вследствие наложения вертикальной зональности на географическую. Переход от одной зоны к другой не вполне определен ввиду наличия безлесных возвышенностей, которые разделяют листовичное редколесье на отдельные массивы, приуроченные к долинам рек.

Наиболее характерным для района является то, что через всю его территорию с юга на север, на протяжении около 650 км, по так называемой Ленской равнине, протекает р. Лена. На данном участке она не принимает каких-либо крупных притоков. К западу от Ленской равнины располагаются возвышенности Средне-Сибирского плоскогорья,

переход к которым происходит постепенно. На востоке Ленская равнина граничит с предгорьями Верхоянского хребта и его северными отрогами Орулганскими и Хараулахскими горами.

Ленская равнина имеет значительную протяженность как в меридиональном, так и в широтном направлениях. Простираясь с севера на юг на расстоянии около 650 км, она захватывает большие пространства к западу и востоку от р. Лены. На юге, у Северного полярного круга, ширина ее достигает 150—170 км, севернее, на широте 70°, поперечные размеры Ленской равнины продолжают оставаться еще очень значительными, составляя 100—125 км. На широте 70°30' Ленская равнина резко сужается — до 25 км и далее к северу она постепенно сокращается до 15—10 км, переходя в крутосклонную долину р. Лены. На юге района река протекает почти по середине Ленской равнины, тогда как на севере она приближается к восточному борту равнины. Наибольшие абсолютные отметки Ленской равнины не превышают 200—250 м. Образование ее тесно связано с эрозионно-аккумулятивной деятельностью р. Лены. Об этом свидетельствуют древние террасы, сложенные речным аллювием, которые были зафиксированы в крайних западных и восточных пунктах равнины. На поверхности Ленской равнины расположено большое количество озер, являющихся частично старицами р. Лены, а частично имеющими ледниковое происхождение.

Западная часть Ленской равнины выделяется нами как приподнятая, местами куэстовая левобережная равнина. Ширина ее колеблется от 40—60 км на юге и до 100 км на севере района, где эта приподнятая равнина сливается с Лено-Оленекским водоразделом. В северной же части района, между устьем левого притока р. Лены — р. Молодо и устьем правого притока р. Оленек — р. Кютингде, левобережная равнина прорезается сквозной долиной, имеющей ширину 25—35 км. Куэстовый характер левобережной равнины обусловлен геологическим строением района. Куэсты развиваются по поверхностям литологически разнообразных пород, имеющих различный возраст. Наклон поверхности куэст определяется в основном моноклинальным залеганием пород. Наиболее четко куэстовый рельеф левобережной равнины проявляется в северной части территории.

На юге района для левобережной равнины характерны изолированные останцы Средне-Сибирского плоскогорья, сложенные карбонатными породами кембрия. Абсолютная высота этих останцев составляет 200—400 м.

На востоке левобережная приподнятая равнина граничит с выделенным нами комплексом низких террас р. Лены, представляющим собой ее послеледниковую долину. Верхняя терраса этого комплекса имеет высоту 30 м.

Хорошо выдержанная с юга на север, послеледниковая долина р. Лены имеет ширину от 5 до 25 км. Наибольшей ширины она достигает в устье р. Молодо. Из комплекса низких террас реки наибольшим развитием пользуются пойменная и первая надпойменная террасы. Последняя имеет высоту 20 м. Вторая надпойменная терраса высотой 30 м сохранилась лишь на отдельных участках.

Восточная часть Ленской равнины, примыкающая к предгорьям Северного Верхоянья, выделяется нами как наклонная ступенчатая правобережная равнина. Абсолютные отметки ее колеблются в пределах 60—70 м на западе, где она граничит с низкими террасами р. Лены, и до 200—250 м на ее восточной окраине. Поверхность правобережной равнины выражена рядом древних террас, бровки которых обычно четко выражены уступами обращены на запад, к р. Лене. Террасы перекрыты ледниковыми отложениями. Наклоны поверхностей террас и сравнительно небольшая высота их уступов создают впечатление общего

равномерного наклона равнины, если смотреть по направлению с востока на запад, и террасовидных уступов — при взгляде в обратном направлении. Ширина наклонной ступенчатой правобережной равнины изменяется в довольно значительных пределах. На юге, у пос. Жиганска, ширина ее равна 25—30 км, севернее в районе р. Менгкере правобережная равнина расширяется до 50—60 км. Еще севернее, в районе рр. Натара, Джарджан и Юёл-Сектях, она снова сужается до 25—35 км, а далее, на широте 70° и севернее, уменьшается до нескольких километров.

Главной водной артерией района является р. Лена, ширина русла которой достигает 15 км. К северу оно сужается до 4—5, а местами до 3 км. Для реки характерно обилие песчаных островов, количество которых больше на юге района и постепенно уменьшается к северу. Севернее сел. Булуна, уже за границами описываемого района, где река протекает в так называемой «трубе» — узкой крутосклонной долине — песчаных островов почти нет.

Река Лена имеет многочисленные притоки, но все они незначительны. Как левые притоки реки, так и правые, по выходе их из предгорий Северного Верхоянья текут, в широких долинах и обычно сильно меандрируют. Наиболее крупными правыми притоками р. Лены являются: Собопол, Менгкере, Натара, Джарджан, Юёл-Сектях, Бегюке, а левыми — Муна, Боторчуна, Молодо и Аякит.

СТРАТИГРАФИЯ

В настоящем разделе приводится описание стратиграфического разреза, начиная с пермских отложений, обнажающихся в северо-западной части района вдоль платформенного края Ленской впадины. Все другие палеозойские породы, а также триасовые отложения, выходящие на периферии впадины или являющиеся фундаментом ее, в данном очерке не характеризуются, так как о них сообщается в сводках по соседним районам.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Пермские породы обнажаются на северо-западной окраине Ленской впадины, в районе рр. Молодо и Буор-Аякит. Ширина полосы выходов пермских отложений изменяется от 2 до 5 км. Они представлены терригенными образованиями обоих отделов. Вследствие же континентального режима, существовавшего в этом районе в течение триасового периода, отложения верхней перми подверглись значительному размыву и сохранились только в некоторых пунктах.

Следует указать, что пермские отложения изучены очень слабо. Лишь недавние исследования А. Ф. Дибнер спорово-пыльцевых комплексов из отложений бассейнов рр. Буор-Аякит и Молодо, относимых ранее к триасу, позволили установить их верхнепермский возраст.

Пермские отложения лучше изучены в районе сел. Тюмяти.

Нижний отдел

По всей вероятности, нижнепермский возраст имеет описанная по р. Буор-Аякиту Д. С. Сороковым и А. Д. Архангельским толща светлых песчаников, залегающая непосредственно на кембрийских, а местами и на протерозойских породах, а также часть вышележащей толщи темных глинисто-алевритовых пород с прослоями серых алевролитов. Здесь в основании разреза пермских отложений наблюдался горизонт конгломератов мощностью до 0,2—2,0 м. Общая же мощность отложений, условно относимых к нижней перми, достигает 150 м.

В соседнем районе, в бассейне р. Тас-Аякит, имеются отложения, которые, по данным Р. А. Ростова, Л. И. Санкиной, О. И. Кутузова (по

аналогии с отложениями разреза буровых скважин района сел. Тюм-ти), также могут быть признаны нижнепермскими. Здесь в основании разреза были встречены конгломераты мощностью 1,5—2,0 м, которые выше сменялись серыми и светло-серыми мелко- и среднезернистыми песчаниками с прослоями аргиллитов, линзами конгломератов, содержащими обуглившиеся растительные остатки. Иногда песчаники являются косослоистыми. Мощность пород составляет 60 м.

Следует иметь в виду, что граница между нижне- и верхнепермскими отложениями, даже по скважинам, чрезвычайно условна вследствие однообразного литологического состава пород и совершенно постепенного перехода пород нижней перми к верхней перми.

В районе пос. Тюмти, согласно данным В. Я. Кабанькова, разрез нижнепермских отложений в скважинах начинается с конгломератов, аргиллитов и алевролитов, обладающих косой или волнистой слоистостью. Выше они сменяются серыми и светло-серыми мелко- и среднезернистыми косослоистыми или горизонтальнослоистыми песчаниками, часто содержащими куски плотных глин и многочисленные обугленные растительные остатки. В кровле песчаного горизонта увеличивается число прослоев аргиллитов, а выше по разрезу, до верхней границы нижнепермских отложений, наблюдается неравномерное переслаивание серых и светло-серых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Последние обычно более темного цвета. Все породы, особенно алевролиты и аргиллиты, нередко косослоисты и волнистослоисты. В песчаниках часто встречаются кусочки плотных глин и алевролитов. Мощность отложений нижней перми по скважинам увеличивается от платформы в глубь прогиба, достигая в скв. Р-50 200—240 м.

Возраст вскрытых скважинами отложений установлен на основании изучения фауны песчаных фораминифер Reophacidae, сопоставляемых А. Г. Шлейфер с микрофауной горизонта песчаных фораминифер Нордвик-Хатангского района, относимого к верхам артинского и низам кунгурского ярусов. Возраст отложений верхней части разреза, в которых обнаружена фауна гладких фрондикулярий, установлен на основании сопоставления указанной фауны с микрофауной аналогичного горизонта Нордвик-Хатангского района, относимого к верхам кунгурского яруса. Одновременно с изучением микрофауны по скважинам проводились исследования спорово-пыльцевых комплексов. Последние также позволили проводить сопоставление между отдельными частями разреза пермских отложений района.

Верхний отдел

Отложения верхней перми, согласно лежащие на породах нижней перми, характеризуются крайне невыдержанным литологическим составом. Представлены они алевролитами, аргиллитами и песчаниками, чередующимися между собой.

В бассейне р. Тас-Аякит, по наблюдениям В. С. Журавлева, верхнепермский возраст, по-видимому, имеют средне- и мелкозернистые, нередко косослоистые, песчаники с прослоями песчаных аргиллитов, содержащими обугленные растительные отпечатки и линзы угля мощностью до 0,2 м. Местами в этой толще встречаются прослойки и линзы конгломерата. Мощность указанной толщи пород составляет 35 м. Выше залегают светло-серые, серые и темновато-серые, средне- и мелкозернистые, иногда косослоистые, песчаники с отпечатками растительных остатков. В верхней части толщи песчаников встречаются линзы аргиллитов с отпечатками растений и конкрециями пирита. Мощность данной толщи равна 45—50 м. Общая мощность отложений достигает 80—85 м. Верхнепермский возраст их устанавливается на основании изучения спорово-пыльцевых комплексов, произведенного А. А. Егоровой, А. П. Мо-

розовой и О. П. Ярошенко. Обнаруженная микрофлора параллелизуется ими со спорово-пыльцевым комплексом мисайлапской свиты Нордвикского района.

Д. С. Сороков и А. Д. Архангельский наблюдали в бассейне р. Молодо темно-серые глины, переходящие в алевролит с чешуйками и включениями пирита, а также с прослоями светло-серого тонкозернистого рыхлого алевролита. Мощность данных отложений около 100 м. Изучение спорово-пыльцевых комплексов, произведенное А. Ф. Диблер, позволило установить верхнепермский возраст этой толщи.

По данным буровых скважин в Тюмятинском районе, верхнепермские отложения характеризуются также чередованием алевролитов, аргиллитов и песчаников. Мощность их колеблется от 60 до 100 м, увеличиваясь по мере удаления от платформы. Возраст отложений установлен по комплексу микрофауны, видовой состав которой очень близок микрофауне горизонта разнообразных фораминифер Нордвик-Хатангского района, относимого к казанскому ярусу. Так же как и для нижней перми, одновременно с изучением микрофауны установлены эталонные комплексы спор и пыльцы. Кроме того, в верхней части пермских отложений в скв. К-7 (район пос. Тюмяти) найдена фауна *Kolymia inoceramiformis* Lisch., указывающая на верхнепермский возраст.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Юрские отложения, представленные всеми тремя отделами, широко развиты по периферии Ленской впадины. В западной (приплатформенной) ее части площадь распространения юрских пород значительно шире, чем на восточном крыле, где эти отложения интенсивно дислоцированы и входят в комплекс пород Верхоянской геосинклинали. Юрские породы образуют полосу вдоль западной границы структуры, постепенно расширяясь к югу — к Вилюйской впадине. Ширина полосы выходов юрских отложений в северной части района (на широте пос. Булуна) составляет 20 км, а у южной границы (у Полярного круга) — 80 км.

По фациальным условиям юрские отложения должны быть отнесены к морским, прибрежно-морским образованиям. В их разрезе, по видимому, отсутствуют отложения нижнего лейаса, так как в ряде мест установлено трансгрессивное налегание фаунистически охарактеризованных среднелейасовых отложений на эродированной поверхности кембрийских, пермских и триасовых пород.

Развитые к югу от исследуемого района и относимые к нижнему лейасу континентальные отложения (нижняя континентальная толща), по наблюдениям В. А. Вахрамеева и Ю. М. Пушаровского, выклиниваются в районе р. Линдэ.

На описываемой территории отсутствуют, очевидно, и отложения верхнего волжского яруса, поскольку до сих пор не было встречено типичной для него фауны. В то же время небольшая мощность отложений верхней юры в целом и наличие горизонта песчаников в северной части района, между фаунистически охарактеризованными нижневолжскими и нижневаланжинскими отложениями, позволяют предполагать, что прерыва здесь не было.

Нижний отдел

В северной части района, в бассейнах рр. Тас-Аякит, Буор-Аякит, Молодо и Сюгюнде, по данным ряда работавших здесь геологов, разрез нижнеюрских отложений слагают песчаники и алевролиты зеленые, коричневатозеленые косослоистые с несколькими прослоями и линзами конгломератов мощностью 0,1—1,0 м. В песчаниках и алевролитах встречаются многочисленные мелкие обломки пиритизированной и кар-

бонатизированной древесины. Фауна *Harpax spinosus* Sow., *Myophoria laevigata* Ziet. и др., встречаемая в данном горизонте, датирует эти отложения как средний лейас. Мощность около 30 м. Выше, слагая большую часть разреза среднего лейаса, следуют темно-серые аргиллиты с прослоями алевро-аргиллитов с линзами и конкрециями известняка и сидеритового известняка. В породах в большом количестве содержится пирит. В них также присутствуют остатки фосфилитизированной и обугленной древесины. Встречаемая в большом количестве фауна подтверждает среднелейасовый возраст толщи: *Harpax spinosus* Sow., *H. laevigatus* Orb., *Pentacrinus subangularis* Mill. и другие формы. Мощность аргиллитов около 120 м.

Алевролиты с прослоями алевро-аргиллитов серые и полосчатые с углистым детритом связаны постепенным переходом с нижележащими аргиллитами. Встречаются прослои, линзы, конкреции известковых песчаников и алевролитов, песчаных и алевролитовых известняков. Фауна, найденная в этой толще, характерна для верхнего лейаса: *Hastites* cf. *subcavatus* Volz., *Mytiloides amygdaloides* Goldf. Мощность около 100 м.

Общая мощность отложений нижней юры составляет около 250 м Южнее, в районе рр. Муна, Боторчуна, близкий приведенному выше разрез нижней юры наблюдался Е. А. Кононовой, В. Я. Сычевым и В. А. Первунинским. Ими были выделены отложения среднего лейаса, представленные в основном светло-серыми, мелко- и среднезернистыми слабо сцементированными песчаниками с маломощными прослоями алевро-аргиллитов и известковистых плотных песчаников. В последних была встречена фауна: *Rhynchonella variabilis* Desid., *Myophoria laevigata* Ziet., *Septaliphoria* cf. *curvoiceps* Quenst., *Mytiloides gryphoides* Schloth., *Arcomya* cf. *oblonga* Ag. Мощность отложений среднего лейаса ориентировочно определена в 150 м.

Верхнелейасовые отложения представлены светло-серыми и серыми слабо сцементированными песчаниками, алевролитами с прослоями темно-серых известковистых песчаников, черных аргиллитов. В низах толщи отмечены крупные конкреции песчаников с карбонатным цементом, мелкие обломки обуглившейся древесины и растительный детрит. Найденные остатки фауны не противоречат установлению верхнелейасового возраста этих отложений. Мощность толщи В. А. Первунинским ориентировочно принята 180—200 м, что, вероятно, преувеличено.

В южной части района, между р. Леной и верховьями р. Линдэ, а также к северу от пос. Жиганска отложения нижнего отдела юры были описаны В. Я. Сычевым, В. А. Вахрамеевым и Ю. М. Пущаровским и др. Породы этого возраста также были пройдены в 1955 г. одной из скважин (К-65) Якутской конторы разведочного бурения Министерства нефтяной промышленности. Материалы по этой скважине в настоящее время еще не обработаны, а поэтому характеристика нижнеюрских осадков по ней может быть дана лишь предварительно.

К югу от Полярного круга разрез нижней юры начинается с так называемой нижней континентальной свиты, относимой к нижнему лейасу и сложенной разномасштабными полимиктовыми, косослоистыми известковистыми, реже, железистыми различной плотности песчаниками и конгломератами. В породах встречаются стяжения глинистых сидеритов, шарообразные конкреции пирита и марказита, а также обильные обугленные неопределимые растительные остатки.

Эти отложения были выделены в укугутский горизонт (верхняя часть свиты), для определения возраста которого характерно наличие самостоятельного спорово-пыльцевого спектра, отличного от микрофлоры триасового возраста, а также присутствие в кровле среднелейасовых отложений с фауной *Harpax*. Мощность данной толщи, составляющая

в районе р. Мархи 50—60 м, по направлению к северо-востоку уменьшается, и к р. Линдэ толща уже совершенно выклинивается, причем из ее состава исчезают конгломераты, а нижняя часть разреза представлена здесь песчанистыми глинами.

Таким образом, в южной части описываемого района разрез нижней юры начинается, так же как и на севере, с терригенных отложений среднего лейаса.

В разрезах р. Линдэ, согласно данным В. А. Вахрамеева, имеется толща песков нередко косослоистых, плохо отсортированных, мелко- и среднезернистых, заключающих прослой, обогащенные обугленным растительным детритом. Пескам подчинены невыдержанные прослой и стяжения плотных известковистых песчаников и алевролитов, а также пакки переслаивающихся песчанистых серых глин и песков. В низах толщи встречены прослой и линзы гравелита и галька из осадочных и изверженных пород. В нижней части разреза среди известковистых песчаников, залегающих в основании темно-серых и серых глин, встречена фауна *Harpax laevigatus* Orb., *Pseudomonotis tiungensis* Petr., *Solen* cf. *liasicus* Orp. и другая, указывающая на средний лейас. Мощность этой толщи составляет не менее 150 м. Выше лежат листоватые глины с эллипсоидными стяжениями известняка с фауной *Leda acuminata* Goldf. и рострами белемнитов. Горизонт с *Leda* более широко распространен юго-западнее, в бассейне рр. Тюнга и Мархи. На р. Лене листоватые глины с *Leda* не были встречены.

Близкие по своему характеру отложения среднего лейаса отмечены В. Я. Сычевым в верховьях р. Линдэ. Здесь, на верхнекембрийских известняках лежат слабо сцементированные, полимиктовые разнозернистые песчаники с подчиненными линзами и прослоями конгломерата, алевроитовой глины и глинистого пелитоморфного известняка. В породах встречены обломки древесины и обуглившийся растительный детрит. Песчаники слабо сцементированы. Они содержат редкие линзы и большие шаровидные конкреции того же песчаника, хорошо сцементированного глинисто-карбонатным цементом. Находки фауны *Harpax* cf. *spinosa* Sow., и *Eumorphotis* (?) sp. nov., по заключению Н. С. Воронец, указывают на средний лейас. Мощность этих отложений равна 80 м. Выше по разрезу лежат серые и темно-серые глины с плитчатой отдельностью, нередко с раковистым изломом. Вверху разреза они переслаиваются со слабо сцементированными песчаниками и мергелями. Песчаники содержат редкие шаровидные конкреции, обломки древесины, обуглившийся растительный детрит. Обнаружена фауна *Eumorphotis* sp. nov. Мощность глин достигает 35 м.

К верхнему лейасу В. Я. Сычев условно относит горизонт слабо сцементированных разнозернистых полимиктовых, преимущественно кварцево-полевошпатовых, песчаников с прослоями конгломерата в основании разреза, а также крепкого песчаника и конкреций с карбонатным цементом, аналогичных отложениям среднего лейаса. Мощность горизонта равна 30 м. Общая мощность отложений нижнего отдела юры, по данным В. Я. Сычева, достигает 280 м.

В скважине, пройденной вблизи пос. Жиганска, разрез нижней юры (?) представлен песчаниками, чередующимися с глинами. Мощность этих отложений, куда, помимо нижней юры, входят, вероятно, и осадки ааленского яруса, составляет более 350 м.

Средний отдел

Разрез отложений средней юры в северной части района — в бассейнах рр. Тас-Аякит, Буор-Аякит — обобщенно представляется в следующем виде. Внизу залегают алевро-аргиллиты и аргиллиты темно-серого цвета, некрепкие, с растительными остатками, стяжениями пирита

и антраконита. Встречаются маломощные прослои, линзы и конкреции известковистых алевролитов и реже известняков грязно-серого цвета. Известковистые прослои содержат много растительного детрита. Встреченная фауна: *Eumorphotis lenaensis* L a h., *Posidonia buchi* R o e m., *Inoceramus* ex gr. *retrorsus* K e y s. и другая позволяет относить эту толщу к аалену до верхов бата. Мощность свиты около 80 м.

На аргиллитовой свите согласно лежит песчаниковая свита. Она складывается алевролитами и песчаниками светло-серого и серого цвета, часто тонкополосчатыми, некрепкими, со стяжениями пирита. Среди слабо сцементированных разновидностей пород залегают прослои и конкреции крепких известковистых алевролитов и алевролитовых известняков. Для свиты характерно обилие обуглившихся пиритизированных растительных остатков, косая слоистость и знаки ряби на плоскостях напластования. Породы содержат остатки фауны: *Inoceramus* ex gr. *retrorsus* K e y s., *Pleuromya decurtata* P h i l l., *Cylindroteuthis* cf. *subextensa* N i k. и др., свидетельствующей об ее верхнебатском возрасте. Мощность песчаников 70—100 м.

Таким образом, мощность отложений среднего отдела юры в приплатформенной северной части района составляет 150—180 м.

В бассейне р. Молодо, согласно данным Д. Н. Архангельского и Р. А. Ростова, отложения средней юры представлены толщей песчаников, чрезвычайно близких вышеописанным верхней свиты средней юры. Обнаруженная фауна недостаточно характерна, но не противоречит стратиграфическому положению этой толщи. Здесь мощность отложений средней юры определена в 150 м.

Наиболее детально изучены разрезы отложений средней юры Е. А. Кононовой и В. Я. Сычевым на правом берегу р. Лены от устья р. Кыстаты до устья р. Менгкере, а на левом берегу на участке от мыса Хоронго до р. Боторчуны.

По данным этих авторов, можно предполагать отсутствие здесь отложений байосского яруса, так как породы батского яруса располагаются, предположительно с размывом, непосредственно на ааленских отложениях. Нижняя часть разреза представлена слабо сцементированными мелко- и среднезернистыми песчаниками и алевролитами с прослоями алевро-аргиллитов и плотных известковистых алевролитов. Последние слагают крупные конкреции. Изредка встречаются обуглившаяся древесина и растительный детрит. Встреченная в этой части разреза фауна представлена *Eumorphotis lenaensis* L a h., *Inoceramus porrectus* E i c h w., *I.* ex gr. *retrorsus* K e y s., *Tancredia securiformis* T e r g. По заключению Н. С. Воронец, фауна свидетельствует об ааленском возрасте. Наблюдаемая мощность ааленских отложений не превышает 100 м, по ряду соображений структурного характера, авторы считают, что мощность их не менее 300 м, но это мало вероятно.

Вышележащие отложения батского яруса представлены литологически сходными породами — серыми слоистыми алевролитами и мелкозернистыми песчаниками с прослоями алевро-аргиллитов и плотных песчаников с карбонатным цементом. Шаровые конкреции отсутствуют. Количество растительных, частично обугленных, остатков увеличивается вверх по разрезу. Среди этих отложений были найдены *Cranocephalites pompeckji* M a d s., *Inoceramus retrorsus* K e y s. и другая фауна, относящаяся к верхнему бату. Мощность отложений верхней части разреза средней юры для отдельных пунктов колеблется от 50 до 120 м.

В южной части района, к западу и юго-западу от пос. Жиганска, отложения средней юры с характерными для них формами *Eumorphotis lenaensis* L a h. были описаны В. Я. Сычевым, В. А. Вахрамеевым и Ю. М. Пуцаровским и другими исследователями. Среди отложений ааленского яруса по р. Хоронго В. Я. Сычевым выделены четыре горизонта.

1. В основании разреза лежат серые песчаники, алевролиты и темно-серые глинистые сланцы (аргиллиты) с пропластками мергеля («лептохлоритовый горизонт»). Мощность отложений около 100 м.

2. Светло-серые песчаники со знаками волноприбойной ряби. Мощность около 80 м.

3. Желто-коричневатые, грубослоистые линзовиднослоистые, мелко- и среднезернистые слабо сцементированные песчаники. Мощность около 20 м.

4. Серые мелко- и среднезернистые слоистые песчаники. Видимая мощность 15 м.

Общая мощность отложений равна 215 м.

Остатки *Eumorphotis lenaensis* L a h. и другой фауны установлены в отложениях первого горизонта. Возможно, что возраст верхних горизонтов должен быть повышен до бата, так как мощность отложений, относимых в данном районе к бату, чрезвычайно мала (50 м) и не соответствует мощности отложений этого яруса в соседних районах.

Близкие литологическая и палеонтологическая характеристики отложения средней юры даются и В. А. Вахрамеевым, который лишь отмечает в кровле пород средней юры наличие характерной пачки зеленовато-серых песков (слабо сцементированных песчаников) с уплотненными караваеобразными стяжениями известковистых песчаников. В этой пачке присутствуют два-три пласта серых известковистых алевролитов, заключающих стяжения в виде шаров до 5—8 см в диаметре, усеянных мелкими четырехгранными пирамидками из светло-серого пелитоморфного кальцита.

В разрезе скважины района пос. Жиганска к отложениям средней юры, предположительно, может быть отнесена толща рыхлых песчаников мощностью около 140 м и часть нижележащей толщи переслаивающихся песчаников, глин и глинистых алевролитов.

Нерасчлененные отложения среднего и верхнего отделов

Вдоль юго-западной окраины Ленской впадины выделяются нерасчлененные отложения средней и верхней юры, обнимающие довольно сложный комплекс осадков, стратиграфическое положение которых в настоящее время недостаточно ясно. До недавних пор в этом комплексе выделялись: 1) верхнеюрские морские отложения — на участке мыс Кыстатым — устье р. Менгкере (Е. А. Кононова и В. Я. Сычев); 2) верхнеюрские угленосные отложения — джаскойская свита (Е. А. Кононова и В. Я. Сычев); 3) низы угленосной толщи (В. А. Вахрамеев); 4) нижневалацжинские (рязанский горизонт) морские отложения на мысе Чоноко (В. Я. Сычев и др.).

В 1954—1955 гг. в результате дополнительных сборов фауны была установлена ошибочность отнесения верхнеюрских отложений мыса Чоноко к нижнему мелу (З. В. Кошелкина, А. Н. Наумов). В то же время В. А. Руцков, без достаточных оснований, отнес отложения, развитые в районе р. Менгкере — мыс Кыстатым только к среднему отделу юрской системы. Все это вместе с признанием отсутствия верхнеюрских угленосных отложений в скважине у пос. Жиганска, пройденной в поле развития нижнего мела, поставило вопрос о необходимости временного выделения комплекса этих отложений на карте под индексом J_{2+3} . Отказ же от самостоятельного выделения морских верхнеюрских отложений мыса Чоноко вызван тем, что они имеют небольшую мощность и литологический состав, близкий к отложениям средней юры, а также плохо обнажены. В силу этих причин нет достаточных оснований для определения границ распространения этих отложений.

Положение и возраст джаскойской угленосной свиты, отнесенной в свое время В. Я. Сычевым к верхней юре на основании того, что

в кровле свиты находились нижнемеловые морские отложения мыса Чоноко, после установления верхнеюрского возраста этих отложений должны быть пересмотрены. Кроме того, как уже отмечалось, скв. К-6б, пройденная в районе пос. Жиганска, не вскрыла угленосных отложений — аналогов этой свиты. Характер угленосности джаской свиты и литологический состав ее чрезвычайно близки батским отложениям более северных разрезов, где всюду среди песчаников и алевролитов присутствуют тонкие прослойки и линзы угля. Не исключено, что отдельные части разреза джаской свиты большей мощности и с выдержанными угольными горизонтами залегают, как указывал А. И. Гусев, в тектонических блоках, они являются более молодыми отложениями вышележащей ынгырской угленосной свиты нижнемелового возраста.

Все сказанное приводит к выводу, что в настоящее время более правильно объединять на картах весь перечисленный комплекс отложений в нерасчлененные средне- и верхнеюрские образования. Эти отложения в районе мысов Джаской — Чоноко представлены слабо сцементированными серыми мелко- и среднезернистыми песчаниками, алевролитами с прослоями и линзами глинистых сланцев, содержащими обугленные растительные остатки и угли. В песчаниках наблюдаются большие стяжения, а также линзы крепкого карбонатизированного песчаника, обломки ископаемой древесины, линзовидные прослойки алевролитов и конгломератов (джаской свита). Мощность отложений этой части разреза составляет 150 м. Выше лежат литологически очень сходные песчаники с пластами алевролитов и глинистых сланцев. В песчаниках также наблюдаются стяжения карбонатизированного плотного песчаника и редкие прослойки — линзы конгломератов. В этих породах была обнаружена фауна: *Aucella pallasii* Keys., *A. lindstroemi* Sok., *Goniomya marginata* Ag. (Quenst.), *Thracia incerta* Thurganp., *Pachyteuthis excentricus* Blainv. Согласно З. В. Кошелкиной и И. И. Тучкову, данная фауна указывает на верхний оксфорд — нижний волжский ярус. Мощность этих отложений 50—60 м.

В районе устья р. Менгкере Е. А. Кононовой был описан выход зеленовато-серых средне- и крупнозернистых песчаников со скоплениями в них гальки тех же песчаников и единичных галек черных кремнистых сланцев. Видимая мощность песчаников составляет 5 м. Выше залегают светло-серые слоистые алевролиты, видимой мощностью 8 м. В породах была найдена фауна: *Dorsoplanites* sp. indet. (?*subpanderi* Spath), *Belemnites* cf. *panderi* Orb., *Astarte minima* Phill., *Pholadomya* cf. *multicostata* Ag. и др., которая, по данным Н. С. Воронец, указывает на верхнюю юру. В. А. Руцков и Е. А. Бабичев, проводившие в 1954 г. геологические исследования в этом районе, отнесли все морские отложения, выходящие вдоль берега р. Лены, от мыса Джаской и ниже устья р. Менгкере (в том числе и в районе мыса Кыстатым), к средней юре.

По мнению этих исследователей, сборы фауны, произведенные ранее Е. А. Кононовой, не дают возможности считать развитые здесь отложения верхнеюрскими: вся найденная ими фауна, по определениям З. В. Кошелкиной, характерна для среднего отдела юры. Здесь были обнаружены *Inoceramus retrorsus* Keys., *Eumorphotis lenaensis* Lah. датирующие вмещающие отложения ааленским ярусом, а также *Inoceramus* cf. *ussuriensis* Vog., *I. ex gr. porrectus* Eichw., *Leda* sp., *Tancredia* sp. и другие формы, свойственные, согласно определениям З. В. Кошелкиной, байосу (?) — бату. Мощность развитых здесь среднеюрских отложений, по данным В. А. Руцкова, равна 260 м.

В районе мыса Кыстатым отложения верхней юры, по данным Е. А. Кононовой, слагают верхние части берегового обрыва, а также берега р. Кыстатым и ее правого притока — р. Кыстатымки. Породы представлены однообразными мергелистыми песчаниками с прослоями плот-

ных карбонатизированных песчаников, переходящих иногда в песчанистые известняки. Мощность отложений достигает более 100 м. Верхнеюрский возраст их был установлен на основании заключения Н. С. Воронца, определившей фауну: *Pleuromya tellina* Ag., *P. cf. rugosa* Goldf., *Pholadomya cf. truncata* Ag., *Goniomya aff. sulcata* Ag. и др.

Проводившие в 1951 г. в этом же районе наблюдения В. А. Вахрамеев и Ю. М. Пушаровский, так же как В. А. Руцков и др. (1955 г.), относят распространенные здесь отложения только к средней юре на основании многочисленной фауны, типичной для ее среднего отдела. К верхней юре указанные исследователи относят только угленосные отложения. В районе мыса Кыстатым ими были выделены:

1) нижнекыстатымская свита, представленная в основном светло-серыми мелкозернистыми слабо сцементированными песчаниками с крупными шаровидными стяжениями из плотных известковистых песчаников видимой мощностью 70 м;

2) верхнекыстатымская свита, слагающаяся в основном из алеврогистых (рыхлых) песчаников с прослоями известковистого алевролита и мелкими стяжениями пелитоморфного кальцита; мощность свиты 70—75 м;

3) хоронгхская свита, сложенная тонко- и мелкозернистыми светло-серыми и зеленовато-серыми рыхлыми песчаниками (песками) с невыдержанными прослоями серых песчанистых глин и крупными караваеобразными стяжениями известковистого крепкого песчаника и алевролита; мощность свиты 150—200 м.

Верхний отдел

Отложения верхней юры выделены только в тех районах, где их присутствие не вызывает сомнений. На геологической карте эти отложения занимают узкую полосу на северо-западе района, между рр. Аякит и Молодо.

По наблюдениям Л. П. Санкиной, Д. С. Сорокова и др., разрез отложений верхней юры слагается темно-серыми оскольчатými алевроаргиллитами, алевролитами и аргиллитами с конкрециями серого и коричневатого-серого известняка. Здесь фауны не обнаружено. Выше лежит прослой конгломерата мощностью 0,7—2,0 м, галька которого состоит из песчаника, алевролита и кремня. В конгломерате и в вышележащих алевроаргиллитах собрана фауна: *Aucella pallasi* Keys., *A. cf. bronni* Ro u i l l., *A. cf. orbicularis* H u a t t, *Pleuromya peregrina* O r b. и другая, свидетельствующая об их кимеридж-нижневолжском возрасте. Характер залегания пород, а также наличие в других частях района представителя келловейской фауны рода *Arcticoceras*, говорят о размыве, который произошел здесь до кимериджского века, но вряд ли имел широкое распространение. Мощность аргиллитов верхней юры составляет около 20 м.

Севернее указанного района на этих аргиллитах лежат светло-серые горизонтально- и косослоистые песчаники, переслаивающиеся с темно-серыми аргиллитами, на которых уже залегают породы нижнего валанжина. Возраст песчаников также кимеридж-нижневолжский. Мощность их не превосходит 20 м. Общая мощность отложений верхней юры достигает 40 м.

Аналогичный облик имеют верхнеюрские отложения в Булунском районе (мыс Чуча). Согласно наблюдениям П. И. Глушинского, Ю. Г. Гора и др., а также материалам послыного описания разреза отложений и сбора в них фауны, произведенных Е. С. Лаптинской, в названном районе имеются отложения келловейского, оксфордского, кимериджского и нижневолжского ярусов. Мощность отложений верхней юры здесь также равна 30—50 м.

Верхнеюрские отложения были отмечены Д. С. Сороковым и Д. Н. Архангельским также и в районе р. Молодо. Они представлены серыми алевролитами, темно-серыми глинами с карбонатными конкрециями, конгломератами и песчаниками. Встреченная фауна: *Aucella tenuistriata* L a h., *A. cf. orbicularis* Hyatt, *Cylindroteuthis cf. obeliscoides* Phill., *C. cf. porrecta* Phill., по заключению Н. С. Воронец характеризует оксфордский, кимериджский и нижний волжский ярусы.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Меловые отложения широко развиты в пределах Ленской впадины, занимая всю ее центральную часть. Они представлены в нескольких фациях: морской, прибрежно-морской и прибрежно-континентально-угленосной. К первой фации относятся отложения нижней части разреза—валанжинский ярус нижнего мела, выходящие на севере района в виде двух узких полос вдоль приплатформенной и прискладчатой окраин Ленской впадины. Прибрежно-морские и прибрежно-континентальные угленосные отложения широко распространены вдоль впадины, занимая всю центральную часть структуры. Среди угленосных отложений выделены три серии: 1) ленская, занимающая стратиграфическое положение на севере района от верхнего валанжина до альба, а на юге—от низов нижнего мела до альба; 2) оленекская, образовавшаяся в эпоху альб—сеномана и 3) вилюйская, осадки которой, предположительно, относятся к сенонскому ярусу верхнего мела. Вилюйская серия развита, в основном, к югу от Полярного круга.

Приведенная стратиграфическая схема была разработана при изучении отложений северных территорий Ленского района и при составлении геологических карт применялась и для более южных районов, в частности Жиганского, где меловые угленосные отложения изучены значительно слабее.

Ширина полосы выходов меловых отложений изменяется от 150 км у Полярного круга до 60 км — на широте пос. Булуна. Несколько далее на севере она сужается до 25 км. Следует оговорить, что значительная часть этой территории покрыта четвертичными отложениями, и это естественно, уменьшает достоверность определения площади распространения меловых отложений, объясняя некоторую условность в проведении их границ.

Морские отложения валанжина

В приплатформенной части впадины на северо-западе района (р. Аякит), по данным Д. С. Сорокова, в основании толщи, непосредственно лежащей на верхнеюрских отложениях, располагаются зеленовато-серые мелкозернистые тонкоплитчатые песчаники. Песчаники переслаиваются с темно-серыми глинистыми алевролитами, часто полосчатыми. Мощность отдельных слоев не превышает 2 м. Выше залегают светло-серые и зеленовато-серые мелко- и, реже, среднезернистые среднеплитчатые песчаники с прослоями мощностью 6—7 м темно-серых тонкослонистых алевролитов. Породы содержат обильные растительные остатки и растительный детрит. На поверхностях напластования видны знаки волновой ряби. Наблюдается параллельная, диагональная и волнистая слоистость. Характерны конкреции и линзы крепкого известковистого песчаника до 1,5—2,0 м в поперечнике. По всему разрезу встречаются остатки фауны ауцелл, часто образующие скопления в виде банок. Н. С. Воронец определила *Aucella fischeriana* O g b. и *A. volgensis* L a h., характеризующие самые низы валанжина, но встречающиеся в нижнем и среднем валанжине.

На р. Елетьеве Е. С. Лаптинской был найден аммонит *Tollia cf. tolli* P a v l., указывающий на низы среднего валанжина, а на р. Крестях

Л. С. Санкина обнаружила остатки *Polyptychites* sp. indet., свойственные верхам среднего валанжина и низам верхнего валанжина. Мощность отложений валанжина в районе р. Аякит составляет около 130 м.

Аналогичный разрез отложений валанжина имеется в бассейне р. Молодо.

В восточной части прискладчатой окраины впадины — в Булуномском районе — морские нижнемеловые отложения выделены в хаиргасскую свиту. Она наиболее полно обнажена на левом берегу р. Лены, ниже р. Кигилях, где согласно залегает на отложениях верхней юры. Не исключено, что нижнемеловые отложения лежат на юрских породах со стратиграфическим несогласием, так как ни в этом районе, ни на соседних территориях не зафиксировано фаунистически охарактеризованных отложений верхневолжского яруса. По данным П. И. Глушинского, Ю. Г. Гора и др. разрез хаиргасской свиты представляется в следующем виде.

1. В основании свиты залегают темно-серые горизонтальнослоистые алевролиты. В нижней части разреза толщи обнаружена фауна: *Aucella fischeriana* Orb., *A. volgensis* Lah., *A. lahusei* Pavl., *A. cf. surensis* Pavl., *Pleuromya* cf. *uralensis* Orb., относящаяся, по данным Н. С. Воронец, к нижнему валанжину. В верхней части толщи найдены: *Tollia tolli* Pavl., *Aucella fischeriana* Orb. var., *A. okenensis* Pavl., *A. cf. terebratuloides* Lah., *Phylloceras* sp. и неопределимые остатки аммонитов и белемнитов. Отложения с указанной фауной, по определениям Н. С. Воронец, также относятся к зоне *Tollia* нижнего валанжина. Мощность толщи алевролитов 40 м.

2. Серые и светло-серые песчаники с прослоями темно-серых мелкозернистых песчаников и алевролитов. В этих отложениях встречена фауна: *Aucella keyserlingi* Lah., *A. crassa* Pavl., *A. inflata* (Toula) Lah., *A. volgensis* Lah., *A. okenensis* Pavl., *A. terebratuloides* Lah., *Rhynchonella grossecostata* Lah. (non Eichw.), которую Н. С. Воронец относит к среднему валанжину. Мощность толщи песчаников 200 м.

3. Серые крупнозернистые и среднезернистые песчаники с линзами и линзовидными прослоями конгломератов мощностью до 2 м. Галька хорошо окатана и состоит из алевролитов. В песчаниках наблюдается косая слоистость и волноприбойные знаки. В цементе линзы конгломерата обнаружена фауна ауцелл нижнего валанжина. Во вмещающих конгломераты песчаниках собраны остатки фауны: *Aucella crassicollis* Keys., *A. crassicollis* var. *brasiliensis* Withf., *A. sublaevis* Keys., *Aucella* sp. nov. (aff. *wollossowitschi* Sok.), характеризующей, по мнению Н. С. Воронец, верхи среднего или низы верхнего валанжина. Мощность песчаников 20—25 м.

4. Разрез хаиргасской свиты заканчивается серыми средне- и мелкозернистыми песчаниками с подчиненными прослоями мелкозернистых темных песчаников и алевролитов. Характерна мелкая косая слоистость, а также присутствие, наряду с фауной, растительных остатков. Помимо встреченной ранее фауны, установлена *Aucella sibirica* Sok., что датирует эту толщу, как и предыдущую, верхами среднего или низами верхнего валанжина. Мощность 60 м.

Общая мощность хаиргасской свиты, относящейся к валанжинскому ярусу нижнего мела, равна 320—325 м.

Ленская угленосная серия

В северной части района морские валанжинские отложения постепенно переходят в прибрежно-континентальные угленосные отложения, которые выделяются в ленскую серию.

Наиболее полно эти отложения изучены в Булунском районе П. И. Глушинским, И. М. Мигаем, Ю. Г. Гором и др., которые в составе ленской серии выделили шесть свит (снизу вверх).

1. К и г и л я х с к а я с в и т а — серые и грязно-серые средне- и мелкозернистые косослоистые, реже горизонтально-слоистые, аркозовые песчаники с прослоями темно-серых, нередко песчанистых алевролитов с растительными остатками и пластами угля нерабочей мощности. В песчаниках имеются округлые известковистые и известково-железистые конкреции. Определимых остатков флоры и фауны не обнаружено. Мощность свиты в восточной части района равна 430 м.

2. К ю с ю р с к а я с в и т а залегает согласно на нижележащей кигильяхской свите. Она слагается перемежающимися темно-серыми, нередко песчанистыми, алевролитами и мелкозернистыми косослоистыми песчаниками. В свите содержится несколько горизонтов с конкрециями глинистого сидерита и пласты угля, достигающие рабочей мощности. Среди многочисленных растительных остатков Н. Д. Василевской определены: *Contiopteris burejensis* (Zal.) Sew., *C. kolymensis* (Prun.), *Cladophlebis lenaensis* Vachg., *Rhizopteris magnus* Vassil. и другие формы, характеризующие низы неокома. В верхних горизонтах свиты встречаются остатки солоноватоводной фауны: *Corbula* cf. *sowerbii* (Forbes), *C.* cf. *sedgwickii* (Forbes), *Unio parva* Mart., указывающей, согласно Г. Г. Мартинсону, на верхний валанжин — нижний готерив. Мощность свиты в восточной части района достигает 170 м.

3. Н а д к ю с ю р с к а я с в и т а лежит согласно на кюсюрской свите. Она сложена серыми и светло-серыми среднезернистыми, часто косослоистыми, аркозовыми песчаниками с включением обуглившихся растительных остатков. В песчаниках отмечается большое количество крупных линзовидных известковистых и известково-железистых конкреций. В подчиненном количестве встречаются крупно- и мелкозернистые песчаники, а также линзы и линзовидные прослои темно-серых, часто песчанистых алевролитов. Мощность свиты колеблется от 520 на западе до 800 м на востоке района.

4. Б у л у н с к а я с в и т а также лежит согласно на надкюсюрской свите. Она состоит в основном из темно-серых алевролитов, которым подчинены песчаники и аргиллиты. В свите содержатся прослои углистых алевролитов и углей, достигающие в отдельных случаях рабочей мощности. Обнаруженные растительные остатки: *Contiopteris burejensis* (Zal.) Sew., *C. onychioides* Vassil. et K. — M., *Nilssontia orientalis* Heer, *Ginkgo sibirica* Heer, *G. adiantoides* (Ung.) Heer, *Sphenobatera longifolia* (Pomet) Fl., *Podozamites gramineus* Heer, согласно заключению Н. Д. Василевской, характерны для верхов неокома — низов апта. В свите были найдены отпечатки рыб, отнесенные А. В. Хабаковым к сем. *Pachycormidae* и *Cocceolepis*. Мощность свиты составляет до 100 м.

5. Н а д б у л у н с к а я с в и т а располагается на размытой поверхности подстилающей булунской свиты. Эта свита сложена серыми среднезернистыми аркозовыми косослоистыми песчаниками, содержащими округлые известковистые и известковисто-железистые конкреции, рассеянную гальку из песчано-глинистых пород и обломки обугленной древесины. По своему литологическому составу и строению эта свита сходна с надкюсюрской свитой. Определимой флоры или фауны в отложениях свиты не найдено. Мощность ее 500—550 м.

6. О г о н е р - ю р я х с к а я с в и т а лежит согласно на надбулунской свите. В строении ее участвуют темно-серые алевролиты, в меньшей степени песчаники, алевролиты, аргиллиты и серые мелко- и среднезернистые песчаники. Три песчаниками горизонтами мощностью от 8—10 до 35—40 м свита делится на четыре подсвиты, причем кровля пород третьей подсвиты несет следы внутриформационного размыва. Песчани-

ки и песчаные алевролиты часто косослоисты и на плоскостях напластования их отмечаются волноприбойные знаки. В пределах всей свиты содержатся прослои углистых алевролитов и пласты углей, иногда рабочей мощности. В свите встречены растительные остатки. Формы *Asplenium rigidum* Vassil., *Gleichenia lobata* Vachr., *Nilssonia comtula* Heer, *Ginkgo adiantoides* (Ung.) Heer, *Podozamites striatus* Velen., *Pityostrobus gusevi* Vassil., согласно заключению Н. Д. Василевской, указывают на верхи апта — низы альба. Фауна пресноводных пелеципод, обнаруженная среди отложений свиты: *Unio soleniformis* Olenic, *U. aff. senectus* White, *Pseudocardinia ovalis* gen. et sp. nov., *Ps. arctica* gen. et sp. nov. *Ps. intermedia* gen. et sp. nov., по заключению Г. Г. Мартинсона, позволяет отнести эти отложения к верхам нижнего или низам верхнего мела. Мощность свиты достигает 310—320 м. Таким образом, в северной части района в составе ленской серии выделяются три угленосные свиты, разделенные между собой тремя свитами песчаников. Общая мощность осадков ленской серии в восточной части (прискладчатой) впадины достигает 2000—2400 м. Возраст ее определяется как верхи валанжина — альб.

Отложения ленской угленосной серии прослеживаются к югу, в частности они вскрываются в Жиганском районе, где до сих пор существует самостоятельное стратиграфическое деление меловых угленосных отложений с выделением ряда местных свит. Последние условно могут быть сопоставлены со свитами угленосных отложений Булунского района. Полная же корреляция разрезов угленосных отложений этих двух районов дело будущих исследований.

В Жиганском районе аналогом ленской серии является ынгырская угленосная свита, описанная Е. А. Кононовой и В. Я. Сычевым. Разрез ынгырской свиты относительно лучше изучен в западном приплатформенном крыле впадины. Ввиду того, что здесь фациальные условия были иными по сравнению с геосинклинальной частью впадины, мощность данной свиты и характер угленосности значительно отличаются от описанных выше. Кроме того, прибрежно-континентальный режим на юге района установился, по-видимому, раньше — с начала нижнего мела, в то время как на севере, в частности в Булунском районе, в эту эпоху еще существовал морской бассейн.

Ынгырская угленосная свита впервые была выделена В. Я. Сычевым на левом берегу р. Лены — на участке от возвышенности Ынгыр-Хая до мыса Чоноко. Представлена она светло-серыми средне- и мелкозернистыми косослоистыми аркозовыми песчаниками, содержащими крупные округлые стяжения из крепкого известковистого песчаника, серыми слоистыми плотными неравномерно зернистыми алевролитами и серо-зелеными тонкослоистыми, иногда плотными, карбонатизированными алевролитистыми аргиллитами и пластами угля. Песчаники, алевролиты и алевропелиты нередко по простиранию сменяют друг друга.

Ынгырская свита состоит из: 1) нижнего угленосного горизонта мощностью 30 м, 2) песчаникового горизонта мощностью 30 м, 3) второго угленосного горизонта мощностью 21 м, 4) песчаникового горизонта мощностью 51 м, 5) третьего угленосного горизонта мощностью 25 м. Общая видимая мощность отложений свиты равна 157 м. Полная же мощность ее не установлена. В свите имются семь пластов угля рабочей или близкой к ней мощности.

Возраст ынгырской свиты в этом районе определяется тем, что в подше свиты лежат морские верхнеюрские отложения так называемого ауцеллового горизонта (кимериджский — нижний волжский ярусы), а спорово-пыльцевые комплексы отложений, по данным М. А. Серовой и А. Ф. Дибнер, наиболее характерны для нижнего мела.

Разрез угленосных отложений в центральной части района изучен очень слабо ввиду плохой обнаженности. Можно предполагать, что он

близок Жиганскому разрезу. Так, угленосные отложения в районе рр. Менгкере и Кыстатм, судя по наблюдениям Е. А. Кононовой и В. Я. Сычева, также лежат на верхнеюрских отложениях, возраст которых доказывается находками остатков фауны, определенной Н. С. Воронец. Мощность угленосных отложений здесь, по-видимому, значительно бóльшая.

Оленекская угленосная серия

В пределах описываемого района отложения оленекской угленосной серии обнажаются в основном только в южной его части. Они также выявлены в нескольких пунктах северной и центральной частей района.

На севере, в Булунском районе, стратиграфическое положение их достаточно определено, а в центральной части границы этой толщи условны.

Отложения оленекской угленосной серии имеют альб-сеноманский возраст. Они согласно, но с частичным размывом, лежат на породах ленской угленосной серии. Впервые их выделил и описал А. И. Гусев в 1940 г., в бассейне р. Оленек.

В Оленекском районе отложения оленекской угленосной серии разделены на четыре свиты: лукумайскую, укинскую, менг-юряхскую и чарчкскую. Общая мощность отложений оленекской угленосной серии здесь достигает 1300 м.

В пределах же описываемого района к отложениям оленекской угленосной серии относятся следующие свиты.

На севере, в Булунском районе, на породах огонер-юряхской угленосной свиты, являющейся верхним членом разреза ленской серии, согласно лежат отложения обелоканской свиты, являющейся аналогом лукумайской свиты, т. е. нижней свиты оленекской серии. Обелоканская свита сложена серыми крупно- и среднезернистыми косослоистыми песчаниками менее сцементированными, чем нижележащие породы. Песчаники содержат линзовидные прослои более плотных грязно-зеленоватых или ржавых песчаников с галькой из темно-серых алевролитов, песчаников и, реже, углей. В этих песчаниках отсутствуют округлые карбонатизированные стяжения, свойственные нижележащим свитам. Видимая мощность отложений свиты 150 м. Возраст их определяется тем, что они залегают на отложениях, относимых к верхам апта—низам альба.

На юге, в Жиганском районе, к оленекской серии условно отнесена уоттахская угленосная свита, выделенная В. Я. Сычевым в 1949 г. Уоттахская угленосная свита разделяется на два горизонта: нижний — песчанниковый — мощностью более 46 м (низы свиты в обнажениях не зафиксированы) и верхний — угленосный — мощностью 140—170 м. По наблюдениям В. Я. Сычева (1950 г.), выше угленосного горизонта лежит еще горизонт песчаников мощностью около 50 м. Нижний горизонт представлен серыми разномасштабными слабо сцементированными песчаниками, а иногда уплотненными песками, содержащими стяжения плотного песчаника размерами 1—4 м, и линзы алевропелита. Угленосный горизонт сложен теми же песчаниками с относительно хорошо выдержанными пластами серых и темно-серых алевролитов и алевропелитов, к кровле которых приурочены прослои угля и углистого сланца. Верхний песчанниковый горизонт слагается песчаниками с прослойками алевролитов. Он по своему литологическому составу близок нижнему горизонту. Угленосный горизонт содержит 12 пластов угля рабочей или близкой к ней мощности. Общая мощность отложений уоттахской свиты принята В. Я. Сычевым более 270 м, однако мощность пород заведомо уоттахской свиты не превышает 200 м.

К оленекской угленосной серии уоттахская свита отнесена, исходя из ее стратиграфического положения в разрезе (залегание данной свиты

на ынгырской, которая параллелизуется с ленской серией) и по степени угленосности. В ынгырской свите, как и вообще в ленской серии, наблюдается известная цикличность углеобразования, тогда как в уоттахской свите такой цикличности не замечается, и угольные пласты распределяются относительно равномерно по всему разрезу. Спорово-пыльцевые комплексы из уоттахской свиты, по данным М. А. Седовой и Э. Н. Кара-Мурза, позволяют отнести эти отложения к нижнему мелу. Следует указать, что и оленекская серия длительное время относилась по спорам и пыльце к нижнему мелу, и лишь после находки остатков альбской фауны в огопер-юряхской свите возраст оленекской серии был повышен до альб-сеномана.

Вилюйская угленосная серия

Отложения вилюйской угленосной серии, относимые к верхнему мелу, как уже отмечалось, развиты за пределами описываемого района, к югу от Полярного круга, где занимают центральную часть Ленской впадины и главным образом Вилюйскую впадину. В связи с этим описание названных отложений дается кратко.

Описания разрезов вилюйской угленосной серии произведены: в северной части развития этих отложений В. Я. Сычевым и А. И. Гусевым, а в южной части В. А. Вахрамеевым и Ю. М. Пушаровским. По данным этих исследователей, указанная серия представлена континентальными отложениями мощностью 800—1000 м. Она сложена белыми или белесовато-серыми часто ожелезненными, придающими охристую и бурую окраску, косослоистыми песками и рыхлыми песчаниками с подчиненными линзовидными прослоями и линзами серых песчанистых глин, алевролитов, железистых песчаников, четкообразными прослоями и отдельными скоплениями галечника, стяжениями сидерита, рассеянными обугленными стволами древесины и небольшими линзами лигнитов. Характерны для этих отложений наличие отпечатков листьев покрытосеменных растений, присутствие янтаревидных смол внутри обломков обугленной древесины, а также минералогический состав песков с типичным для него малым (0—5%) содержанием эпидота, против большего количества этого минерала (20—50%) в нижележащих породах, при соответствующем увеличении содержания граната.

В. А. Вахрамеев делит эти отложения на две свиты: нижнюю — тимердяхскую, в которую вошли ранее выделявшиеся аграфеновская и черемийская свиты мощностью не менее 700 м, и верхнюю свиту — линденскую мощностью 150—200 м. Переход между свитами постепенный.

Имеющиеся растительные остатки позволяют выделить два комплекса отложений, граница между которыми проходит внутри тимердяхской свиты. Нижний комплекс включает: *Menispermites* ex gr. *communis* Hollick, *Dalbergites simplex* (Neub.) Sew., *Sassafras* aff. *polevoii* (Kryshst.) Jagmol. и другие формы, что указывает на сеноман — турон. Верхний комплекс — верхняя часть тимердяхской свиты и линденская свита — содержат *Trochodendroides*, *Viburnum*, *Zizyphus*, *Macclintockia*, характеризующие сепонский и, возможно, датский ярусы.

В. Я. Сычев выделил в составе верхнемеловых отложений Жиганского района бахынайскую свиту, имеющую литологическую характеристику, близкую тимердяхской свите, описанной В. А. Вахрамеевым. В. Я. Сычевым установлены в свите четыре горизонта. Три горизонта рыхлых песчаников мощностью 40—60 м, отличающиеся друг от друга в основном по цвету, и верхний горизонт песчаников с прослоями аргиллита и сажистыми примазками, свидетельствующими о наличии в аргиллитах прослоев бурого угля. Видимая мощность этого горизонта равна 10 м. Спорово-пыльцевые комплексы бахынайской свиты, согласно заключению Э. Н. Кара-Мурза, допускают ее верхнемеловой возраст.

Четвертичные отложения развиты в районе чрезвычайно широко, занимая всю Ленскую впадину. Однако изучены они очень слабо. В связи с этим приводимое ниже расчленение четвертичных отложений является до некоторой степени условным.

Четвертичные отложения в пределах Ленской впадины представлены песками, часто содержащими гравий и гальку, реже, галечниками, суглинками, супесями, глинами и торфом. Мощность четвертичных отложений в отдельных пунктах достигает нескольких десятков метров; по данным В. Я. Сычева, на р. Хоронгхо — свыше 70 м, по данным В. Н. Кузнецова и Т. П. Сафронова, в районе пос. Жиганска — до 45 м и у пос. Булуна — 30—40 м. В ряде скважин, пройденных в районе пос. Жиганска, зафиксирована мощность четвертичных отложений, от 5 до 30 м.

Наиболее древними осадками четвертичного времени, относящимися, по-видимому, к нижнему отделу, являются аллювиальные пески с галькой, встреченные В. Я. Сычевым и О. А. Ивановым в юго-западной части района в береговых возвышенностях 130—140-метровой террасы р. Хоронгхо. Аналогичные отложения и галечники были отмечены в ряде пунктов у западных и восточных окраин Ленской впадины на абсолютных высотах около 200 м. Возможно, что они также относятся к нижнему отделу.

К аллювиальным отложениям среднего отдела четвертичного времени могут быть отнесены мелкозернистые пески с прослоями гравия, встреченные В. Я. Сычевым и О. А. Ивановым на террасах высотой от 80 до 140 м к югу от р. Хоронгхо.

Значительно шире развиты отложения верхнего отдела. Среди них С. А. Стрелковым выделены аллювиальные отложения первого межледниковья, слагающие 60-метровую террасу, ледниковые и водно-ледниковые отложения зырянского времени и аллювиальные отложения второго межледниковья, слагающие 30-метровую террасу.

Терраса высотой 60 м достаточно хорошо прослеживается. Она сложена отмытыми мелко- и тонкозернистыми косослоистыми песками. Севернее р. Натары этим отложениям, по-видимому, соответствуют разнотернистые пески с прослоями гравия, являющиеся прибрежной фацией тех же аллювиальных отложений.

Ледниковые отложения, согласно наблюдениям И. П. Атласова, В. А. Первунинского и других, занимают крайнюю восточную часть территории Ленской впадины. Они перекрывают все древние террасы р. Лены, включая террасу высотой 60 м. Сложены они валунными суглинками и супесями мощностью 20—30 м. На левобережье р. Лены ледниковых отложений не отмечено. Исходя из данных распространения ледниковых отложений, следует считать, что они отвечают краевой зоне оледенения, развивавшегося в Орулганских горах.

Водно-ледниковые отложения занимают широкие пространства правобережной части Ленской впадины, также покрывая древние террасы реки. Согласно данным И. П. Атласова, В. А. Первунинского, Ф. А. Головачева и А. П. Иванова, к водно-ледниковым отложениям относятся пески с галькой и хорошо окатанные галечники. По направлению к востоку сортировка и окатанность галек ухудшается.

На отдельных участках по всей долине р. Лены прослеживается терраса высотой 30 м. В основном эта терраса сложена тонкозернистыми косослоистыми песками. Для верхних горизонтов ее разреза характерны супеси, в которых встречена «мамонтовая фауна». В строении террасы также принимает участие ископаемый лед, который, судя по последним исследованиям Института мерзлотоведения Академии наук СССР, должен рассматриваться как эпигенетическое образование. Ана-

логичного мнения придерживается и С. А. Стрелков, изучавший четвертичные отложения р. Лены.

Наиболее молодыми отложениями четвертичного времени, относящимися к его современному отделу, являются аллювиальные образования, слагающие первую надпойменную и пойменную террасы, расположенные на высотах 0—20 м. Первая надпойменная терраса сложена песками и перекрыта торфяниками. Мощность последних, по наблюдениям С. А. Стрелкова, к югу от пос. Сиктяха достигает 4 м. Торфяники, как правило, разбиты трещинами полигональной отдельности, заполненными ледяными клиньями толщиной до 4 м и проникающими в глубину на 7—9 м. Пойменную террасу слагают пески и супеси с наносным растительным детритом. Среди этих отложений также наблюдались ледяные клинья небольшой мощности.

Помимо приведенного выше описания аллювиальных, водно-ледниковых и ледниковых отложений, в пределах описываемого района широкое развитие имеют элювиально-делювиальные образования. Последние покрывают плащом небольшой мощности все выходы коренных пород. Их литологический состав обусловлен составом подстилающих пород.

ТЕКТОНИКА

Как уже указывалось выше, описываемая территория в общем структурном плане является периферической частью мезозойской Верхоянской геосинклинали.

Вслед за Н. С. Шатским, в ряде работ, посвященных тектонике области нижнего течения р. Лены, эта территория рассматривается как типичный Ленский или Приверхоянский краевой прогиб, возникновение которого относится к верхней юре — нижнему мелу. При этом внешняя зона прогиба образовалась на окраинных жестких и малоподвижных частях древних структур Сибирской платформы, а внутренняя зона его развивалась на складчатом основании, значительно более мобильном.

И. П. Атласов устанавливает два этапа в истории формирования мезозойского Ленского краевого прогиба: 1) доскладчатый, развивавшийся, аналогично указанному выше, но начиная с триаса или, возможно, со среднего лаяса, и 2) послескладчатый, определившийся с датского яруса, когда Ленский краевой прогиб приобретает все черты передового прогиба.

Иной точки зрения придерживается А. И. Гусев, который, развивая взгляды Г. А. Иванова, рассматривает территорию, протягивающуюся вдоль нижнего течения р. Лены как переходную зону между платформой и геосинклиалью, претерпевшую в основном лишь одну фазу складчатости в верхнемеловое время. А. И. Гусев считает, что современная структура района сложилась в результате проявления этой складчатости и последующих эрозийных процессов. Ряд данных, имеющихся в геологических работах последних лет, свидетельствуют об увеличении мощности отдельных свит мезозойских отложений с запада на восток, от платформы к геосинклинали, что, по-видимому, подтверждает последнюю точку зрения.

При сопоставлении разрезов юрских отложений западной и восточной частей района обращает на себя внимание их близкий литологический состав, что говорит об общих областях питания и относительно однородных фациальных условиях формирования пород. Меловые отложения, в частности угленосные породы, литологически отличаются от юрских отложений. В них увеличивается крупность зерна в песчаниках, состав которых становится преимущественно аркозовым.

Несомненно, что юрские отложения не могли служить источником питания для меловых осадков. Поскольку же гранулометрический состав

более древних пермских и триасовых отложений в Северном Верхоянье близок юрским, область сноса здесь не могла располагаться. Эти данные также противоречат трактовке структуры района как краевого прогиба, развивающегося за счет компенсационного прогибания воздымающейся Верхоянской геосинклинальной области, откуда происходил снос материала в зону прогиба.

Анализ фаций юрских и меловых отложений позволяет считать, что в течение нижней юры — нижнего мела существовали прибрежно-морские условия, при которых происходило накопление пород, затем в нижнем мелу — прибрежно-континентальные и, наконец, в верхнем мелу — континентальные условия.

При этих условиях к востоку должно было располагаться открытое море. Для юрского периода такое построение вполне обосновано, поскольку осадки с юрской фауной известны к востоку от р. Лены — в Верхоянской геосинклинали. Для мелового периода к подобным выводам можно прийти лишь на основании косвенных данных, так как морских меловых отложений в Северном Верхоянье не сохранилось, если не считать находки И. Г. Николаева на р. Ырысах остатков фауны альбского возраста.

Таким образом, палеогеографическая обстановка времени юры и мела говорит в пользу того, что район, вплоть до верхнего мела, являлся периферической частью Верхоянской геосинклинали, т. е. зоной, переходной к платформе. Лишь в верхнем мелу, после завершения складчатости и последующего воздымания Верхоянского хребта, начался новый этап тектонической жизни района — образование передового прогиба. Фактические материалы, расшифровывающих этот этап для описываемой территории, не имеется, но южнее — в Вилюйской впадине — мощные континентальные осадки верхнемелового возраста свидетельствуют о большом, до 2000 м, компенсационном послескладчатом прогибе.

В структурном плане рассматриваемого района, протягивающегося вдоль р. Лены, от Полярного круга до пос. Булуна, решающим является его положение между Сибирской платформой и Верхоянской складчатой областью. В целом, породы слагают крупную, меридионально вытянутую асимметричную синклинальную структуру. Восточное крыло ее более крутое и осложнено дополнительной складчатостью, тогда как западное крыло структуры является моноклинальным и пологим. Плохая обнаженность района и недостаточная изученность его приводят к тому, что в настоящее время не представляется возможным дать достаточно подробное описание морфологии отдельных структур.

Восточная часть района была выделена И. П. Атласовым в зону складчатых структур переходного типа, от линейных к прерывистым. Линейные формы складчатых структур, развитые в складчатой области, за счет сокращения протяженности антиклинальных складок, расширения и выполаживания крыльев в синклиналих и ундуляции шарниров структур, приобретают прерывистые формы, и они морфологически выражены флексурами, гребневидными и коробчатыми складками. В северной части района, где переходная зона имеет наименьшую ширину, преимущественным развитием пользуются гребневидные и, реже, коробчатые складки; здесь крупных флексур не отмечено. В общем тут переходная зона характеризуется широкой асимметричной синклинальной складкой, осложненной вторичными отдельными складками на крыльях.

В южной же части района переходная зона имеет значительно большую ширину. Для этой части характерны коробчатые складки, которые представляют собой очень пологие синклинали или антиклинали, с почти горизонтально лежащими породами в приосевой части складки и крутыми крыльями, осложненными в свою очередь гребневидными узкими антиклиналями и синклиналиями. По-видимому, в широких

синклиналях подобного типа складок выходят угленосные отложения оленекской серии, среди поля пород ленской угленосной толщи на рр. Менгкере, Натара и Джарджан.

Разрывные дислокации обычно имеют небольшие амплитуды. Они приурочены к крыльям складчатых структур. Западная часть территории Ленской впадины, включая окраину Сибирской платформы, была выделена И. П. Атласовым как зона структур платформенного типа. В рассматриваемом нами районе по западной окраине площади развития мезозойских отложений наблюдаются моноклинално и спокойно залегающие породы юрской системы и нижнего мела. В результате проявления последних фаз альпийской складчатости появились дополнительные структуры в виде поднятий, осложненные, чаще по периферии, мелкими волнистыми складками и местами разрывными нарушениями. К таким крупным структурам относятся на северо-западе района Оленекское поднятие, а на юго-западе — Мунское поднятие. Эти структуры имеют до 100—150 км в поперечнике.

На юге района, у пос. Жиганска, была установлена брахиантиклинальная складка северо-западного простирания, получившая название кель-Сяльской структуры. Ориентировочные размеры этой структуры, учитывая размытую р. Ленной ее восточную часть, составляют 25×154 км. Падение пластов на северном крыле достигает 10° , а на южном крыле угленосные отложения нижнего мела полого наклонены на юг под углом около 1° . Сводовая часть структуры вскрыта в обнажениях левого берега р. Лены и здесь, как и в северной ее части, отмечается несколько сбросов с амплитудой около 100—150 м. Этот участок был разбурен Якутской конторой разведочного бурения. Согласно предварительной корреляции материалов, произведенной непосредственно при бурении скважин, наличие здесь брахиантиклинальной структуры не подтверждено. Оказалось, что пласты залегают моноклинално с небольшими осложнениями. Возможно, что после окончательной обработки материалов, полученных в результате бурения, трактовка структурного построения района еще изменится.

Помимо указанных поднятий, рядом исследователей для этой части района отмечается наличие небольших складок брахиантиклинального и брахисинклинального типа.

Данные по стратиграфии позволяют сделать ряд выводов по истории геологического развития района в мезозое. В предъюрское время эта территория представляла собой сушу, существовавшую, вероятно, довольно значительное время и достаточно интенсивно размывавшуюся. Основанием для подобного допущения служит залегание отложений среднего лейаса на породах кембрия, перми, а севернее и триаса. Со среднего лейаса территория начинает прогибаться, и сюда проникает море, в котором стали отлагаться песчано-глинистые осадки. Морской режим сохраняется в течение почти всего юрского периода. Возможно, что в конце этого периода отдельные участки морского дна выходили на поверхность и частично подвергались размыву, а в некоторых местах появлялись благоприятные условия для углеобразования. Так, например, в Тасаринской синклинали, находящейся к северу от исследуемого района, нижнемеловые отложения лежат на различных горизонтах юрских пород. На юге района в течение батского и келловейского веков происходило формирование джаской угленосной свиты.

В нижнемеловое время северная часть территории также остается покрытой морем. Здесь лишь с верхнего валанжина, после отступления моря, устанавливаются прибрежно-морские условия, способствующие накоплению угленосных осадков. Продолжавшееся прогибание носило, по-видимому, пульсационный характер и времени наибольшего прогибания соответствуют свиты песчаников, а наименьшего — угленосные свиты. Помимо прогибания и накопления осадков, в этот же период

происходили значительные поднятия отдельных участков, в результате чего породы некоторых свит оказались существенно размытыми.

В южной части района, после морского режима, продолжавшегося от оксфорда до нижнего волжского века, также устанавливаются прибрежно-морские условия, при которых начинается цикл угленакопления, но прогибание здесь имело значительно меньшую амплитуду.

На различную степень прогибания, помимо мощности осадков, указывает и химический состав углей. Так, бурые угли встречаются вблизи платформы, где прогибание было минимальным. По направлению же к складчатой области увеличивается метаморфизм углей, что свидетельствует о значительной глубине погружения осадков.

Складчатость, происшедшая во второй половине верхнемеловой эпохи, в Верхоянской геосинклинали создала современную тектоническую структуру района с типичными формами складок переходной зоны.

Позднее, в верхнемеловое и, по-видимому, нижнетретичное время, в южной части района — в пределах Вилюйской впадины, а возможно и в более северных его частях, началось новое прогибание. После этого рассматриваемая территория приобретает черты типичного передового прогиба. Особенности литологического состава верхнемеловых отложений дают основание предполагать, что они образовались за счет продуктов разрушения, сносившихся с поднимающихся складчатых сооружений Верхоянского хребта.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Основным полезным ископаемым Ленской впадины является уголь. Имеются предпосылки считать эту территорию возможно перспективной и в отношении нефтеносности. Известное значение могут иметь различные виды местных строительных материалов.

Угленосность. Поскольку Ленская впадина занимает промежуточное положение между платформой и складчатой областью, это сказывается и на характере ее угленосности. В приплатформенных участках общее количество пластов углей невелико, но ближе к складчатой области оно возрастает, доходя в отдельных угленосных свитах даже до нескольких десятков. Соответственно меняется и степень метаморфизма углей. Для западной части района типичны угли, переходные от бурых к каменным, а восточной прискладчатой части района присущи газовые и паровично-жирные угли. К первым относятся угли Жиганского района, ко вторым — Булунского. Можно предполагать, что в центральных частях Жиганского района будут встречены длиннопламенные угли.

В Булунском районе зафиксированы четыре угленосные свиты: кигиляхская, кюсюрская, булунская и огонер-юряхская. Для последних трех свит характерны пласты углей сложного строения мощностью до 1,1—2,4 м. Мощность же пластов простого строения обычно очень невелика и редко достигает 0,5—0,6 м. В кигиляхской свите наблюдались лишь пропластки угля небольшой мощности. По данным А. И. Гусева, суммарная мощность углей по свитам составляет для кюсюрской свиты 10 м, или 5,9% от общей мощности отложений свиты; булунской свиты 5,1 м, или 5,6% от общей мощности отложений свиты, и огонер-юряхской свиты — 19 м, или 5,7% от общей мощности отложений свиты.

В Жиганском районе установлены три угленосные свиты: джаскойская, ынгырская и уоттахская. В джаскойской свите имеются три угленосных горизонта мощностью 17,26 и 14 м, разделенные пачками песчаников. В нижнем угленосном горизонте присутствуют лишь незначительные прослои угля мощностью менее 0,2 м, в среднем горизонте два пласта угля мощностью 0,5 и 0,77 м, и в верхнем горизонте присутствует пласт угля, мощность которого достигает 2,7 м, а также тонкие линзовидные

прослой угля. В ынгырской свите установлены три угленосных горизонта мощностью 30,21 и 25 м. В нижнем горизонте имеется два пласта угля мощностью 0,58—0,75 м, в среднем горизонте — три пласта угля, мощностью 0,82—2,57 м, и в верхнем горизонте — два пласта мощностью 0,63—1,37 м. Суммарная мощность углей составляет 7,42 м, 4—5% от общей мощности отложений свиты. Уоттахская свита характеризуется большой угленасыщенностью и равномерным распределением пластов углей по всему разрезу, чем она отличается от нижних угленосных свит. Суммарная мощность угля равна 12,06 м, или 8—9% к общей мощности отложений свиты. Строение пластов в основном простое при наибольшей мощности их 1,05—2,42 м.

Нефтеносность. Ленская впадина является перспективной областью в отношении возможной нефтеносности, что подтверждается как рядом косвенных признаков, основанных на ее геологическом строении, так и прямыми находками в ее пределах битуминозных пород и капельно-жидкой нефти в отдельных образцах.

В качестве общих благоприятных предпосылок Н. А. Гедройц и Н. П. Атласов приводят такие факторы: 1) повсеместная битуминозность в соседних районах кембрийских и пермских отложений, являющихся фундаментом Ленской впадины, а также выходящих в ее западном борту; 2) удовлетворительные и хорошие коллекторные свойства вышележащих пород; 3) относительная простота геологического строения со структурами, благоприятными для скопления нефти. К прямым признакам нефтеносности относятся находки В. А. Первунинским на р. Сююнде — притоке р. Молодо и В. Я. Сычевым на р. Сэрки — притоке р. Линдэ во вторичном залегании, в поле развития нижнеюрских песчаников, насыщенных жидкой нефтью известняков. Эти известняки относятся к среднекембрийским отложениям, подстилающим в этом районе юрские породы. В. Я. Сычевым установлена здесь же и битуминозность алевроитовых глин лейаса. Аналогичная находка капельно-жидкой нефти в караваеобразном стяжении известковистого песчаника в нижнемеловых угленосных отложениях была сделана В. А. Вахрамеевым и Ю. М. Пушаровским на р. Лене, к югу от р. Стрекаловки.

Таким образом, существуют основания рассчитывать, что в пределах Ленской впадины могут быть обнаружены скопления нефти как первичного происхождения в пермских и кембрийских отложениях, так и вторичного происхождения — в юрских и нижнемеловых отложениях.

Общие геологические предпосылки позволяют считать, что здесь могут быть выявлены месторождения различных инертных материалов, керамического сырья и, вероятно, каменных строительных материалов.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ НОВОСИБИРСКИХ ОСТРОВОВ

ВВЕДЕНИЕ

Изучение геологического строения архипелага Новосибирских островов связано главным образом с именами М. М. Геденштрома (1809—1811 гг.), П. Ф. Анжу (1821—1823 гг.), Э. В. Толля (1886, 1893 и 1901—1902 гг.), К. А. Воллосовича (1901—1902 гг.) и М. М. Ермолаева (1929 г.). Однако это изучение ограничивалось посещением отдельных островов архипелага и сборами некоторых материалов при маршрутных исследованиях. Хотя эти данные являются далеко не полными, все же по ним можно составить представление о характере геологического строения Новосибирских островов.

Указанные материалы рекогносцировочных исследований впервые были обобщены М. М. Ермолаевым (1937 г.), а затем более подробно Т. Н. Спижарским (1947 г.).

Выполненные в 1947 г. Е. С. Короткевичем геологические наблюдения на о. Котельном также были весьма неполными. Но все же после обработки данных этих наблюдений, произведенной Н. Ю. Загорской, можно было несколько уточнить сведения о геологии этого острова.

Территория архипелага Новосибирских островов занимает значительное пространство между 73 и 77°07' с. ш. и 135—158° в. д. Общая площадь островов составляет 36 тыс. км². Наиболее крупный из них о. Котельный; его площадь равна 12 тыс. км². Наименьшую площадь — 7 км² имеет о. Фигурина.

По расположению Новосибирские острова разделяются на три группы. Самую северную из них, известную под названием о-вов Де-Лонга, образуют о-ва Беннета, Генриетты, Жаннетты, Жохова и Вилькицкого. Общая площадь их равна 190 км². В центральной части территории архипелага расположены о-ва Анжу. В эту группу, называемую в литературе также собственно Новосибирскими островами, входят о-ва Котельный, Новая Сибирь (5240 км²), Фадеевский (5170 км²), Бельковский (450 км²) и Фигурина. Ляховские острова — Большой Ляховский (4600 км²), Малый Ляховский (1325 км²) и Столбовой (170 км²) — составляют южную группу, отделенную от о-вов Анжу проливом Санникова и от материка — проливом Дмитрия Лаптева.

КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ РЕЛЬЕФА

Архипелаг Новосибирских островов находится в области Полярного бассейна и служит естественной границей между морем Лаптевых и Восточно-Сибирским морем. Черты рельефа архипелага сходны для всех групп островов. Это преимущественно платообразные возвышенности, иногда с ледниковыми покровами (о-ва Де-Лонга). Максимальные абсолютные отметки достигают 380 м.

В группе о-вов Анжу наибольшие высоты отмечены на о. Котельном. В юго-восточной части острова расположена гора Малакатан-Тас с отметкой 320 м. К северо-западу от последней наблюдается водораздельная гряда столообразных возвышенностей (до 250 м), расчлененных широкими депрессионными участками. На других островах группы наиболее обычные высоты до 80 м.

Гора Эмий-Тас, расположенная на юге о. Большого Ляховского, имеет абсолютную высоту 270 м и является высшей точкой в южной группе островов архипелага. Однако наиболее характерными для Ляховских островов являются высоты от 60 до 100 м.

В расчленении рельефа Новосибирских островов и придании ему современного облика значительная роль принадлежит ископаемым льдам, в особенности на о-вах Ляховских, Фадеевском и Новой Сибири. Вытаивание ископаемых льдов обуславливает образование многочисленных оврагов, а также озерных впадин различного размера, иногда достигающих нескольких километров в диаметре, при глубине не более 2 м. Однако наличие на Новосибирских островах отдельных разобленных и сравнительно больших высот, отчетливо выделяющихся на общем фоне пологого платообразного рельефа, свидетельствует о том, что формирование его также связано с тектоническими движениями.

Речная сеть на Новосибирских островах развита интенсивно и типична для арктических районов в отношении характера строения речных долин, обычно широких. В то же время реки в них имеют узкое и неглубокое русло и сравнительно небольшую протяженность. Только на островах Фадеевском, Новой Сибири и Большом Ляховском наблюдаются реки, пересекающие почти всю территорию островов, соответственно рр. Герасимова, Большая и Этирикан. К наиболее крупным рекам на о. Котельном относятся р. Балыктах и р. Решетникова.

СТРАТИГРАФИЯ

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Кембрийские отложения, относящиеся к среднему отделу, известны по материалам Э. В. Толля на о. Беннета. Выходы пород этого возраста наблюдаются в южной и восточной частях острова, где указанные отложения представлены в значительной степени метаморфизованными черными, глинистыми и темно-серыми песчанистыми сланцами, содержащими тонкие прослойки и конкреции известковистых пород. О метаморфизации отложений кембрия свидетельствует наличие в их составе большого количества хлорита и мусковита, а также присутствие графита.

Обнаруженная в сланцах Э. В. Толлем фауна трилобитов и брахиопод определена Г. Хольмом и Х. Вестерхардом. Впоследствии фауна трилобитов была изучена Е. В. Лермонтовой.

Т. Н. Спизарский в своей последней сводной работе приводит следующий список остатков из кембрийских отложений о. Беннета: *Anomocarina excavata* (A n g.), *A. sibirica* (H o l m et W e s t.), *Proampyx aculeata* (A n g.), *Phalacroma hyperborea* (H o l m et W e s t.), *Centropleura loventi* (A n g.), *Phoidagnostus bituberculatus* (A n g.), *Grandagnostus glandiformis* (A n g.), *Homagnostus pater* (H o l m et W e s t.), *Enetagnostus articus* (H o l m et W e s t.), *Clavaagnostus repandus* (H o l m et W e s t.), *Diplorhina* (?) *latirhachis* (H o l m et W e s t.), *Micromitra* (?) sp., *Lingulella* (?), *Acrotreta* sp.

Указанная фауна соответствует зоне *Paradoxides forchhammeri*, типичной для верхней части среднего кембрия Скандинавии. Однако такое сходство еще не может служить основанием для установления тождества условий формирования осадков в этих столь отдаленных друг от друга областях. Отложения среднего кембрия зоны *Paradoxides forchhammeri*

известны также и в пределах Сибирской платформы (бассейн р. Анабар), т. е. в области, расположенной ближе к Новосибирским островам. Однако условия накопления осадков здесь носили совершенно иной характер. Об этом, прежде всего, свидетельствует литологический состав отложений платформы, где они представлены исключительно карбонатными, нередко битуминозными породами. Следовательно, не исключена возможность накопления кембрийских осадков в районе современного положения архипелага Новосибирских островов в обстановке морского бассейна, не связанного с бассейнами, простиравшимися на территории Скандинавии и Сибирской платформы.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Отложения этой системы, как и кембрийской, имеют весьма ограниченное распространение в районе архипелага Новосибирских островов. Фаунистически охарактеризованные отложения ордовика установлены лишь на о. Беннета после изучения Г. Троедссеном коллекции пород, собранной Э. В. Толлем. В этих породах были обнаружена фауна граптолитов родов *Didymograptus*, *Tetragraptus*, *Phyllograptus*.

Посещение в 1937 г. о. Беннета М. М. Ермолаевым и П. А. Шумским позволило выяснить литологический состав ордовикских отложений. По данным названных исследователей, они представлены песчанистыми сланцами и песчаниками с прослойками известковистых пород и фауной граптолитов. Среди последней преобладают формы *Tetragraptus* sp. Общая мощность отложений ордовика составляет 500 м.

Характер взаимоотношений описываемых отложений с подстилающими их породами кембрия не установлен. Вследствие этого остается неясным, действительно ли из разреза нижнего палеозоя Новосибирских островов выпадают верхнекембрийские отложения. Однако, учитывая значительную мощность осадочных толщ нижнего палеозоя, превышающую, по данным П. А. Шумского, 1500 м, а также близкое сходство литологического состава пород среднего кембрия и ордовика, можно предполагать наличие постепенного перехода между отложениями той и другой систем, а следовательно, и возможное и присутствие на о. Беннета более высоких горизонтов кембрийских образований.

Другим пунктом выхода ордовикских отложений может быть мыс Максимовича на о. Котельном (в его северо-восточной части). Породы указанного возраста, представленные диктионемовыми известковыми сланцами, нанесены К. А. Воллосовичем на геологическую карту Новосибирских островов масштаба 20 верст в 1 дюйме, составленную им в 1906 г. по материалам Э. В. Толля и членов Русской полярной экспедиции. Однако, учитывая отсутствие в дневниках К. А. Воллосовича описания отложений ордовика, они не выделяются на геологической карте архипелага Новосибирских островов.

Следует также отметить наличие в списке фауны, приведенном Э. В. Толлем для о. Котельного, такой формы, как *Monoracos schmidtii* Гопп., типичной для ордовика, что свидетельствует о возможном присутствии на этом острове отложений соответствующего возраста.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Довольно значительное распространение силурийские отложения имеют на о. Котельном и пока не установлены на других островах Новосибирского архипелага. По материалам Э. В. Толля и К. А. Воллосовича, эти отложения обнажаются в центральной части о. Котельного и, по видимому, широкой полосой прослеживаются до его северного и северо-восточного побережья. По литологическому составу — это серые и темно-серые плотные, кристаллически зернистые известняки. Среди них, как показало изучение образцов пород коллекции Е. С. Короткевича, собран-

ной на участках верхнего течения р. Соколовки, встречаются доломитизированные известняки. Последнее обстоятельство представляет большой интерес, поскольку подобные по составу и возрасту отложения развиты в ближайших к Новосибирским островам районах Приморского края Хараулахских гор.

Возраст описываемых образований о. Котельного установлен по фауне кораллов и брахиопод, собранной Э. В. Толлем в 1886 г., главным образом в бассейне р. Средней и представленной следующими формами: *Orthis arctica* Toll, *Strophomena euglypha* Hising., *S. rhomboidalis* Wis, *Atrypa* (?) *tschautienensis* Keys., *Pentamerus* sp., *Leperditia arctica* Jones, *L. kotelnjensis* Toll, *L. czerskii* Toll, *Phacops quadrilineata* Ang., *Monorakos schmidti* Toll, *Bronteus andersoni* E. N., *Proetus* sp., *Favosites gotlandicus* Lam., *F. forbesi* Edw. et Gold., *Heliolites interstinctus* Lin., *Alveolites labechei* Edw. et Haime, *Columnaria alveolata* Gold., *Halysites catenularius* Lin., *H. parallelus* Schm., *H. keyserlingi* Toll, *Cyrtophyllum densum* Lind., *Palaearea lopatini* Lind., *Syringopora* sp.

Известняки с фауной *Leperditia* найдены, кроме того, А. А. Бунге. Такие же известняки обнаружены К. А. Воллосовичем по р. Драгоценной, в бухте Нерпалах и по р. Пшенищина, а также Е. С. Короткевичем в нижнем течении р. Соколовки.

Приведенный список фауны указывает на возможность выделения среди толщи силура о. Котельного отложений лландовери по наличию *Phacops quadrilineata* Ang., венлока по форме, названной Э. В. Толлем *Favosites forbesi* Edw. et Haime и переопределенной Л. Б. Рухиным как *Favosites hisingeri* Edw. et Haime, лудлова по *Leperditia arctica* Jones и *Strophomena euglypha* Hising.

Силурийские отложения Новосибирских островов наиболее правильно, по-видимому, сопоставлять с породами силура Приморского края Хараулахских гор, впервые установленными автором настоящего очерка в районе дельты р. Лены (залив Неелова), где они представлены известняками, известковыми доломитами и доломитами с фауной кораллов венлока (*Favosites asper* Ogb.). По более поздним данным А. А. Межвилка они, кроме того, содержат фауну криноидей венлока из сем. *Crotalocrinidae* (*Syndetocrinus*).

В другом пункте Приморского края, а именно в прибрежной зоне Быковской протоки дельты р. Лены (р. Атырдаах) А. А. Межвилк обнаружил в 1952 г. доломиты, содержащие кораллы *Palaeohalysites* aff. *gotlandicus* Yabe), которые характеризуют, по мнению М. С. Жижинной, отложения лландовери — нижнего венлока. Мощность силурийских отложений Приморского края составляет 600—650 м. Такова же она, по-видимому, и у отложений силура о. Котельного.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Фаунистически охарактеризованные отложения девона в настоящее время известны только на о. Котельном. Однако степень их распространения различными исследователями трактуется по-разному. Так, на геологической карте основоположника геологических исследований Новосибирских островов Э. В. Толля девонские отложения занимают значительную территорию в южной и западной частях о. Котельного. К. А. Воллосович выделяет в этой же части острова, непосредственно на его побережье, лишь узкую полосу выходов пород девона. Данные К. А. Воллосовича полностью перенесены М. М. Ермолаевым на геологическую карту северной части СССР масштаба 1 : 2 500 000, изданную в 1937 г. В несколько измененном виде показано развитие девонских отложений Т. Н. Спичарским и с более значительными изменениями Н. Ю. Загорской по материалам Е. С. Короткевича. По-видимому, по-

следняя трактовка является наиболее правильной, и она, в сущности, близко подходит к прежним представлениям Э. В. Толля. Девонские отложения выделяются Н. Ю. Загорской по литологическому составу также в бассейне р. Балыктаах, в восточной части о. Котельного.

Образования указанного возраста представлены преимущественно крупнозернистыми толстослоистыми известняками темно-серой окраски, иногда битуминозными, а также пиритизированными мергелями, глинистыми известняками, известково-глинистыми сланцами и песчаниками, прорванными, как это установлено около устья р. Егоров-Стан, дайкой диабазы мощностью до 20 м. В известняках и глинистых известняках найдена обильная фауна брахиопод и кораллов.

В юго-западной части острова (р. Егоров-Стан, устье р. Урсалах и мыс Анжу). Э. В. Толль обнаружил следующие формы, уточненное определение которым позже было дано Д. В. Наливкиным: *Spirifer novosibiricus* Toll, *Schizophoria iowensis* Hall, *Streptorhynchus umbraculum* Schl., *Rhynchonella cuboides* Sow., *R. acuminata* Mart. var. *platylosa* Sow., *Camarophoria ischernyschevi* Toll, *Orthis bungei* Toll., *Pentamerus galeatus* Dalm., *Atrypa reticularis* Lin., *A. aspera* Schl., *Productus subaculeatus* Murch., *P. hallanus* Wal., *Strophalosia productoides* Murch., *Ambocoelia umbonata* Cogn., *Lingula* sp., *Cyathophyllum caespitosum* Goldf., *Alveolites suborbicularis* Lam. Весь этот комплекс фауны типичен, по заключению Д. В. Наливкина, для франского яруса.

Более молодой облик имеет фауна, найденная Э. В. Толлем в темных битуминозных известняках мыса Чукочьего и р. Чукочьей. Отсюда Д. В. Наливкиным определены: *Spirifer whitneyi* Hall., *Sp. cf. anosofi* Vern., *Schizophoria striatula* Schl., *Streptorhynchus unbraclum* Schl., *S. crenstria* Phill. var. *devonica* Keys., *Productus* sp., *Atrypa reticularis* Lin., *A. aspera* Schl., *Cyathophyllum hexagonum* Goldf., *Pachypora cervicornis* Blain., *Alveolites suborbicularis* Lam., *Aulopora serpens* Goldf., *Syringopora* sp. Приведенные формы указывают на фаменский возраст содержащих их отложений.

Фауна верхнего девона о. Котельного хорошо параллелизуется с подобной же фауной Урала и в особенности Приморского края Хараулахских гор (залив Крыэс-Хомо Быковской протоки), где встречаются аналогичные и такие характерные для франского яруса формы, как *Spirifer novosibiricus* Toll, *Schizophoria iowensis* Hall, *Atrypa reticularis* Lin., *Aulopora serpens* Goldf. (сборы географа В. Н. Соколова, 1931 г.). Исходя из этого, по-видимому, можно говорить об едином морском бассейне, обусловившем накопление осадков верхнего девона в районах Новосибирских островов и Хараулахских гор.

Очевидно, сходные условия формирования отложений в указанных районах могли быть и в среднедевонское время. В связи с этим необходимо обратить внимание на то, что в 1935 г. на участке Быковской протоки дельты р. Лены, севернее устья р. Эбелях, А. И. Гусевым были обнаружены темно-серые, почти черные ороговикованые известняки с фауной *Stromatopora* aff. *concentrica* Goldf., по заключению В. И. Яворского, относящейся к среднему отделу девона.

В этом же районе Быковской протоки (гора Ысы-Туойдаах, южнее залива Булункаан) в 1952 г. А. А. Межвилк нашел в темно-серых мелкозернистых известняках фауну строматопор, представленную, по определению И. И. Горского, формой рода *Amphipora*, близкой *Amphipora ramosa* Phill. и относящуюся либо к среднему отделу, либо к нижней части верхнего отдела девона. Таким образом, присутствие в Хараулахских горах отложений среднего девона является вполне реальным, а следовательно, и возможным на Новосибирских островах, на что в свое время указывал Э. В. Толль, выделявший на о. Котельном не только верхнедевонские, но и среднедевонские образования.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Впервые каменноугольные отложения на Новосибирских островах были констатированы в 1901 г. К. А. Воллосовичем, обнаружившим в известняках мыса Бельковского на западном берегу о. Котельного фауну среднего карбона и, в частности, таких типичных представителей ее, как *Spirifer mosquensis* Fisch. и *Chonetes corbontifera* Keys. Наряду с этим здесь присутствуют *Productus longispinus* Sow., *P. aff. galatiensis* Girty, *P. cf. sptnulocus* Sow., *Spirifer* aff. *biriculatus* Sow., а также мшанки и кораллы.

Кроме того, на геологической карте, составленной К. А. Воллосовичем, выходы среднекаменноугольных образований показаны в ряде пунктов юго-западного побережья о. Котельного, что, по-видимому, сделано исходя из литологического сходства их с фаунистически охарактеризованными известняками мыса Бельковского. Очевидно, указанные выходы пород являются частью сплошной полосы отложений среднего карбона, прослеживаемой от мыса Бельковского на севере до устья р. Санникова на юге, приуроченной к синклинали складке, на крыльях которой обнажаются породы верхнего девона. К сожалению, характер взаимоотношений между отложениями этих систем остался невыясненным. В связи с этим заслуживает внимания имеющаяся в дневнике К. А. Воллосовича замечание о залегании песчаных конгломератов на верхнедевонских известняках участка стана Дурнова и на западном склоне возвышенности Малакатан-Тас, что до некоторой степени может служить косвенным указанием на возможность трансгрессивного залегания пород карбона на отложениях верхнедевонского возраста.

Ближайшим районом, где установлены выходы среднекаменноугольных пород на материке, является Приморский кряж Хараулахских гор. В 1884 г. А. А. Бунге, а затем в 1893 г. Э. В. Толль посетили один и тот же пункт в северном окончании этих гор, на правом берегу р. Лены, и обнаружили против о. Столб, по-видимому, на участке мыса Крестях, известняки с фауной брахиопод и кораллов среднего карбона. По определению Ф. И. Чернышева, здесь присутствуют *Spirifer mosquensis* Fisch., *Sp. regulatus* Trautsch., *Productus semireticulatus* Mart., *P. longispinus* Sow. Однако ввиду того, что последующими исследованиями наличие выходов среднекаменноугольных отложений не было подтверждено, среди геологов возникло сомнение (встречающееся, к сожалению, и в печати) в действительном существовании указанных отложений. С этим вряд ли можно согласиться. Очевидно, при более тщательном обследовании участка мыса Крестях, описанные Э. В. Толлем выходы пород среднего карбона будут вновь выявлены.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

К. Диннер, изучая фауну из триасовых отложений о. Котельного, собранную Э. В. Толлем и К. А. Воллосовичем, высказал предположение, что в районе архипелага Новосибирских островов, наряду с установленными отложениями верхнего отдела триаса, могут быть встречены породы скифского яруса. Указанное предположение подтвердилось позднейшими исследованиями Е. С. Короткевича на о. Котельном. На западном побережье этого острова, на участке лагуны Станции, Е. С. Короткевич нашел в глинистых сланцах форму *Paranorites* aff. *hydaspts* Spath., характерную для нижнего триаса (определение Л. Д. Кипарисовой).

Кроме того, сходные по литологическому составу сланцы, по мнению Е. С. Короткевича, наблюдаются в среднем течении р. Решетникова, на западном склоне горы Малакатан-Тас и в верховьях р. Прямой (бассейн р. Балыктаах). Однако отсутствие более достоверных

данных пока не позволяет выделить в перечисленных пунктах отложения нижнего триаса. Очевидно, более правильно относить эти породы к нерасчлененному триасу.

На о. Котельном развиты также отложения среднего отдела триасовой системы. Об этом свидетельствует наличие в коллекции В. Н. Соколова формы *Amphipropanoceras dzeginensis* (Voip.), типичной, по заключению Ю. Н. Попова, для среднего триаса, в частности, района р. Колымы. К сожалению, место сбора В. Н. Соколовым этой фауны неизвестно.

Выходы пород верхнего триаса констатированы Э. В. Толлем и К. А. Воллосовичем в нескольких пунктах о. Котельного и особенно полно в верхнем течении р. Балыктаах, где они представлены известковистыми глинами, мелкозернистыми известняками и темными сланцами с конкрециями глинистого пиритизированного известняка и пород, насыщенных хлоритом, вермикулитом и окислами железа. Здесь же встречаются темные сланцеватые глины с обуглившейся древесиной и светло-серые сланцы с отпечатками растительных остатков, невыясненного возраста.

Фауна из отложений р. Балыктаах представлена: *Pinacoceras regiforme* Dien., *Placites* cf. *oldhami* Mojs, *Cladiscites tolli* Dien., *Arcesites* sp., *Anatomites* sp., *Clionites* nov. sp., *Halobia zittselt* Lind., *Dawnella frami* Kittl., *Rhynchonella wollossowitschi* Dien., *Pleurotomaria* (?) sp., *Pseudomonotts* (?), *Encrinurus liliiformis* Scholth. Перечисленная фауна, по заключению К. Динера, относится к карнийскому ярусу. В этих же отложениях встречаются растительные остатки, из которых А. Натгорст определил форму *Schizoneura* sp.

Из сборов Е. С. Короткевича, произведенных, по всей вероятности, в пределах тех же участков р. Балыктаах, Л. Д. Кипарисова определила *Halobia* cf. *austriaca* Mojs., *H.* cf. *obruchevi* Kipar., *Halobia* sp. indet., также принадлежащих карнийскому ярусу.

В дневнике К. А. Воллосовича имеется указание на наличие выхода темных сланцев с *Pseudomonotts* в нижнем течении р. Решетникова. Отсюда же К. Динер определил *Nathorstites* cf. *lenticularis* Whit.

Отложения норийского яруса, по данным Э. В. Толля, развиты на южном побережье о. Котельного, на участке между мысом Медвежьим и р. Глубокой. Они представлены черными глинистыми сланцами, содержащими фауну *Pseudomonotts ochotica* Keys. Присутствие пород норийского яруса устанавливается также в среднем течении р. Балыктаах по форме *Pseudomonotts* cf. *jacutica* Toll, определенной Л. Д. Кипарисовой из коллекции Е. С. Короткевича.

Другими возможными районами развития триасовых образований могут быть о-ва Столбовой и Большой Ляховский. На первом из них (в северной части) Э. В. Толль обнаружил метаморфизованные сланцы темной окраски и песчаники, по внешнему облику сходные с отложениями триаса о. Котельного. На о. Большом Ляховском выходы пестроцветных сланцев и песчаников отмечены К. А. Воллосовичем, а затем М. М. Ермолаевым на мысе Бурус-Таас, по рр. Нерпигей, Ипсе и на мысе Кигилях.

В основании разреза указанных отложений наблюдаются мелкозернистые конгломераты.

Как это видно из приведенных фактических данных, в настоящее время на о. Котельном известны осадки всех трех отделов триаса.

После более подробного изучения эти осадки будут, по-видимому, хорошо сопоставляться с подобными отложениями северной части Верхоянского хребта, где они имеют широкое распространение и также представлены всеми отделами триасовой системы.

Установление юрских отложений в районе Новосибирского архипелага принадлежит К. А. Воллосовичу, обнаружившему на левобережье среднего течения р. Балыктаах на о. Котельном выходы пород с фауной *Aucella brouni* (Rouill) Lah. и *Aucella kirghisensis* Sok., принадлежащей верхнему оксфорду или нижнему кимериджу.

На другом участке р. Балыктаах развиты слоистые пески, глины и плотные железистые сланцы с многочисленными растительными остатками, по мнению К. А. Воллосовича, нижнеюрского возраста. Флора из железистых сланцев, по определению А. Натгорста, представлена: *Phoenicopsis angustifolia* Heer var. *media* Krasser, *Pityolepis tolli* N a h t., *Pityophyllum staratschini* Heer, *Desmiophyllum* sp., *Cladophlebis* sp., *Ginkgo* sp., *Pityostrobus* sp., *Pityospermum* sp. и *Brachyphyllum* (?) sp. Отпечатки растений найдены К. А. Воллосовичем также в песчаниках, слагающих ряд холмов в среднем течении р. Балыктаах.

Приведенные формы флоры, по заключению А. Натгорста, сходны с растительными остатками из нижнемеловых отложений земли Франца-Иосифа. Наряду с этим они тождественны нижнемеловым формам Шпицбергена и нижнего течения р. Лены. Указанные отложения с флорой р. Балыктаах Т. Н. Спижарский считает верхнеюрскими. Однако такое заключение с нашей точки зрения является ошибочным, так как основано на неверном представлении о приуроченности фауны и флоры к одним и тем же горизонтам железистых сланцев. В действительности же, как это видно из дневника К. А. Воллосовича, породы с фауной ауцелл выходят на поверхность приблизительно в 1 км от участка развития железистых сланцев с растительными остатками, что нашло отражение и на геологической карте, составленной им в 1906 г. Следовательно, стратиграфическое положение пород с фауной и флорой, по видимому, различно. Таким образом, можно предполагать, что в бассейне р. Балыктаах о. Котельного, наряду с верхнеюрскими морскими отложениями, присутствуют континентальные угленосные образования нижнемелового возраста.

Дополнительные материалы, до некоторой степени подтверждающие справедливость такого предположения, доставлены с о. Котельного Е. С. Короткевичем. Посетив те же участки р. Балыктаах, он обнаружил пласт каменного угля мощностью 3 м, перекрытый аркозовыми песчаниками, являющимися, вероятно, вмещающими породами. Впрочем, упоминания о наличии выходов углей по р. Балыктаах встречаются и у К. А. Воллосовича, сравнивавшего их с углями о. Беннета и р. Лены. Спорово-пыльцевой анализ этого угля, по заключению Е. С. Корженевской, указывает на значительную роль в комплексе пыльцы *Coniferae* из группы *Platysaceae* Naum, среди которой преобладают формы с плохо дифференцированными воздушными мешками. В небольших количествах встречается, кроме того, пыльца *Pinus*, *Ginkgoaceae* и *Cycadoceae*. Споры составляют всего 3—5% объема комплекса; они представлены главным образом *Pteridophyta* и *Osmundaceae*. Естественно, что спорово-пыльцевой комплекс не может иметь решающего значения для точного определения возраста угля. Однако присутствие в нем в преобладающем количестве пыльцы *Coniferae*, типичной для заведомо нижнемеловых угленосных отложений Оленекского района, сходство петрографического состава углей о. Котельного и названного района, характеризующегося наличием клареновых и дюрено-клареновых инградиянтов с включениями толстой кутикулы и палочек смолы типа рабдописсита, а также наличие в обоих случаях среди отложений песчаников горелых пород служат свидетельством скорее мелового возраста угленосных отложений о. Котельного, чем юрского.

Очевидно, при настоящей стадии изученности отложений юры и мела о. Котельного границу между ними провести не представляется возможным.

НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ МЕЗОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Отложения мезозойского возраста, расчленив которые в настоящее время не представляется возможным, сравнительно широко развиты на о-вах Де-Лонга. Так, на о. Беннета к ним относятся рудяки красноватобурого цвета, содержащие слои бурого угля и скопления обрывков растительных остатков, а также в ограниченном количестве гальку гранитов. Указанные породы несогласно залегают на дислоцированных отложениях палеозоя и перекрываются покровами базальтов третичного возраста. Содержащаяся здесь флора по мнению О. Баклунда, относится к юре, а Т. Н. Спизарский считает содержащие ее отложения среднеюрскими — нижнемеловыми.

Мезозойский комплекс пород о. Генриетты, по мнению Т. Н. Спизарского, представлен в нижней части разреза слюдистыми кварцитами, песчаниками и ороговикованными глинистыми сланцами, выходы которых наблюдаются в восточной части острова (мыс Денбара). Мощность отложений 150—200 м. Выше залегает туфогенная свита мощностью 700—900 м. В составе ее преобладают туфогенные и граувакковые песчаники и присутствуют пластовые залежи эффузивных пород, а также их туфы. Разрез венчается отложениями мощностью 200—300 м и темно-серых конгломератов с гальками подстилающих пород.

На о. Жаннетты также встречаются граувакковые песчаники, но они отличаются от подобных пород о. Генриетты большей степенью метаморфизации и наличием в них многочисленных секущих кварцево-хлоритовых жил. На песчаниках несогласно лежат образования, выделенные Т. Н. Спизарским под наименованием свиты Жаннетты. Эта свита сложена валунами из метаморфических и эффузивных пород, а также гранитов, и незначительным количеством цементирующего материала, состоящего из продуктов разрушения тех же пород.

Возрастное положение перечисленных отложений о-вов Генриетты и Жаннетты определяется лишь путем сравнения с подобными образованиями юры и мела Алазейского плато.

ТРЕТИЧНАЯ СИСТЕМА

Континентальные образования третичного возраста в пределах Новосибирского архипелага известны со времени посещения о. Новая Сибирь М. М. Геденштромом (1808—1811 гг.). В береговых обрывах южной части этого острова им были обнаружены скопления обуглившихся стволов деревьев, место выхода которых на поверхность М. М. Геденштром назвал Деревянными горами. Однако изучение разреза указанных отложений и обоснование их возрастного положения принадлежит Э. В. Толлю, посетившему о. Новая Сибирь в 1885—1886 гг. Третичные континентальные отложения сложены главным образом светло-серыми и серыми песками, переслаивающимися с желтыми охристыми и серыми с голубоватым оттенком глинами и содержащими пласты бурого угля с включениями янтарной смолы, а также многочисленные растительные остатки. В нижней части разреза залегают желтовато-серые песчаники, приобретающие иногда кварцитовидный облик. Они заключают отпечатки растений.

Собранная Э. В. Толлем флора была описана И. Шмальгаузенем; по его заключению, указанная флора представлена следующими формами: *Sequoia langsdorffii* Brongn, *Aspidium meyeri* Heer, *Taxodium distichum miocenum* Heer, *Glyptostrobus ungeri* Heer, *Taxites tenifolius* Populus richardsoni Heer, *P. arctica* Heer, *Dammara tolii* Schmal, *Carpolithes* sp., *Nordenskiöldia borealis* Heer. К горизонту светло-серых песков приурочены скопления обычно горизонтально лежащих стволов *Pinus (Larix) polaris* Schmal, *Cupressinoxylon neosibiricum* Schmal.

Слоистые пески и желтые охристые глины с бурым углем и подобными растительными остатками позже были установлены К. А. Воллосовичем в другом пункте о. Новая Сибирь, а именно на мысе Высоком, а также в ряде участков о. Котельного (лагуна Нерпалах, устье р. Решетникова и нижнее течение р. Балыктаах) и о. Большого Ляховского (мыс Бурус-Таас). К этому же комплексу отложений, по всей вероятности, относятся желтоватые песчаники с пластом бурого угля и отпечатками флоры о. Беннета, на наличие которых указывал Э. В. Толль.

Данные о третичных отложениях о. Котельного были дополнены в 1947 г. исследованиями Е. С. Короткевича. На западном побережье этого острова, в южной части лагуны Пшеницина, им найдены выходы песков и глин различной окраски, содержащих прослойки бурого угля и скопления обуглившихся древесных остатков. Спорово-пыльцевым анализом угля из этого пункта установлено присутствие пыльцы хвойных *Picea*, *Pinus*, *Taxodiaceae*, *Cedrus* и пыльцы покрытосеменных *Alnus*, *Betula*, *Myrica*, *Juglans*, а также спор *Polypodiaceae*, *Lycopodiaceae*, характерных, по мнению И. М. Покровской, для миоцена Урала и Западной Сибири.

Флора Новосибирских островов относилась Э. В. Толлем и И. Шмальгаузену также к миоцену. Однако А. Н. Криштофович высказал предположения о ее эоценовом-палеоценовом и, возможно, датском возрасте. Основанием для этого послужили данные сопоставления с подобной флорой северо-востока СССР (оз. Тас-Тух, р. Анадырь) и Северной Америки (кенайские отложения Аляски и отложения свиты паскапу Форт-Юнион Канады), а также с флорой цагаанского яруса верхнего мела р. Амура и свитой ларами Америки.

К более определенному выводу о возрасте флоры Новосибирских островов приходит Т. Н. Слижарский, утверждающий, что эта флора не моложе датского яруса, с чем вряд ли можно согласиться. За последние 15 лет континентальные угленосные отложения палеогена в довольно широком распространении выявлены в пределах Хараулахских гор, где они содержат пласты бурых углей промышленного значения (месторождение р. Сого, находящееся с 1944 г. в эксплуатации, а также месторождения Быковской протоки дельты р. Лены и р. Кёнгдэй). Для углей Хараулахских гор также характерно наличие многочисленных включений янтарной смолы. Выходы третичных образований известны, кроме того, в районе Приморской низменности. Следует подчеркнуть исключительное сходство литологического состава третичных угленосных пород Хараулахских гор и Новосибирских островов. В значительной мере это относится и к содержащимся в них растительным остаткам.

В комплексе флоры Хараулахских гор, наряду с типичными для арктического палеогена формами, такими как *Corylus kenatana* Hollick (*macquarri* Forbes), *Juglans juglandiformis* (Sternb.) Gebil, *Taxites olrikii* Heer, *Quercus platania* Heer, *Alnus* sp., *Betula macrophylla* Heer, *Vitis islandica* Heer, встречаются виды *Trochodendroides richardsonii* (Heer) Kryshht., *Trochodendroides smilacifolius* (Newb.) Kryshht., *T. arcticus* (Heer) Berry, характерные для цагаанского яруса бассейна р. Амура и свиты ларами Америки. На верхнемеловой возраст указывают, кроме того, *Protophyllum multinerve* Lesq. и *Menispermities septentrionalis* Hollick.

Окончательное заключение о возрастном положении флоры из рыхлых третичных континентальных угленосных отложений северо-восточных районов Азиатской части СССР можно будет дать после более полных сборов флоры и монографического ее изучения. Однако уже и сейчас можно с большим основанием говорить о третичном, чем о меловом возрасте описываемых отложений. Об этом свидетельствует преобладающее значение в списках растительных остатков Новосибирских островов, озера Тас-Тух и Хараулахских гор палеогеновых форм, литологический состав пород и в особенности слабая степень их диагенеза.

Ближайшим районом развития заведомо верхнемеловых (датского яруса) континентальных угленосных отложений является бассейн нижнего течения р. Оленек, но они там представлены значительно более метаморфизованными плотными песчаниками с пластами каменных углей.

Косвенным указанием на возможное наличие в пределах Новосибирского архипелага третичных морских образований может служить найденный К. А. Воллосовичем в пойме р. Балыктаах о. Котельного череп морской коровы, по заключению Я. Пфиценмайера (сделанному на основании изучения одного зуба этого животного), относящийся к роду *Desmostylus*. Позже И. П. Хоменко нашел, что этот зуб принадлежит новому виду *Neodesmostylus primigenius* К h o m., жившему в четвертичное время.

К комплексу третичных образований в группе о-вов Де-Лонга относятся, по-видимому, покровные базальты. Они весьма широко распространены на о-вах Беннета, Жохова и Вилькицкого. Покровы базальтов имеют горизонтальное залегание и в нижних частях обычно состоят из пузыристых лав и туфов. На о. Беннета они перекрывают отложения палеозоя и мезозоя, а также слои светлых глин и желтоватых угленосных песчаников, сходных с третичными породами островов Новая Сибирь и Котельного. Возрастное положение базальтовых покровов о-вов Де-Лонга определяется также их тождеством с подобными образованиями смежных районов материка, а именно бассейнов рр. Индигирки и Колымы, где их третичный возраст не вызывает сомнений.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

На всех островах Новосибирского архипелага отложения четвертичного возраста пользуются весьма значительным распространением, а на таких островах, как Ляховские, Фадеевский (включая Землю Бунге) и Новая Сибирь, они образуют почти сплошной покров. Значительное внимание изучению этих отложений в свое время было уделено Э. В. Толлем и, в особенности, К. А. Воллосовичем. К. А. Воллосович дал первую схему расчленения комплекса четвертичных пород архипелага. Наиболее полный разрез этих пород выявлен К. А. Воллосовичем в верхнем течении р. Балыктаах на о. Котельном, где на третичных отложениях последовательно (снизу вверх) залегают ледниковые образования из валунно-щебневого материала мощностью до 2,5 м и ископаемый лед зернистого облика. Далее следуют пески и песчаные суглинки с тонкими прослойками темных растительных остатков (мхов и злаков), тонкие суглинки с торфом, содержащим *Betula nana*, *Salix*, *Betula alba*, а также кости мамонта (*Elephas primigenius*), бизона (*Bison priscus*) и лошади (*Equus caballus*), суглинки с торфом, сложенным главным образом мхами с листьями *Salix*. В этом слое обнаружены кости мускусного быка (*Ovibos moschatus*) и оленя (*Cervus tarandus*). Разрез венчается отложениями морских соленосных глин и тонким слоем современного тундрового покрова.

На мысе Высоком о. Новая Сибирь К. А. Воллосович установил (снизу вверх) ископаемый лед, тонкозернистые пески и глины с перемытыми остатками торфа и морские осадки мощностью до 2,5 м, представленные темными песчанистыми глинами с фауной моллюсков, среди которых преобладают виды *Astarte*. Выше наблюдаются желтые и серые пески и глины с *Portlandia arctica*, а затем серые пластичные глины с такой же фауной и почвенный слой со щебнем и валунами изверженных пород.

Ближний характер имеют четвертичные отложения о. Фадеевского. В юго-западной части последнего, по данным К. А. Воллосовича, на слоистых песках с бурым углем, по-видимому третичного возраста, залегают валунно-щебневый материал с ископаемым льдом, суглинки с растительными остатками и костями мамонта, лошади и мускусного быка и морские отложения (солоноватые глины) с фауной *Portlandia arctica* и

Astarte. Мощность морских осадков, выступающих на поверхность на высоте 26 м над уровнем моря, колеблется от 1,2 до 2,5 м.

Для о. Большого Ляховского (южное побережье) К. А. Воллосович приводит следующий разрез четвертичных образований (снизу вверх): ископаемый лед с трещинами, часто заполненными торфом и глинами, в нижней части полупрозрачный, с видимой мощностью до 20 м; пески серовато-желтого цвета, глины лёссовидные, содержащие участки торфа, суглинистые торфяники с остатками *Betula alba*, *Alnus fruticosa* и костями *Elephas primigenius*, *Bison priscus*, *Bos primigenius*. Торфяники постепенно переходят в суглинки серые, тонкослойные с растительными остатками и пресноводной фауной *Pisidium*. Далее следуют торфяники с прослойками суглинка и льда, а также растительными остатками (мохов, осоки, карликовой березы, ивы и др.), верхний горизонт ископаемого льда, в трещинах которого наблюдаются скопления суглинков, перемешанных с растительными остатками и, наконец, почвенный покров (0,25 м).

Четвертичные отложения о. Большого Ляховского обстоятельному изучению были подвергнуты в 1928—1929 гг. М. М. Ермолаевым. Сопоставляя свои наблюдения с данными исследований архипелага Э. В. Толлем и К. А. Воллосовичем, М. М. Ермолаев выделяет для Новосибирских островов пять фаций в отложениях четвертичного периода, а именно (в порядке последовательности наложения); ледяную, озерную, делювиальную, фацию потоков и морскую фацию. Под ледяной фацией автор понимает весьма широко распространенные на островах, а также в смежной области материка — Приморской низменности — ископаемые льды, содержащие скопления лёссовидного суглинка. Озерная фация представлена суглинками с растительными остатками и фауной пресноводных моллюсков *Pisidium* и *Valvata*. Суглинки обычно залегают в депрессионных участках острова. Делювиальная фация образована желтыми суглинками с многочисленными костями позвоночных животных (мамонта, носорога, быка, тигра, оленя, лошади, овцебыка). Фация потоков состоит из диагонально-слоистых суглинков и песков, также содержащих кости четвертичных животных. Отложения морской фации, как уже отмечалось выше, наблюдаются главным образом на островах Новая Сибирь, Фадеевском и Котельном, где они представлены слоистыми песчаными глинами и желтыми песками с фауной.

По мнению М. М. Ермолаева, в пределах архипелага было три эпохи оледенения. Свидетельством первой из них являются огромные массы ископаемого льда в нижней части разреза четвертичных пород, залегающего на отложениях из щебневого материала, образованных в свою очередь процессами морозного выветривания. В первую межледниковую эпоху происходило накопление осадков морской, озерной и делювиальной фаций, приуроченных соответственно к северной, центральной и южной частям архипелага.

Со вторым оледенением связано формирование в депрессиях рельефа фирна и отложений косослоистых суглинков фации водных потоков, а также валунных глин с валунами местных пород (о-ва Фадеевский и Новая Сибирь). На о-вах Котельном и Де-Лонга этим оледенением обусловлено образование каровых и долинных ледников.

Вторая межледниковая эпоха характеризовалась расцветом растительности, граница которой достигала 74—75° с. ш. и накоплением в северной части территории архипелага морских осадков.

В третью эпоху оледенения, по-видимому, был максимум похолодания в четвертичном периоде, что вызвало весьма значительное перемещение к югу границы лесной зоны. К этому же времени относится формирование моренных образований, наблюдавшихся в депрессиях рельефа на о-вах Де-Лонга, и в частности, на о. Жохова, где они обычно имеют небольшую мощность.

Иную интерпретацию фактического материала дает Т. Н. Спижарский, считающий ископаемые льды нижнего горизонта Новосибирских островов глетчерными льдами второй ледниковой эпохи и указывающий на то, что в пределах архипелага отложения первой межледниковой эпохи неизвестны. На материке в Приморской низменности этим образованиям, по его мнению, соответствуют отложения нижней части четвертичной толщи.

Таким образом, приведенные данные не позволяют в настоящее время составить общий разрез четвертичных отложений Новосибирских островов, как и отдать преимущество той или иной точки зрения на условия их седиментации. Очевидно, что дальнейшее изучение комплекса четвертичных пород архипелага потребует постановки специальных исследований, без выполнения которых вряд ли будет возможным разрешение, в частности, такого сложного вопроса, как формирование ископаемых льдов, играющих весьма существенную роль в составе этого комплекса пород.

ВУЛКАНИЗМ

В пределах архипелага Новосибирских островов выявлены интрузивные и эффузивные образования основной и кислой магмы, приуроченные к различным по возрасту осадочным толщам этого района. Так, интрузии основных пород прорывают палеозойские отложения о. Котельного, породы гранитного ряда пронизывают толщу мезозойских осадков о. Большого Ляховского. Основные и кислые эффузивы наблюдаются среди мезозойских и третичных отложений. Они встречаются на указанных островах (вариолиты, кварцевые порфиры, липариты) и особенно широко развиты на о-вах Де-Лонга, где представлены главным образом основными породами (базальты, андезиты, порфиры). Таким образом, вулканическая деятельность на Новосибирских островах была довольно интенсивной и многофазной.

Диабазы, по данным Э. В. Толля и К. А. Воллосовича, встречаются в ряде пунктов на о. Котельном (устье р. Крестовой, северный мыс губы Урасалах, подножье горы Малакатан-Тас, мыс Шилейко, р. Балыктаах), где они залегают в виде штоков, пластовых залежей и даек среди отложений силура, верхнего девона и триаса. По описанию Б. М. Куплетского, выполненному в 1929 г., это мелко- и среднезернистые породы темно-серого цвета, в небольшой степени пиритизированные. Главная роль в их составе принадлежит плагиоклазу из ряда лабрадора, наблюдавшемуся в идиоморфных призмочках и обычно кальцитизированному и сосюритизированному, и пироксену (авгиту), по которому развивается уралитовая роговая обманка. Существенное значение имеют также амфибол и хлорит, представленный главным образом клинохлором. В пустотках и по трещинкам породы наблюдается в виде табличек и тонких волокон пенин. К участкам развития хлорита часто приурочены кристаллы пирита. Изредка встречаются иголки апатита. Вторичными минералами являются: альбит, кальцит и, реже эпидот, образующиеся по плагиоклазу, а также кварц, зерна которого имеют неправильную форму.

Другим районом выходов диабазов в пределах Новосибирского архипелага является о. Бельковский. По минералогическому составу, характеру залегания и, вероятно, возрастному положению диабазы Новосибирских островов являются аналогами подобных пород Приморского края Хараулахских гор. В этом районе они прорывают девонские отложения.

Вариолиты в настоящее время известны лишь на о. Большом Ляховском, где они впервые были обнаружены в 1929 г. М. М. Ермолаевым. Эти породы секут сланце-песчаниковую толщу мезозойского возраста на участке мыса Бурус-Таас. Весьма характерным внешним признаком вариолитов является скорлуповатая (шаровая) отдельность, обусловленная наличием стяжений из многочисленных вариолей. По внешнему облику

вариолиты представляют собой значительно измененные темные с зеленоватым оттенком породы. На фоне их основной массы выделяются вариолы серого цвета диаметром до 1,5 мм. Последние состоят из микролитов плагиоклаза (ближе не определимого), мелких чешуек хлорита, волокон серпентина и изредка оливина. Основная масса пород сложена светло- и темнозеленым стеклом, микролитами плагиоклаза, хлоритом и идиоморфными кристалликами оливина, по которому обычно развивается серпентин. В вариолях и основной массе пород в незначительных количествах встречаются скелетные формы магнетита.

Базальты широко распространены на о-вах Де-Лонга (Беннета, Жохова и Вилькицкого). По сборам Э. В. Толля и экспедиции Б. А. Вилькицкого базальты о. Беннета сравнительно подробно изучены Б. М. Куплетским, а до него были описаны О. О. Баклундом. Среди этих пород преобладают нормальные безоливиновые разности, характеризующиеся плотным сложением и темно-зеленой, до черной, окраской и наличием редких миндалин хлоритового вещества. Под микроскопом в них обнаруживается интерсертальная или гиалопилитовая структура с отдельными участками трахитовой. Базальты сложены плагиоклазом (андезином) в виде мелких призмочек и пироксеном, заполняющим промежутки между ними и наблюдающимся преимущественно в зернах неправильной формы. Наряду с этим встречаются хлорит и рудный минерал, а также стекло. Из аксессуарных минералов наблюдается игольчатый апатит. Хлоритовое вещество миндалин образует сферолитовые и радиально-лучистые агрегаты. Изредка в миндалинах встречается кристаллический цеолит розового цвета.

Оливиновые базальты имеют, вероятно, подчиненное значение на о. Беннета. Это мелкокристаллическозернистые темно-серые породы с интерсертальной структурой, сложенные главным образом плагиоклазом и оливином. Плагиоклаз в основной массе породы образует удлиненные призмочки. Наряду с этим, он встречается в крупных таблитчатых формах с зональным строением. В том и другом случае плагиоклаз относится к лабрадору. Оливин присутствует в идиоморфных кристаллах и зернах, обычно свежего облика. Наблюдаются также пироксен в мелких призмочках, рудный минерал и хлорит. Изредка встречающиеся пустотки заполнены хлоритовым веществом и опалом.

Будучи по минералогическому составу типичными базальтами, описываемые породы о. Беннета по своему химизму отличаются некоторым своеобразием. Они характеризуются повышенным содержанием щелочей и глинозема и незначительным количеством магнезии и могут быть отнесены к щелочным базальтам.

Породу из коллекции Э. В. Толля, описанную О. Баклундом как трахидолерит (о. Беннета), Б. М. Куплетский считает значительно измененным гидротермальными процессами базальтом, для которого характерно наличие в пустотах кристаллического анальцима и радиально-лучистого патролита.

На о-вах Де-Лонга известны также выходы нефелиновых базальтов. Образцы этих пород были доставлены в 1913 г. Гидрографической экспедицией Северного Ледовитого океана с открытого ею о. Вилькицкого и описаны О. О. Баклундом под названием окиклонитов. Нефелиновые базальты представляют собой плотные, внешне свежие темно-серого цвета породы, содержащие вкрапленники оливина, нефелина, пироксена и магнетита. Основная масса пород сложена авпитом, нефелином, оливином и рудным минералом с примесью анальцима, апатита и перовскита.

Исходя из наличия щелочных эффузивов в пределах архипелага Новосибирских островов, О. О. Баклунд выделяет для арктической зоны особую петрографическую провинцию щелочного ряда.

Базальты о. Беннета, по мнению Б. М. Куплетского, обнаруживают сходство с третичными базальтами мыса Святого Носа и р. Индигирки.

Андезиты и порфириды констатированы Л. И. Леоновым на о. Генриетты, а микроскопически были изучены Н. П. Аникесвым. Характер залегания указанных пород не вполне ясен. Можно лишь предполагать, что это лавовые образования мезозойского возраста. Андезиты выступают на поверхность в северо-западной части острова на участке горы Беннета. Они представляют собой плотные темно-серые породы, в которых под микроскопом устанавливаются мелкие (до 2 мм) вкрапленники соссюритизированного плагиоклаза с резко выраженными признаками катаклаза (изогнутость кристаллов). Наряду с этим изредка наблюдаются псевдоморфозы хлорита по пироксену. Основная масса пород сложена стеклом и микролитами соссюритизированного плагиоклаза, среди которых присутствуют отдельные мелкие зернышки эпидота и, вероятно, вторичного кварца, встречающегося также в виде тонких прожилков и линзочек с чешуйками хлорита. В участках стекловатого вещества наблюдаются многочисленные включения рудного минерала. Структура пород гипокристаллическая.

Порфириды обнажаются на северном и южном побережье о. Генриетты, где они образуют выступы и карнизы в береговых обрывах. Внешне порфириды имеют афанитовый облик, раковистый излом и серую с зеленоватым оттенком окраску. Под микроскопом отчетливо различается их порфиридная структура. Вкрапленники представлены почти исключительно идиоморфными призмочками плагиоклаза размером до 0,5 мм. Редко встречаются зерна эпидота и вторичного кварца. Основная масса порфиритов состоит из плагиоклаза, хлорита, эпидота и стекловатого вещества.

Гранитоиды в коренном залегании известны на о. Большом Ляховском, по данным Э. В. Толля, А. А. Бунге и К. А. Воллосовича. Собранные ими коллекция пород в 1929 г. была обработана Б. М. Куплетским. Позже на этом же острове М. М. Ермолаев собрал образцы гранитных пород, которые описал И. Я. Холмянский.

Гранитоидами сложены крупные массивы гор Кигилях, Хаптагай, Эмий-Тас и Коврижка, выделяющихся среди тундры о. Большого Ляховского. Интрузии этих пород прорывают песчано-сланцевые отложения мезозойского возраста. Среди гранитоидов преобладают породы гранодиоритового состава. Наряду с этим встречаются типичные граниты (массив Коврижка).

Гранодиориты характеризуются светло-серой окраской и крупнозернистой порфиридной структурой и состоят из плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца, биотита и роговой обманки. Плагиоклаз в значительной степени изменен в соссюрит и, реже, в кальцит и альбит. Во вкрапленниках он нередко зональный. По составу плагиоклаз соответствует андезину, реже олигоклазу. Для калиевого полевого шпата, представленного ортоклазом, типична каолинизация. По биотиту иногда развивается хлорит. Из второстепенных минералов встречаются кальцит и эпидот, из аксессуарных — апатит. Обращает на себя внимание почти полное отсутствие рудных минералов.

Массив Кигилях образован гранитом. Выходы таких же пород устанавлены на мысе Шалаурова в юго-восточной оконечности о. Большого Ляховского. Это — крупно- и равномернозернистые породы порфиридной и переходной к ней структуры с заметным преобладанием калиевого полевого шпата над плагиоклазом. Встречаются зерна микропертита. Биотит наблюдается в пластинках и в листочках неправильной формы с мелкими включениями магнетита. Существенная роль в породах принадлежит кварцу. Апатит встречается в виде зерен.

Гранитоиды о. Большого Ляховского заметно метаморфизованы, что проявляется в волнистом погасании кварца и изогнутости кристаллов плагиоклаза и биотита, а также в наличии участков с катаклазированной структурой. По минералогическому и химическому составу эти породы,

по мнению Б. М. Куплетского и И. Я. Холмянского, ближе всего стоят к гранитоидам мыса Святой Нос. Однако их возрастное положение, вероятно, различно. По данным К. А. Воллосовича, гранитные интрузии, как и кислые эффузивные образования мыса Святой Нос, являются палеозойскими. В то же время на о. Большом Ляховском подобные породы прорывают толщу мезозойских отложений и, как отмечает М. М. Ермолаев, возраст их может быть определен в настоящее время в интервале от верхней юры до миоцена включительно. У гранитов о. Большого Ляховского много общего также с мезозойскими гранитами хребта Полоусного.

Контактное воздействие интрузий гранитоидов Новосибирского архипелага на вмещающие их песчано-сланцевые отложения выразилось в образовании вокруг массивов зон метаморфических пород. Эти породы представлены на о. Большом Ляховском амфиболитами (массив Эмий-Тас) и роговиками (массив Кигилях). Амфиболиты сложены роговой обманкой, эпидотом и полевыми шпатами. В небольших количествах в них присутствуют моноклинный пироксен и резе гранат. Роговики представляют собой темные плотные породы с пятнистой структурой. Характерным для них является присутствие альбита и кристаллов хлестолита. В составе роговиков наблюдаются биотит в мелких чешуйках и скопления рудных зерен.

Кварцевые порфириды являются породами эффузивной или, возможно, краевой фацией гранитоидов о. Большого Ляховского, где они, по мнению М. М. Ермолаева, приурочены к метаморфическим породам зоны контактов интрузий с вмещающими их песчано-сланцевыми отложениями, в частности к роговикам массива Кигилях. Эти породы обнаружены также на участке массива Эмий-Тас. Кварцевыми порфиридами слагаются лакколиты и жилы. Указанные породы массива Эмий-Тас имеют тонкозернистое плотное сложение и темно-серую окраску. Они содержат мелкие вкрапленники плагиоклаза, а также кварца, заполняющего пустотки. Наблюдается замещение плагиоклаза хлоритом. Плагиоклаз имеет зональное строение. В ядре он представлен лабрадором, а в краевых частях андезином. Вкрапленники изредка образует также роговая обманка. В основной массе наблюдаются микролиты плагиоклаза (андезина), биотит, роговая обманка. Кварцевые порфириды массива Кигилях отличаются более ярко выраженным афанитовым обликом основной массы, увеличенным содержанием биотита и почти полным отсутствием роговой обманки. Кроме того, для плагиоклаза этих пород характерна повышенная кислотность. Так, во вкрапленниках он принадлежит андезину, а в основной массе — олигоклазу. И. Я. Холмянский, изучавший кварцевые порфириды о. Большого Ляховского по материалам М. М. Ермолаева, находит их тождественными породам мыса Святой Нос, откуда они были описаны Б. М. Куплетским, хотя для этого района возраст кварцевых порфиритов определен как палеозойский. Однако Т. Н. Спичарский кварцевые порфириды Новосибирских островов параллелизует с породами такого же типа Лено-Индигорской области, где их нижнемеловой возраст установлен достаточно твердо.

Липариты развиты в верхнем течении р. Балыктаах о. Котельного, где они были выявлены Э. В. Толлем и К. А. Воллосовичем. Эти породы слагают здесь отдельную возвышенность с относительной отметкой до 50 м. Коллекция шлифов указанных пород была описана Б. М. Куплетским. Липариты характеризуются раковистым изломом, зеленовато-серой окраской и наличием пустоток и миндалин, заполненных халцедоном и спалом. Под микроскопом в стекловатой основной массе пород различаются редкие вкрапленники плагиоклаза (олигоклаза), иногда зонального, с включениями хлоритоподобного вещества, а также оплавленного кварца. Еще реже наблюдаются вкрапленники амфибола. Структура флюидальная и фельзитовая.

Возраст липаритов не установлен. Однако их приуроченность к участку о. Котельного, где развиты мезозойские отложения и, в частности, юрско-меловые, а также слабая степень метаморфизации этих пород позволяют условно считать их третичными.

Из приведенных фактических материалов видно, что начало вулканической деятельности на Новосибирских островах следует относить к палеозою. В это время были сформированы пластовые залежи диабазов в силурийских и девонских отложениях о. Котельного, что обусловливалось, по всей вероятности, начальной стадией герцинского орогенеза. Последующая фаза вулканической деятельности, которая происходила, по-видимому, в триасе и охватила также Верхоянскую складчатую область и Сибирскую платформу, вызвала образование даек основных пород (диабазов), встречающихся, по данным Э. В. Толля, среди триасовых отложений р. Балыктаах на о. Котельном. В более позднее время — верхнеюрское — были сформированы вариолиты, прорывающие песчано-сланцевую толщу мезозойского возраста мыса Бурус-Тас на о. Большом Ляховском. В результате интенсивной вулканической деятельности в меловом периоде были образованы на том же острове значительные по размерам интрузии гранитоидных пород, а также кварцевые порфириты. С мезозойским же, ближе не определимым, вулканизмом следует связывать излияния лав андезитов и порфиритов на о. Генриетты. О том, что эти излияния происходили в дотретичное время, говорит весьма заметная степень изменения пород, а также наличие, по мнению Л. И. Леонова, в более высоких горизонтах разреза о. Генриетты граувакковых песчаников. В третичный период произошли излияния базальтов на о-вах Де-Лонга (Беннета, Вилькицкого и Жохова). К этому же возрасту, вероятно, относятся липариты о. Котельного.

ТЕКТОНИКА

У Э. В. Толля встречаются весьма краткие указания на то, что в западной части о. Котельного, между станом Егорова и станом Дурнова, девонские отложения собраны в две складки северо-северо-западного простирания, и что у мыса Медвежьего наблюдается складка в триасовых сланцах, ось которой направлена на запад-северо-запад. На о. Новая Сибирь Э. В. Толль установил нарушенное залегание третичных угленосных отложений. Слой этих пород простирается на северо-запад 300° и падают на северо-восток под углом 25° .

К. А. Воллосович считал, что девонские и силурийские известняки на о. Котельном образуют ряд складок меридионального простирания с небольшим отклонением на северо-восток, а также складки, близкие к широтному направлению. На западном побережье острова им обнаружены палеозойские складки северо-западного простирания, а на участке левобережья верхнего течения р. Балыктаах установлено крутое падение на северо-северо-восток триасовых сланцев. Здесь же отмечено пологое (6°) залегание пласта угля с падением на северо-восток (азимут 30°). По р. Тор-Юрях пласты сланцев триасового возраста наклонены на юго-запад (азимут 240°) под углом 30° .

На участке мыса Бурус-Тас о. Большого Ляховского К. А. Воллосович установил в мезозойских серых глинистых сланцах, перемежающихся с зеленовато-серыми песчаниками, складки близкого к меридиональному (азимут 350°) простирания с падением крыльев от 40 до 65° . В долине р. Нерпичьей сланцы простираются в западно-северо-западном направлении при падении пластов на северо-северо-восток.

Тектонические структуры о. Большого Ляховского несколько более подробно описывает М. М. Ермолаев. Так, на южном побережье острова им выявлена крупная антиклинальная складка северо-западного простирания (азимут 300°), сложенная мезозойскими породами. К осевой части этой структуры приурочены куполовидные поднятия, обусловленные ин-

трузиями гранитоидов. Такого же характера структура наблюдается в северной части острова, где она также прорвана гранитным массивом. Крылья этих структур осложнены складчатостью второго порядка.

К северу от мыса Бурус-Тас ряд складок, образованных серо-зелеными песчаниками и сланцами, простирается на юго-запад (азимут 240°). Такое же направление слоев, при падении к северо-западу под углом $40-50^\circ$, наблюдается в верхнем течении р. Малой Этирикап.

По данным М. М. Ермолаева, значительная роль в создании современного облика тектонических структур о. Большого Ляховского принадлежит сбросам, амплитуда которых достигает 150 м. Системой этих нарушений обусловлено формирование горстов в пределах осевых частей крупных антиклинальных складок. Линии простирания сбросов совпадают с направлением складчатых сооружений, хотя наряду с этим отмечаются разрывные дислокации северо-восточного простирания.

По мнению Т. Н. Спижарского, о. Генриетты в структурном отношении представляет собой восточное крыло синклинальной складки северо-западного простирания. Слагающие это крыло пласты пород в восточной части острова падают на юго-запад под углом 65° и постепенно выглаживаются в западном направлении до $10-15^\circ$. Для о. Жанетты установлено моноклинальное падение осадочной толщи на северо-восток (азимут 70°) под углом 60° . На о. Беннета пласты палеозойских пород простираются на северо-запад (азимут 290°) и падают на северо-восток под углом 20° .

Обобщая свои наблюдения, Э. В. Толль указывал, что Новосибирские острова являются отторженной частью Верхоянской складчатой области и тектоника ее обусловлена двумя системами дизъюнктивных дислокаций, вызвавших образование ряда горстов и грабен.

К. А. Воллосович пришел к заключению, что на о. Котельном центральное плато сложено слабо нарушенными пластами пород силура и ограничено грабенами, заполненными триасовыми, юрскими и третичными отложениями, а также четвертичными образованиями с ископаемым льдом и что территория этого острова системой трещин третичного времени разбита на ряд блоков. Подобно тому, как это наблюдается в прибрежной зоне материка к западу от р. Лены, пишет К. А. Воллосович, тектоника о. Котельного обусловлена исключительно сбросовыми нарушениями.

М. М. Ермолаев указывает, что в пределах Новосибирского архипелага можно выделить зону северной группы островов (острова Анжу и Де-Лонга), для которой характерно слабо нарушенное залегание палеозойских пород, и интенсивная дислоцированность мезозойских отложений, а также зону южной группы (Ляховские острова), являющейся продолжением Верхоянской складчатой области.

Критически оценивая все имеющиеся материалы по тектонике Новосибирских островов, Т. Н. Спижарский рассматривает архипелаг как часть Верхоянской складчатой области, хотя тут же делает оговорку, что о. Котельный, может быть, является переходной зоной между складчатой областью и платформой, имея, по-видимому, в виду наличие последней к востоку-северо-востоку от Новосибирских островов, т. е. так называемую Гиперборейскую платформу Н. С. Шатского. Однако при характеристике тектоники о-вов Де-Лонга Т. Н. Спижарский, исходя из резко нарушенного залегания осадочных толщ на этих островах и значительной степени их метаморфизации, исключает представление Э. В. Толля о том, что о. Беннета является продолжением Сибирской платформы. Наряду с этим он отрицает возможность включения о-вов Де-Лонга в Гиперборейскую платформу, как это делал Н. С. Шатский, или в Колымскую платформу, выделенную С. В. Обручевым.

Не имея возможности вдаваться в детали тектонического строения Новосибирских островов, поскольку необходимые для этого новые факти-

ческие материалы отсутствуют, учитывая также недостаток данных о взаимоотношении отложений различного возраста, в настоящее время можно высказать лишь самые общие соображения о характере складчатых сооружений и фазах тектогенеза на этих островах.

На о. Котельном, с нашей точки зрения, намечается крупная антиклинальная структура, ядро которой сложено силурийскими отложениями, а крылья — породами девона. Структура осложнена складчатостью второго порядка, и сбросовыми нарушениями, обусловившими образование горста в пределах осевой части антиклинали. В синклиналих погружениях второстепенной складчатости залегают каменноугольные, мезозойские и третичные отложения. Весьма возможно, что антиклинальная структура о. Котельного является северо-восточной ветвью Западно-Верхоянского антиклинория, о чем косвенно свидетельствует сходный характер залегания пород в той и другой области и близкое тождество их стратиграфических разрезов (исключая выпадения из разреза Новосибирских островов пермских отложений).

Другой крупной структурой архипелага, очевидно, является синклипорий, охватывающий Ляховские острова, а также острова Фадеевский, Новая Сибирь и Де-Лонга и представляющий собой, по всей вероятности, продолжение Янской синклиналиной зоны.

В соответствии с высказанными соображениями, весь архипелаг Новосибирских островов, для которого так же, как и для Хараулахских гор, Орулганского и Куларского хребтов, характерно развитие региональных дизъюнктивных нарушений, должен быть включен в систему Верхоянской складчатой области.

История геологического развития архипелага, таким образом, тесно связана с историей формирования Верхоянской складчатой области. Во всяком случае имеющиеся фактические данные свидетельствуют о том, что морской режим на территории современного положения Новосибирских островов, как и в Северном Верхоянье, сохранялся (с перерывами внутри той или иной системы) в течение нижнего и среднего палеозоя. Длительный перерыв в осадконакоплении в пределах архипелага намечается на период времени от среднего карбона до триаса. Однако такое заключение в настоящее время можно расценивать лишь как предположение ввиду крайне слабой изученности стратиграфии Новосибирских островов.

Характер проявления каледонской складчатости на этих островах пока остается неясным, но, по-видимому, она была незначительной, на что указывает слабая дислоцированность отложений кембрия и ордовика о. Беннета, давшая повод Э. В. Толпо считать этот остров продолжением Сибирской платформы. По-видимому, первыми движениями герцинской орогенической деятельности отложения нижнего и среднего палеозоя о. Котельного были смяты в пологие складки и обусловили в дальнейшем перерыв в осадконакоплении в нижнем карбоне и трансгрессивное (?) залегание отложений среднекаменноугольного возраста на девонских образованиях. Последующими фазами герцинской складчатости были дислоцированы породы среднего карбона и произошло внедрение пластовых интрузий диабазов в осадочные толщи силура и девона указанного острова.

Комплекс мезозойских отложений Новосибирских островов залегает с угловым несогласием на породах палеозоя; он более значительно дислоцирован киммерийской фазой складчатости, сформировавшей Верхоянскую орогеническую зону, как это принято считать, в жесткий массив и вызвавшую довольно интенсивную вулканическую деятельность. Результатом этой деятельности явились мощные интрузии гранитоидов, а также кварцевые порфиры и вариолиты о. Большого Ляховского и андезиты и порфиры о. Генриетты.

В создании современного облика тектонических структур архипелага Новосибирских островов значительная роль, по-видимому, принадлежит

собственно альпийской фазе складчатости, смявшей третичные угленосные отложения и образовавшей системы разломов, послуживших каналами для излияния основной магмы и формирования мощных покровов базальтов на островах Беннета, Вилькицкого и Жохова. К этому же времени относится излияние кислых эффузивов (липаритов) на о. Котельном.

В связи с выяснением степени проявления альпийского орогенеза в пределах архипелага Новосибирских островов заслуживают внимания последние данные геологического изучения Хараулахских гор. В этом районе Северного Верхоянья нижнетретичные угленосные отложения смяты в складки северо-восточного и северо-западного простирания с углами падения крыльев до 45° и наряду с этим разбиты двумя системами трещин кливажа, а также отдельности. О более интенсивном, чем это принято считать, проявлении альпийской складчатости в Верхоянской геосинклинальной области может свидетельствовать наличие к северу от архипелага Новосибирских островов недавно установленного подводного горного сооружения, получившего наименование хребта Ломоносова.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Э. В. Толль указывает на выходы пластов бурых углей среди третичных отложений «Деревянных гор» о. Новая Сибирь. Здесь им отмечено два пласта угля мощностью 1,5 и 3 м. По внешнему облику эти угли являются аналогичными третичным бурым углям Хараулахских гор, где они имеют промышленное значение, а также углям оз. Тае-Тих Приморской низменности. Такого же характера бурые угли развиты, по всей вероятности, на о-вах Беннета, Котельном, Фадеевском и Ляховских островах. Об этом свидетельствует наличие прослоек и включений кусочков углей в охристых глинах, выступающих среди четвертичного покрова в различных пунктах указанных островов, а также многочисленные высыпки углей на поверхности тундры, что является, по опыту поисковых работ в пределах Хараулахских гор, довольно достоверным признаком для обнаружения пластов углей рабочей мощности.

Установленный К. А. Воллосовичем и позже вновь описанный Е. С. Короткевичем пласт угля по р. Балыктах на о. Котельном относится, вероятно, к меловому возрасту. Мощность этого пласта, по данным Е. С. Короткевича, составляет 3 м. Это полублестящий кларенов-дюреновый гумусовый уголь с очень незначительным содержанием минеральных примесей, что позволяет считать его малозольным, образовавшимся в условиях значительно обводненных болот с древесной растительностью. Уголь р. Балыктах, по заключению Е. С. Корженевской, весьма сходен с меловыми углями Булунского района и нижней угленосной толщи бассейна р. Оленек.

Некоторого внимания заслуживают битуминозность девонских и триасовых известняков, а также наличие пологих палеозойских структур на о. Котельном, указывающие на возможные перспективы нефтеносности этого острова. Однако более определенное заключение по этому поводу может быть высказано после того, как будет выяснено, что представляет собой архипелаг Новосибирских островов как тектонический регион.

Территория о. Большого Ляховского может оказаться благоприятной для поисков рудных полезных ископаемых, поскольку гранитоиды этого острова тождественны подобным породам Лено-Индигирской области, где с ними связаны промышленные месторождения полиметаллов и олова.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОСТРОВОВ ВРАНГЕЛЯ И ГЕРАЛЬДА

ВВЕДЕНИЕ

Первые предположения о существовании в восточной части Северного Ледовитого океана значительного по размерам острова исходят от М. В. Ломоносова, о чем свидетельствует его карта, изданная в 1911 г. Академией наук. На этой карте к северу от устья р. Колымы в Восточно-Сибирском море показан о. Сомнительный.

Однако общепризнано, что открытие указанного острова связано с именем одного из видных исследователей Севера Сибири — Ф. Врангеля. Высказанные им в двадцатых годах прошлого столетия соображения о наличии такого острова в Чукотском море и достаточно точное определение местоположения острова подтвердились в 1849 г. капитаном Американского экспедиционного судна «Геральд» Келлетом. В это же время был обнаружен небольшой остров к востоку от о. Врангеля, названный Келлетом о. Геральд. В 1881 г. на о. Врангеля впервые высадились участники Американской экспедиции на пароходах «Томас Корвин» (капитан Гупер) и «Роджерс» (капитан Берри). В 1911 г. И. П. Кириченко, сотрудник гидрографической экспедиции на ледокольном пароходе «Вайгач», произвел геологические наблюдения в юго-западной части о. Врангеля, впоследствии обработанные и опубликованные И. П. Толмачевым. Материалы о геологическом строении острова, носившие, впрочем, весьма разрозненный характер, были собраны также Г. А. Ушаковым (1929 г.), В. П. Кальяновым (1929 г.), С. В. Обручевым (1932 г.) и Р. Ф. Геккером (1938 г.).

Наиболее полная характеристика стратиграфического разреза, тектоники и полезных ископаемых о. Врангеля, впервые была дана в работах Л. В. Громова, а затем Л. В. Громова и М. Т. Кирюшиной, основанных на материалах маршрутных исследований и детального изучения отдельных участков острова, выполненных авторами в составе экспедиций Главсевморпути в 1935—1936 и 1939—1940 гг.

Последующие геолого-съемочные работы на о. Врангеля, проведенные сотрудниками треста «Арктикразведка» Главсевморпути В. М. Басовым (1950—1951 гг.) и А. А. Горбуновым (1952 г.), внесли уточнения в стратиграфию этого района.

Остров Врангеля расположен на границе Восточно-Сибирского и Чукотского морей, в 150 км к северу от Чукотского полуострова, от которого он отделен проливом Лонга. Остров ограничен следующими географическими координатами: 70°47'—71°34' с. ш., 178°36' в. д. и 177°26' з. д. В общем виде он имеет овальную форму и вытянут в широтном направлении. Максимальная длина его (от мыса Западного до мыса

Уэринг) 143 км, наибольшая ширина 75 км. Площадь острова составляет 7500 км². В 70 км к востоку от о. Врангеля, между 71°17'—71°20' с. ш. и 175°20'—175°31' з. д. находится о. Геральд, площадь которого определяется всего в 7,7 км². Длина его 7 км, наибольшая ширина (в юго-восточной части) 2,7 км. В северо-западном направлении остров сужается до 500 м.

КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ РЕЛЬЕФА

Рельеф о. Врангеля отличается некоторым своеобразием. Его центральная часть представляет собой типично горную страну, ограниченную с севера и юга прибрежными равнинными тундрами. Гряда гор прослеживается от западного берега острова до его восточной половины, где она переходит в слабо расчлененную платообразную возвышенность с абсолютными отметками от 200 до 400 м, обрывающуюся у моря крутым уступом (мысы Гавай, Пиллар, Уэринг).

Характерным элементом рельефа горной части острова являются две продольные широкие (до 3 км) горные долины. Северная из этих долин отделяет полосу низких гор от средневысотной горной гряды и прослеживается в широтном направлении почти на всем протяжении острова. Южная горная долина расчленяет средневысотные горы, известные в литературе под названием Центральных гор. Эти горы имеют абсолютные отметки от 800 до 1100 м. Относительные превышения составляют здесь 600—700 м. Склоны гор обычно крутые, вершины их конусообразные и куполообразные. Для низких гор характерны абсолютные высоты до 400 м и округлые, увалистые, их очертания. Ширина полосы этих гор 15—20 км.

Всю северную часть о. Врангеля занимает низменная Тундра Академии, заметно приподнятая у подножья гряды низких гор, где абсолютные отметки отдельных высот не превышают 50 м, и полого спускающаяся в сторону моря. В береговой полосе тундра обрывается уступом высотой 4—5 м. По мнению К. К. Маркова, это галечная предгорная равнина; она представляет собой приподнятую часть шельфа севера Сибири. Формирование осадков равнины обусловлено в значительной мере процессами выветривания и солифлюкции.

Равнинная тундра в южной части о. Врангеля по характеру поверхности тождественна Тундре Академии, хотя здесь, наряду с аккумулятивными, встречаются и скульптурные участки равнины. Абсолютные отметки ее высот у подножья Центральных гор достигают 100 м, у моря она заканчивается абразионным уступом высотой 10—20 м.

Вся поверхность острова расчленена интенсивно развитой речной сетью. Все более или менее крупные реки берут начало в пределах горных гряд, где их долины являются обычно узкими, с крутыми склонами и характеризуются наличием на отдельных участках каньонов.

На поверхности Тундры Академии наблюдаются многочисленные небольшие озера площадью до 1 км². Формирование этих озер связано, по-видимому, с термокарстовыми процессами. В береговых зонах южной и северной равнин развиты лагуны, отделенные от моря песчано-галечными косами.

Остров Геральда возвышается над морем огромной глыбой с обрывистыми берегами высотой 200—250 м. Высшая точка острова находится в его северо-западной части и достигает 380 м. На северо-западе остров заканчивается узкой (60—70 м) песчано-галечной косой, прослеживающейся на расстоянии 350 м. На участке плато острова наблюдается несколько небольших ущелий, являющихся ложем мелких ручьев.

Стратиграфический разрез осадочных толщ о. Врангеля начинается метаморфическим комплексом пород, среди которых доминирующее положение занимают филлиты, песчано-сланцевые породы и кристаллические сланцы, а подчиненное — кварциты и гнейсы. Возраст этого комплекса пород Л. В. Громовым и М. Т. Кирюшиной и вслед за ними В. М. Басовым и А. А. Горбуновым был принят как кембро-ордовикский. Основанием для этого послужило тождество литологического состава данных пород с кембро-ордовикскими образованиями Чукотского полуострова, где они перекрываются фаунистически охарактеризованными отложениями силура (р. Чевтун).

Среди нижнепалеозойских отложений о. Врангеля В. М. Басов и А. А. Горбунов выделяют четыре свиты: кристаллических сланцев, кварцито-сланцево-песчаниковую (эскимосскую, название которой дано Л. В. Громовым), песчаниково-сланцевую и сланцево-песчаниковую (пилларскую).

На геологической карте о. Врангеля, составленной Л. В. Громовым и М. Т. Кирюшиной, показаны нерасчлененные отложения девонского и каменноугольного возраста, слагающие широкую полосу в центральной части острова. Однако, по данным последующих исследований В. М. Басова и А. А. Горбунова, эти отложения оказались преимущественно нижнепермскими. Основанием для перевода отложений карбона в нижнюю пермь послужили главным образом соображения А. П. Ротая, пересмотревшего в последнее время возрастное положение содержащейся в них фауны, а также новые сборы нижнепермских форм кораллов и мшанок.

Следующим членом стратиграфического разреза о. Врангеля являются отложения триасовой системы, трансгрессивно перекрывающие палеозойские образования. Они представлены песчаниками и сланцами с фауной норийского яруса верхнего отдела триаса. Из кайнозойских образований на острове присутствуют лишь осадки четвертичной системы, комплекс которых состоит из элювиально-делювиальных, речных, озерно-лагунных, флювиогляциальных и морских отложений.

НИЖНЕПАЛЕЗОЙСКАЯ ПОДГРУППА

В основании разреза отложений нижнего палеозоя залегают кристаллические сланцы, гнейсы, кварциты и кварцитовидные песчаники. Указанный комплекс метаморфических пород приурочен к ядру главной антиклинальной структуры о. Врангеля, образующей Центральные горы в районе верхнего течения рр. Клер, Нашей и Хищников. Здесь в порядке последовательности наслоения установлены кварциты, а затем кристаллические сланцы, среди которых наблюдаются прослойки кварцитовидных пород, а также пластовые залежи плагиогранитов, граносиенитов, кварцевых диабазов и амфиболитов. Выше следуют кварцевые песчаники, полевошпатовые кварцево-хлоритовые сланцы и пачка пестроцветных кристаллических сланцев, переслаивающихся с филлитами, песчаниками, кварцитами и углистыми сланцами и содержащих пластовые интрузии граносиенитов. Среди перечисленных пород встречаются также типичные гнейсы.

Кварциты представляют собой мелко- и среднезернистые породы светло-серого и серого цвета с зеленоватым оттенком, сложенные зернами кварца, обладающими обычно волнистым угасанием. Цементом в них является кварцево-сланцевая матрица. Тип цемента поровый и соприкосновения. Структура пород псаммитовая.

Кристаллические сланцы состоят из кварца, хлорита и серицита, реже эпидота, а также из присутствующих в различных соотношениях альбита, мусковита, актинолита, цоизита и кальцита. В качестве при-

меси в них встречаются доломит, циркон, турмалин, рудный минерал и гидроокислы железа. Породы серого цвета с голубоватым и зеленоватым оттенком. Они обычно тонкораскристаллизованы и характеризуются лепидобластовой и порфиробластовой структурами.

Среди песчаников описываемой свиты преобладают кварцевые разновидности, значительно рассланцованные и имеющие главным образом темно-серую с зеленоватым оттенком окраску. Породы сложены кварцем с примесью хлорита, мусковита и иногда калиевого полевого шпата и плагиоклаза. Цементирующий материал песчаников образован кварцем, серицитом и хлоритом и относится к поровому типу. Структура псаммитовая.

Для гнейсов, имеющих очковый облик, характерен гранитный состав (плагиоклаз, микроклин, кварц, мусковит, биотит, апатит и рудный минерал) и лепидобластовая структура.

Общая мощность свиты кристаллических сланцев определяется в 2000 м.

Следует указать, что возрастное положение этой свиты может оказаться иным, чем это принято считать, а именно — протерозойским или архейским. Об этом прежде всего свидетельствует вещественный состав описанного комплекса пород о. Врангеля, обнаруживающий значительное сходство с архейскими метаморфическими образованиями Чукотского полуострова. Так, М. И. Рабкин и Н. И. Тихомиров для северо-восточной части этого полуострова указывают на развитие, наряду с другими разновидностями гнейсов и мигматитов гранитного состава с очковой структурой.

Сланцевые отложения Чукотского полуострова представлены эпидото-альбито-слюдистыми, мусковито-известковистыми, слюдяно-кварцитовыми, хлорито-серицитовыми, серицито-кальцито-хлоритовыми и другими разновидностями пород, тождественными метаморфическим образованиям о. Врангеля. Возраст названной серии пород Чукотского полуострова, по мнению М. И. Рабкина и Н. И. Тихомирова, допалеозойский, на что указывает северо-западное простирание пород, не согласующееся с северо-восточным простиранием палеозойских отложений, более значительная степень их метаморфизации и сходство с Киглуайской (Брук) серией метаморфических пород Сьюардского полуострова Аляски, среди которых возможно присутствие докембрийских образований.

Этот комплекс пород о. Врангеля перекрывается мощной толщей менее метаморфизованных отложений нижнего палеозоя, представленных разнообразными песчаниками, кварцево-хлорито-серицитовыми сланцами, кварцитами, филлитами, углисто-алевритистыми сланцами и известняками. В верхней части разреза толщи роль песчаников и кварцитов резко снижается. Общая мощность отложений 3000—3500 м. В основании этой толщи залегают песчаники и кварциты с подчиненными им сланцами, описанные Л. В. Громовым под наименованием эскимосской свиты. Отложения последней развиты в верхнем течении рр. Клер, Красный Флаг, Насхок, Тундровой и Туманной. Наряду с этим ими сложена гора Дрем-Хед в западной части Тундры Академии. Мощность эскимосской свиты 1200 м. Среди песчаников этой свиты преобладают кварцитовидные разности, присутствуют также породы аркозового, полимиктового и туфогенного состава. Кварцитовидные песчаники обычно являются крупнозернистыми зеленовато-серого и серого цвета, иногда с желтоватым и розоватым оттенками. Они сложены кварцем с примесью калиевого полевого шпата и биотита и отдельными мелкими зернами циркона. Цемент кварцевый. Полимиктовые песчаники состоят из кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата и туфогенного материала. Наблюдаются также гранат, турмалин и циркон.

Цементирующий материал того же состава, по типу преимущественно соприкосновения, изредка поровый. Туфопесчаники образованы кварцем, плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, туфогенным материалом (до 20%), биотитом и мусковитом. Из аксессуарных минералов присутствуют турмалин, циркон, и апатит. Цемент полимиктовый, поровый и соприкосновения. Сланцы эскимосской свиты кварцево-хлоритовые, зеленого цвета.

В средней части разреза нижнепалеозойской толщи В. М. Басов и А. А. Горбунов выделяют так называемую песчаниково-сланцевую свиту с колеблющейся мощностью от 800 м (в восточной половине острова) до 1700 м (в западной его части).

Отложения свиты распространены в верхнем течении р. Мамонтовой, где ими сложены Безымянные горы. Они образуют также полосу на водоразделах рр. Красный Флаг, Насхок, Шумной и правых притоков р. Клер. В составе свиты имеются различные песчаники и сланцы.

Среди песчаников преимущественное положение занимают аркозовые разновидности серого и темно-серого цветов, тонко- и толстослоистые, часто рассланцованные, с различной крупностью зерна и бласто-псаммитовой структурой. Они сложены кварцем, калиевым полевым шпатом и плагиоклазом. Из второстепенных минералов присутствуют биотит, мусковит, доломит, кальцит, рудный минерал, циркон и турмалин. Подчиненную роль играют полимиктовые песчаники, переслаивающиеся с аркозовыми песчаниками и содержащими в качестве примеси туфогенный материал. К песчаникам приурочены отдельные горизонты (мощностью до 5 м) конгломератов. Они образованы гальками кварца, различных песчаников и сланцев и представляют собой внутриформационные образования.

Сланцы этой свиты по количественному соотношению главных породообразующих минералов разделяются на кремнисто-серицитовые, хлорито-карбонато-кварцевые и кварцево-карбонатные. В виде примеси в этих породах встречаются рудный минерал, апатит и сфен. Структура сланцев главным образом гранобластовая. В верхней части разреза песчаниково-сланцевой свиты присутствуют филлиты, а также углистые филлитизированные и углистые сланцы.

Для всех пород свиты характерна пиритизация, особенно отчетливо проявляющаяся в песчаниках. Для последних типичным является также наличие многочисленных, согласно залегающих кварцевых жил мощностью до 0,7 м.

Венчается разрез нижнего палеозоя отложениями пилларской свиты, слагающими сравнительно небольшие по площади участки в прибрежной зоне восточного окончания о. Врангеля (мыс Пиллар) и в верхнем течении р. Мамонтовой. В этой свите преобладают углисто-алевритистые сланцы. Второстепенное значение имеют песчаники, переслаивающиеся с аргиллитами, а также кварцево-хлорито-серицитовые сланцы.

Для углисто-алевритистых сланцев характерна черная окраска. Иногда встречаются разновидности темно-серого цвета с буроватым и зеленоватым оттенком. В составе пород участвует главным образом углистое вещество с примесью кварца, полевых шпатов, реже хлорита. Сланцы пронизаны многочисленными тонкими (в несколько миллиметров) кварцевыми жилками, содержащими зерна рудного минерала. Песчаники свиты являются преимущественно кварцевыми, наблюдаются также отдельные прослои аркозовых песчаников. Кварцевые песчаники отличаются от подобных пород других свит нижнего палеозоя лишь примесью углистого вещества.

Аргиллиты сложены серицитом, хлоритом, кварцем и мусковитом. Примесь в них составляют углистое вещество, рудный минерал и гидрокислы железа.

Мощность отложений пилларской свиты 750—800 м.

Породы нижнего палеозоя прослеживаются и на о. Геральд, где эти отложения выступают на поверхность в его северо-западной части. Они представлены филлитами и сланцами, состоящими из кварца, серицита и хлорита в различных соотношениях, а также кварцитовидными песчаниками. Филлиты имеют кварцево-серицито-кальцитовый состав и черную окраску. В кварцево-серицито-хлоритовых сланцах в виде примеси присутствуют полевые шпаты, мусковит, кальцит и циркон. Кварцитовидные песчаники представляют собой мелкозернистые породы светло-серого цвета, образующие в сланцах горизонты мощностью до 10 м. Состав пород кварцевый. Второстепенное значение в них имеют плагиоклаз, калиевый полевой шпат, мусковит, серицит, доломит и рудный минерал. Встречаются отдельные зернышки циркона и турмалина.

Мощность отложений нижнего палеозоя на о. Геральде около 600 м. Сходство литологического состава этих отложений с нижнепалеозойскими метаморфическими породами о. Врангеля и, в частности, с породами пилларской свиты, а также совпадение их простираения не вызывает сомнений в том, что эти образования являются синхронными.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Во многих пунктах горного района о. Врангеля сравнительно широкое развитие имеют отложения пермской системы, всюду залегающие на размытой поверхности пород нижнего палеозоя. Они образуют полосы широтного простираения, прослеживающиеся на расстоянии нескольких десятков километров, и приурочены к осевым частям синклинальных складок.

В нижней части разреза этих отложений присутствуют конгломераты, представляющие собой базальные слои мощностью 100—120 м, сложенные галькой и отдельными валунами метаморфических пород нижнего палеозоя. Размер галек достигает 10 см в поперечнике, валунов — 60 см. Форма их обычно уплощенная, округлая. В составе галечно-валунного материала наблюдаются преимущественно кварциты, песчаники и кварц, реже гранитоиды и окварцованные известняки. Цемент сложен кварцем, хлоритом, серицитом и кальцитом. В породах встречается пирит в виде округлых скоплений до 6 см в диаметре. Выше, над конгломератами залегают голубоватые и зеленые с буроватым оттенком кварцево-серицито-хлоритовые сланцы, значительно пиритизированные. Наряду с этим они содержат халькопирит. Указанные породы переслаиваются с зеленовато-серыми пиритизированными доломитами и окварцованными известняками. Сланцы сменяются полимиктовыми песчаниками, содержащими прослой (до 0,5 м) конгломератов, по составу аналогичных базальным. Общая мощность сланце-песчаниковых отложений 40—50 м.

Выходы пород нижней части разреза отложений пермской системы отмечены в верхнем течении рр. Красный Флаг и Насхок, а также в бассейне рр. Клер и Гусиной, где они согласно перекрываются толщей пород, содержащих фауну нижней перми. В свою очередь эта толща, обнажающаяся также в вершине р. Неизвестной, в среднем течении р. Мамонтовой, в истоках р. Хищников и по ручью Хрустальному, залегают, кроме того, с резким угловым несогласием непосредственно на метаморфических образованиях нижнего палеозоя. Она сложена доломитами, доломитизированными известняками, известняками, песчаниками и различными сланцами. На основе анализа всех имеющихся фактических данных сводный разрез отложений нижней перми о. Врангеля можно представить в следующем виде. На описанных выше конгломератах и сланцах залегают (снизу вверх):

1. Доломиты, переслаивающиеся с темно-серыми тонкозернистыми песчаниками и филлитизированными сланцами, изредка содержащими прослой мощностью до 3 м белых и розовых гипсов (южный склон горы Советской на участке р. Хищников). Мощность 40 м.

2. Известняки буровато-серые и серые с желтоватым оттенком, рассланцованные и в небольшой степени раскристаллизованные, содержащие членики криноидей, придающих породам пятнистый облик.

Мощность 80 м.

3. Доломиты темно-серые и черные, переходящие в доломитизированные известняки, содержащие прослой (мощностью до 1 м) серых тонкозернистых карбонатных песчаников, а также буровато-желтоватых известняков, мелкокристаллическизернистых, в значительной степени рассланцованных (верхнее течение рр. Красный Флаг и Снежной). В доломитах присутствуют многочисленные обычно согласно залегающие кварцевые и кварцево-кальцитовые жилы (мощностью до 20 см).

Мощность 250 м.

4. Свита переслаивающихся пород, представленных различными сланцами (филлитовыми, кварцево-хлоритовыми, углисто-хлоритовыми и кремнистыми), полимиктовыми песчаниками и подчиненными им черными пиритизированными известняками, обладающими сероводородным запахом.

Мощность 300 м.

5. Известняки и доломитизированные известняки светло-серые, окварцованные, кристаллическизернистые, толстослоистые с кварцевыми жилами мощностью до 30 см, содержащие пачки (до 5 м) черных филлитов и линзы кремня.

Мощность 150 м.

6. Филлиты черного цвета с согласно залегающими кварцевыми жилами мощностью до 15 см (р. Мамонтова, выше ручья Хрустального). Филлиты переслаиваются с кремнисто-карбонатными песчаниками и сменяются выше по разрезу серыми известковыми хлоритизированными сланцами.

Мощность 500 м.

7. Известняки битуминозные серые и темно-серые до черных, в небольшой степени окварцованные, иногда пиритизированные, по внешнему облику сходные с рифовыми известняками. Породы содержат нижнепермскую фауну кораллов, мшанок и брахиопод, из которой последние имеют плохую сохранность. Мощность 200 м.

8. Доломиты и доломитизированные известняки, массивные и тонкослоистые, серые и темно-серые, иногда с розовым оттенком, значительно окварцованные с прослоями черных пахучих известняков, филлитов и алевритистых сланцев, а также линзами черного, бурого и зеленовато-серого кремня. Мощность 500 м.

9. Известняки серые и кремневые, заметно окварцованные, переходящие в доломиты и доломитизированные известняки, которые в свою очередь переслаиваются с пачками тонко- и мелкозернистых кварцевых песчаников, темно-серых аргиллитов, песчано-глинистых хлоритизированных сланцев и филлитов. Мощность 500 м.

Общая мощность отложений пермской системы о. Врангеля составляет 2520 м.

В битуминозных известняках, охарактеризованных в п. 7 приведенного выше разреза, обнажающихся в верховьях р. Красный Флаг и на правобережье верхнего течения р. Неизвестной, А. А. Горбуновым найдена фауна кораллов, из которых Г. А. Добролюбова определила нижнепермскую форму *Amplexus coralloides* Sow., а также мшанок, по заключению М. Шульга-Нестеренко, представленных *Fenestella kunguren sacformis* Sch.-Nest., *Lyrocladia angusticlada* Sch.-Nest., *Fenestella* sp. Мшанки, по сопоставлению с подобной фауной рифовых

известняков в районах Верхнечусовских городков, Ишимбая и Стерлитамака указывают на нижнепермский возраст.

В известняках ручья Хрустального обнаружены кораллы *Lonsdaleiastreae* sp. и *Protowentzelella simplex* var. *lamellaris* Poffigiew, характерные, по мнению Г. А. Добролюбовой, для нижней перми. Однако здесь же выявлены пермокарбонные формы кораллов *Corwenia* sp. и *Timanta* sp. (определения Г. А. Добролюбовой), а также брахиопод и, в частности, *Dyctyoclostus* sp. (определение Е. И. Ивановой). Пермо-карбонная фауна обнаружена также в известняках р. Красный Флаг, где она, по заключению М. А. Болховитиной, представлена кораллами *Amplexus coralloides* Sow. var. *rarotabulata* (?) Dobr., *Cantina kokcharovi* Stuck., *Cantina* sp., *Tschussowskenia* cf. *vesiculosa* Dobr., *Corwenia* aff. *densicolumella* Dobr., *Syringopora* sp.

Фауна, собранная Л. В. Грозовым из известняков мыса Птичий Базар на западном берегу о. Врангеля, также имеет пермокарбонный возраст. Здесь, по определениям А. П. Ротая, присутствуют: *Productus porrectus* Kut., *P. uralensis* Lich., *P.* cf. *inflatus* Tschern. (по М. С. Chesney), *P. grünwaldti* Krot., *P. stimensis* Tschern., *Spirifer* cf. *nititini* Tschern., *Camarophoria wrangeli* sp. nov., *Dielasma giganteum* Tschern.

Приведенный комплекс фауны, по мнению А. П. Ротая, типичен для верхней части «Швагеринового горизонта» (с *Schwagerina princeps* Möll.) и для горизонта с *Parafusulina lutugini*, подстилающего артинские отложения Урала, т. е. относится к основанию разреза отложений пермской системы. Такое заключение, во всяком случае для о. Врангеля, является, по-видимому, справедливым, учитывая наличие в подобных мысу Птичий Базар отложениях центральной части острова характерных для нижней перми кораллов и мшанок. Вместе с тем не следует игнорировать факт присутствия фауны переходного характера от карбона к перми и, в частности, кораллов, из которых *Corwenia* sp., как известно, встречается даже в нижнем карбоне, а также фауны аммоней из известняков р. Красный Флаг, представленной, по определениям Л. С. Либровича, *Glaphyrites* cf. *hyattianus* Girty и *Eoasianites* sp. Эта фауна по сопоставлению с фауной формации Wewoka (Америка) типична для верхнего карбона. Таким образом, наряду с нижнепермскими отложениями, не исключено наличие на о. Врангеля пород каменноугольного возраста. В частности, это относится к бассейну р. Гузиной, где развиты известняки с *Corwenia* sp.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Отложения триасового возраста наблюдаются на значительной площади в южной части о. Врангеля, где они сплошной полосой (шириной от 5 до 20 км) прослеживаются с запада на восток на всем протяжении острова. Наряду с этим, по литологическим признакам породы данного возраста выделены А. А. Горбуновым на севере горного района центральной части острова (верхнее течение рр. Песцовой и Красный Флаг).

Триасовые отложения слагают крылья крупных антиклинальных структур и трансгрессивно залегают на палеозойских (преимущественно нижнепермских) образованиях. На участке, ограниченном линией, соединяющей вершины рр. Хищников и Нашей со средним течением р. Клер, они надвинуты по крупному разрывному нарушению на метаморфические породы нижнего палеозоя. По литологическому составу это песчано-сланцевые отложения, довольно заметно дислоцированные. Толща триасовых отложений сложена филлитизированными, слюдистыми, песчано-глинистыми, углистыми и углисто-алевритистыми сланцами, а также кварцевыми, кварцево-полевошпатовыми, кварцево-карбонат-

ными, аркозовыми и полимиктовыми песчаниками. Для всего комплекса пород характерно наличие прожилок и жил кварца мощностью до 10 см.

Устанавливается следующая последовательность в наложении пород триасового возраста (снизу вверх).

1. Филлитизированные тонкоплитчатые сланцы черного цвета со значительным содержанием углистого вещества, выше переходящие в песчано-глинистые сланцы темно-серой окраски.

Мощность 100 м.

2. Песчаники кварцево-полевошпатовые темно-серые и серые с зеленоватым оттенком, толстослоистые мелко- и среднезернистые, в верхней части свиты содержащие прослои филлитизированных и песчано-глинистых сланцев.

Мощность 800 м.

3. Филлиты, филлитизированные песчано-глинистые сланцы с пластами (до 2 м) кварцево-полевошпатовых и аркозовых песчаников.

Мощность 600 м.

4. Кварцевые песчаники серые, тонко- и мелкозернистые с глыбовой отдельностью и кварцево-полевошпатовые песчаники с тонкими прослойками филлитизированных сланцев.

Мощность 400 м.

5. Филлитизированные сланцы, филлиты и глинистые сланцы, переслаивающиеся с углистыми алевролитами, а также кварцево-полевошпатовыми, кварцево-карбонатными и полимиктовыми песчаниками.

Мощность 650—700 м.

Общая мощность триасовых отложений о. Врангеля определяется 2550—2600 м. Как это видно из приведенного разреза, в нижней его половине песчаники преобладают над сланцами, а в верхней наблюдаются обратные соотношения.

В южной части о. Врангеля, главным образом в филлитизированных сланцах верхних горизонтов разреза описываемых отложений, была обнаружена фауна верхнего отдела триасовой системы. Впервые из этих отложений фауна была доставлена Г. А. Ушаковым (1929 г.), собравшим ее в 6 км к северу от бухты Роджерс, на участке мыса Фоми и в 10 км к востоку от мыса Гаваи. Отсюда П. В. Виттенбургом определены: *Pseudomonotis ochotica* var. *densistriata* Toll и *P. ochotica* (Key s.), соответствующие норийскому ярусу верхнего триаса. Форма *Pseudomonotis ochotica* (Key s.) была обнаружена, кроме того, в сланцах правобережья р. Клер на меридиане бухты Роджерс В. П. Кальяновым (1929 г.), в 2 км к востоку от полярной станции бухты Роджерс и Л. В. Громовым (1936 г.), а в песчаниках из элювия левого склона долины нижнего течения р. Мамонтовой — А. А. Горбуновым (1952 г.).

Наряду с этим, в 1938 г. Р. Ф. Геккер нашел в окрестностях бухты Роджерс в тех же сланцах формы *Pseudomonotis jacutica* Toll (устье р. Красной), *Pseudomonotis* cf. *scutiformis* var. *typica* Kir a g. (озеро-лагуна), *Pseudomonotis* sp. indet. (у Полярной станции). Определения этой фауны выполнены Л. Д. Кипарисовой. За исключением вида *Pseudomonotis* cf. *scutiformis* var. *typica* Kir a g., указывающего на возможность присутствия на о. Врангеля отложений карнийского яруса, все другие формы свидетельствуют о норийском возрасте содержащих их пород.

На южном побережье о. Врангеля, в устье р. Красной, Л. В. Громовым установлены своеобразные слабо метаморфизованные пестроцветные глинистые отложения, переслаивающиеся с рыхлыми мергелистыми песчаниками, имеющими на поверхности охристую окраску. Глинистые породы в зоне выветривания приобрели красный цвет и отличаются повышенным содержанием глинозема. Общая мощность этих отложений около 200 м. Исходя из весьма слабой степени метаморфизма

указанных пород, Л. В. Громов считает, что они являются более молодыми в сравнении с подстилающими их фаунистически охарактеризованными верхнетриасовыми отложениями.

Следует отметить, что описанный комплекс пород верхнего триаса как по литологическому составу, так и по содержащейся в них фауне является тождественным отложениям норийского яруса верхнего отдела триаса Чукотского полуострова, где мощность их достигает 2000 м. Очевидно, что, как и в более ранние геологические периоды, в триасовое время существовал единый морской бассейн, покрывавший Чукотский полуостров и о. Врангеля. Следовательно, в это время в названных районах были одинаковые или близкие условия формирования осадков.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные образования занимают на о. Врангеля господствующее положение в сравнении с отложениями всех других систем. На севере ими почти полностью покрыта Тундра Академии, площадь которой составляет 2700 км². Они слагают значительные по размерам участки также в прибрежной зоне южной и юго-восточной частей острова и наряду с этим развиты в горных и речных долинах, на склонах гор и вершинах платообразных возвышенностей.

Четвертичные отложения представлены континентальными и морскими фациями. Среди первых присутствуют элювиально-делювиальные, аллювиальные, озерно-лагунные и флювиогляциальные осадки. Л. В. Громов и М. Т. Кирюшина выделяют, кроме того, ледниковые образования.

Элювиально-делювиальные отложения о. Врангеля, мощность которых колеблется от 0,5 до 10 м, приурочены к склонам гор, их платообразным вершинам и водораздельным участкам. Они сложены обломками местных пород размером от нескольких миллиметров до десятков сантиметров в поперечнике, перемешанных обычно с суглинками. Такой же характер элювиально-делювиальные образования имеют на о. Геральде. Широкое распространение этих осадков обусловлено процессами механического выветривания и солифлюкции, интенсивно проходящими в условиях арктических пустынь.

Аллювиальные отложения слагают террасы и русла рек. В долинах наиболее крупных из них (рр. Мамонтова, Гусиная, Клер, Красный Флаг и др.) мощность древних речных отложений 5—6 м. Они состоят из валунов и гальки пород, слагающих о. Врангеля, а также из гравия, песков и суглинков. Для псефитового материала характерна хорошо выраженная окатанность. Среди отложений речных террас сравнительно широко развиты ископаемые льды, наблюдающиеся в виде пластов и линз. Встречаются погребенные торфяники, мощность которых достигает 3 м (верхнее течение р. Мамонтовой), а также кости, зубы, бивни и черепа мамонта (*Elephas primigenius*). Остатки животных особенно часто наблюдаются в долинах рек Тундры Академии и р. Клер.

Состав современных аллювиальных отложений отличается от более древних речных осадков меньшей обработкой валунов и галек и наличием илистого материала.

Озерно-лагунные отложения распространены в прибрежной зоне Тундры Академии и на южном побережье о. Врангеля, где они образуют прерывистые полосы шириной до 5 км и представлены илистыми осадками черного и темно-серого цветов с зеленоватым и желтоватым оттенками. Указанные отложения приурочены к отшнурованным от моря лагунам и к безводным в настоящее время озерным котловинам.

В ряде пунктов центральной части горного района о. Врангеля установлены выходы пластичных глин (мощностью до 3 м), содержащих гальку кварца (участок между грядой Белой и возвышенностью Покровной к северу от горы Советской), а также скопления валунов и обломков

кварцитов, кварцито-серицитовых сланцев, песчаников и гранитов, размером до 60 см в поперечнике (ручей Хрустальный, вершины рр. Неизвестной и Насхок). Формирование этих отложений следует, по всей вероятности, связывать с водно-ледниковой деятельностью, носившей локальный характер. Однако Л. В. Громов и М. Т. Кирюшина указывают на наличие в нижнем течении и в истоках р. Мамонтовой типичных, по их мнению, ледниковых образований, представляющих собой морену из песчано-глинистого материала, щебенки сланцев и валунов (до 50 см в поперечнике), гранитоидов и метаморфических пород.

Признаком существования в прошлом на о. Врангеля, оледенения, по мнению указанных авторов, являются также цирки в истоках рр. Клер и Кит. К. К. Марков отрицает оледенение в этом районе Арктического бассейна и считает мореноподобные отложения р. Мамонтовой конусами, сформировавшимися в результате солифлюкционных процессов.

Морские осадки приурочены к прибрежной зоне о. Врангеля, где они слагают косы и пляжи, и особенно полно представлены на его северном и южном берегах. В составе этих осадков отмечаются пески, гравий и галечник. Количественные соотношения указанных пород находятся в прямой зависимости от положения участков суши по отношению к линии прибоя. Естественно, что у этой линии галечный материал преобладает над песками, а последние приобретают первостепенное значение с удалением в глубь острова. В зоне прибоя встречается современная фауна, представленная преимущественно пластинчатожаберными и брюхоногими моллюсками, а также губками и крабами.

Наряду с современными морскими осадками, В. М. Басов и А. А. Горбунов выделяют более древние отложения этой фации. Так, под аллювиальными наносами на мысе Ушакова (Тундра Академии), в устьевой части р. Хищников и на участках лагун Попова и Вульфсона ими установлены песчано-гравийно-галечные отложения мощностью от 1,2 до 5—6 м, содержащие примесь глинистого материала и иногда створки раковин и обломки древесины. На основании этого В. И. Басов приходит к заключению, что Тундра Академии является не аллювиальной равниной, как это принято считать другими исследователями, а имеет аллювиально-морское происхождение. Однако, учитывая разрозненный характер выходов указанных осадков, вряд ли их можно относить к достоверно морским. Весьма возможно, что они сформированы в результате подвижек ледяного припая.

ВУЛКАНИЗМ

Комплекс изверженных пород на о-вах Врангеля и Геральда является сравнительно разнообразным. Здесь встречаются интрузивные и эффузивные породы основного, кислого и среднего состава. Однако удельный вес их в геологическом строении о. Врангеля невелик и лишь на о. Геральда изверженные породы слагают большую часть его территории. Характерно, что выходы магматических образований на о. Врангеля сосредоточены главным образом в его центральной высокогорной части, где осадочные толщи наиболее дислоцированы. Изверженные породы района приурочены к отложениям палеозоя. Выходы их среди осадков триасового возраста не известны.

Породы основного ряда представлены габбро-диабазами, диабазами и амфиболитами, наблюдающимися в виде пластовых залежей среди метаморфических образований нижнего палеозоя. Они являются наиболее древними в комплексе магматических пород, о чем свидетельствует их участие в складчатости, а также значительные изменения минералогического состава. Именно вследствие глубокого метаморфизма габбро-диабазов и диабазов на о. Врангеля получили развитие амфиболиты и реже встречающиеся актинолит-альбит-цоизитовые породы.

Габбро-диабазы представляют собой крупнозернистые породы темно-серого цвета с долеритовой структурой и обычным составом. Для диабазов характерна темно-серая окраска с зеленоватым оттенком. В их составе, наряду с плагиоклазом и авгитом, иногда присутствуют кварц и кальцит. По главным породообразующим минералам развиваются серицит и хлорит. Структура пойкилофитовая. Выходы габбро-диабазов и диабазов установлены на водоразделе верхнего течения рр. Клер и Нашей. Амфиболиты встречаются в виде россыпи шириной до 100 м на северном склоне горы Советской среди кристаллических сланцев и тонкозернистых песчаников, а также к северу от пика Берри в верховьях правого притока р. Клер. Эти породы значительно рассланцованы, средне- и крупнозернистого сложения и зеленовато-черного цвета.

Гранитоиды о. Врангеля представлены плагиогранитами, гранитопорфирами и граносиенитами. Они встречаются в виде пластовых интрузий мощностью в несколько метров, пронизывающих отложения нижнего палеозоя. Наряду с этим, граносиениты обнаружены среди отложений нижней перми.

Плагиограниты выходят на поверхность на северных склонах Центральных гор (верховья р. Неизвестной, массив Инкали), где ими образованы положительные формы рельефа. Породы имеют светло-серую окраску и среднекристаллически-зернистое сложение. Они состоят из серицитизированного плагиоклаза (олигоклаза), наблюдающегося в идиоморфных таблицах, мусковита обычно в виде листочков (часто изогнутых) и кварца в зернах неправильной формы с ярко выраженным волнистым угасанием. Структура плагиогранитов гипидиоморфнозернистая, иногда с участками катакластической. Встречаются разновидности с примесью калиевого полевого шпата, а также типа аляскитовых гранитов.

Гранитопорфиры отмечены Р. Ф. Геккером на вершине пика Берри в виде пластовой залежи с размытой кровлей вмещающих ее сланцев нижнего палеозоя. Валуну этих же пород встречены на поверхности Тундры Академии и на равнинных участках южного берега о. Врангеля. Порфиновые вкрапленники в них представлены серицитизированным плагиоклазом, пелитизированным калиевым полевым шпатом и кварцем с волнистым угасанием. Основная масса пород мелкозернистая, серого цвета, сложенная теми же минералами и листочками мусковита и биотита. Из аксессуарных минералов наблюдаются апатит, циркон и турмалин.

Граносиениты выходят на поверхность в виде элювиальной россыпи шириной до 100 м на вершине восточного отрога горы Советской, где наблюдаются среди метаморфических пород нижнего палеозоя. В верховьях р. Красный Флаг граносиениты установлены в коренном залегании. Здесь они прорывают нижнепермские доломитизированные известняки. Породы заметно катаклазированы, темно-серого цвета с зеленоватым оттенком. В их составе наблюдается калиевый полевой шпат, кварц и мелкозернистый (милонитизированный) агрегат из тех же минералов, а также мусковита и хлоритизированного биотита.

На о. Геральда довольно крупная интрузия граносиенитов залегает в песчано-сланцевых отложениях пилларской свиты нижнего палеозоя. В контакте ее с этими отложениями наблюдается зона дробленных пород, ширина которой достигает 70 м. Краевые части интрузии сложены граносиенитами, персходящими затем в сиениты, которые в центральной ее части снова сменяются граносиенитами. Породы в значительной степени катаклазированные, обычно крупнозернистые, массивного облика с параллелепипедальной отдельностью. Граносиениты сложены калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, кварцем, биотитом и мусковитом; из вторичных минералов присутствуют хлорит и кальцит, из аксессуарных — циркон и турмалин. По калиевому полевному шпату развивается пелит,

по плагиоклазу — серицит. Кварц обладает волнистым угасанием, биотит хлоритизированный. Структура пород катакlastическая.

Сиениты установлены на участке Медвежьего пляжа и пляжа юго-западной части о. Геральда. Они образованы калиевым полевым шпатом, наблюдающимся в зернах и таблицах, серицитизированным плагиоклазом и хлоритизированным биотитом. Кварц присутствует в небольшом количестве и всегда обладает волнистым угасанием. Встречается рудный минерал. Аксессуарную группу минералов составляют апатит, циркон и турмалин. Наличие в породах участков гипидиоморфно-зернистой структуры указывает на меньшую степень их катаклаза в сравнении с граносиенитами этой же интрузии. Последняя сечется двумя системами кварцевых и кварцево-кальцитовых жил мощностью до 20 см, с господствующим падением на юго-восток 160° под углом 65° и на север под углом до 50° . В качестве второстепенной составной части в жилах присутствует хлорит и, наряду с этим, в рассеянном состоянии встречаются рудные минералы, представленные сфалеритом, галенитом, халькопиритом и пиритом.

В юго-восточной части о. Геральда интрузия описанных пород сечется жилами лампрофиоров мощностью до 4—5 м, простирание которых совпадает с направлением трещин отдельности. Это мелкокристаллические породы черного цвета, состоящие из плагиоклаза, амфибола, биотита, рудного минерала, цоизита и апатита. Структура гипидиоморфнозернистая. Выходы лампрофиоров отмечены также на о. Врангеля, на северном склоне восточного отрога горы Советской, где они наблюдаются в виде россыпи среди нижнепалеозойских отложений. Здесь эти породы имеют зеленовато-серую окраску и такое же мелкокристаллическое сложение. Основную роль в их составе играют плагиоклаз (олигоклаз), присутствующий в изогнутых таблицах, авгит, обычно в зернах неправильной формы, и роговая обманка. Второстепенное значение имеют мусковит, хлорит и сфен. Иногда встречаются эпидот и цоизит и в единичных зернах кварц и кальцит.

Эффузивные образования о. Врангеля представлены кварцевыми порфирами и плагиоклазовыми порфиритами. Первые развиты на участке Центральных гор, где ими сложены гора Первая и возвышенность Покровная. В. М. Басов указывает на наличие интрузивной и эффузивной фаций этих пород, не приводя, впрочем, никаких данных о характере взаимоотношения их интрузии с вмещающими отложениями, отмечая в то же время полное тождество тех и других по минералогическому составу и структуре. Очевидно, что наиболее правильно считать кварцевые порфиры о. Врангеля покровными образованиями, мощность которых достигает 100 м.

Кварцевые порфиры — породы серого цвета, значительно рассланцованные, иногда массивного облика, с параллелепипедальной отдельностью и внешне хорошо различимыми вкрапленниками оплавленного дымчатого кварца. Структура их бластопорфировая с микрогранобластовой основной массой. Порфировые вкрапленники, составляющие 25% объема породы, наряду с кварцем, обладающим волнистым угасанием, представлены калиевым полевым шпатом, кристаллы которого часто изогнуты и разорваны. В основной массе имеются те же минералы, а также плагиоклаз (альбит), серицит, хлорит и рудный минерал.

Плагиоклазовые порфириты обнаружены в россыпи, приуроченной к площади развития карбонатных отложений нижнепермского возраста на участке правой ветви верховьев р. Неизвестной. Вкрапленники в них образованы плагиоклазом (альбитом). Основная масса породы состоит из стекла с лейстами плагиоклаза, удлинённых зерен кварца, хлорита, эпидота, кальцита и рудного минерала.

Отсутствие фактических данных о верхней возрастной границе комплекса магматических пород о-вов Врангеля и Геральда, а также недо-

статочная изученность их петрографического состава не позволяют с достоверностью установить последовательность вулканических циклов в этом районе. Известно только, что вулканическая деятельность на указанных островах была обусловлена главным образом палеозойскими тектоническими движениями, поскольку изверженные породы в развитых на о. Врангеля верхнетриасовых отложениях нигде не были зафиксированы.

Исходя из характера залегания и предварительных данных петрографического изучения магматических пород, можно предполагать, что наиболее древними из них являются габбро-диабазы и диабазы, прорывающие нижнепалеозойские метаморфические образования и участвующие вместе с ними в складчатости. Для них довольно типичны новообразования минералов (процессы серицитизации и хлоритизации главных породообразующих минералов). По-видимому, с глубоким метоморфизмом именно этих пород связано наличие в Центральной части горного района о. Врангеля амфиболитов и актинолит-альбит-цоизитовых сланцев. Формирование основных пород о. Врангеля обусловлено, по всей вероятности, каледонским орогенезом.

Гранитоидные породы района образовались в герцинское время. Об этом, в частности, свидетельствует наличие выходов граносиенитов в верхнем течении р. Красный Флаг, где развиты осадочные толщи нижней перми. С вулканизмом герцинской складчатости связано также формирование жильных пород района, представленных лампрофирами и плагиоклазовыми порфиритами. Жилы лампрофиров секут интрузию граносиенитов на о. Геральда, плагиоклазовые порфириты залегают среди нижнепермских отложений на о. Врангеля.

Не совсем ясным остается возрастное положение кварцевых порфиров о. Врангеля. Вряд ли формирование этих покровных образований связано с вулканической деятельностью альпийского орогенеза, как это предполагает В. М. Басов. Такому заключению автора противоречит значительная степень изменения кварцевых порфиров, выражающаяся в их рассланцовке, свойственной метаморфизованным породам, а также в наличии бластопорфировой структуры и новообразований минералов. Кроме того, эти породы отсутствуют среди широко развитых мезозойских отложений о. Врангеля. Как и жильные породы района, кварцевые порфиры изливались, по всей вероятности, в последние стадии вулканической деятельности герцинского цикла. В альпийский цикл горообразования протекали лишь гидротермальные процессы, в результате которых образовались многочисленные кварцевые и кварцево-кальцитовые жилы, секущие в различных направлениях осадочные и изверженные породы не только палеозойского возраста, но и отложения верхнего триаса о. Врангеля.

ТЕКТОНИКА

В общем виде структура о. Врангеля представляется как сложный по своему строению антиклинорий широтного простираня, на крыльях которого наблюдаются крупные антиклинальные и синклинальные складки, осложненные в свою очередь более мелкими складками. В ядре антиклинория залегают метаморфические породы нижнего палеозоя, прорванные интрузиями основных и кислых пород, а на крыльях его располагаются отложения нижней перми и верхнего триаса. В центральной части горного района о. Врангеля отчетливо выделяются две значительные по размерам опрокинутые на север антиклинальные структуры, прослеживающиеся в широтном направлении почти на всем его протяжении. Они сложены породами нижнего и верхнего палеозоя. Крылья складок падают на юг под углом 20—30°. Ось одной из этих структур приурочена к долинам рр. Гусиной и Клер. С продолжением этой структуры на востоке мы встречаемся, по всей вероятности, на о. Геральда, где выступают

на поверхность метаморфические породы ее ядра, обнаруживающие моноклиналиное падение на юг под углом 25—30°. Вторая антиклинальная складка, расположенная севернее описанной структуры, прослеживается по водоразделу рек Тундры Академии ср. Мамонтовой и левыми притоками р. Клер. Шарниры этих складок погружаются в восточном направлении. Складки осложнены дизъюнктивными нарушениями и ундулируют, о чем свидетельствует появление в восточной оконечности о. Врангеля отложенной пилларской свиты нижнего палеозоя среди пород нижнепермского и верхнетриасового возраста.

Наличие в северо-западной части о. Врангеля изолированного выхода нижнепалеозойских метаморфических пород, выступающего среди четвертичных отложений Тундры Академии (гора Дрем-Хед), указывает либо на останец еще одной сравнительно крупной, но ныне погребенной антиклинальной структуры, либо на горстовое поднятие.

Второстепенная складчатость на о. Врангеля характерна для всех пород палеозоя и мезозоя. Такие складчатые формы наблюдаются, в частности, на южном крыле антиклинария, сложенном триасовыми отложениями, а также в восточной части острова, где они, как и основные структуры, опрокинуты на север.

Второстепенные складки иногда имеют отличное простирание от общего широтного направления основных структур о. Врангеля, что особенно характерно для метаморфических пород нижнего палеозоя, нередко дислоцированных до плейстоценов.

Многочисленные дизъюнктивные нарушения в породах палеозоя и мезозоя имеют преимущественно северо-западное простирание. Амплитуда их обычно невелика. Наиболее крупное нарушение надвигового типа устанавливается в юго-западной части о. Врангеля, по которому в тектонический контакт приведены метаморфические породы нижнего палеозоя и верхнетриасовые отложения. В зоне этого контакта наблюдается резко выраженная рассланцованность пород и развиты брекчии трения (гора Сомнительная). Надвиг прослеживается на отдельных участках названной части острова и, по-видимому, имеет региональный характер. Общее направление линии этого нарушения определяется как северо-восточное. Другое сравнительно крупное разрывное нарушение меридионального простирания установлено в верховьях р. Правой Наскок. Оно относится к типу сбросовых и не выходит за пределы площади развития нижнепалеозойских пород. Можно предполагать наличие регионального нарушения также в верхнем течении р. Неизвестной, где в тектоническом контакте должны находиться нижнепалеозойские и пермские отложения.

В палеозойских и мезозойских породах повсеместно распространены диаклазы, послужившие каналами для проникновения в породы гидротермальных растворов, обусловивших формирование многочисленных кварцевых и кварцево-кальцитовых жил. С проявлениями трещинной тектоники связано также образование покровов кварцевых порфиров и жил лампрофиров и плагиоклазовых порфиритов. Направление трещин отдельности различное, но главным образом секущее по отношению к общему широтному простиранию пород о. Врангеля. Весьма широко развит кливаж, особенно отчетливо выраженный в породах нижнепалеозойского возраста. Направление падения плоскостей кливажа обычно совпадает с направлением плоскостей слоистости.

Структура о. Врангеля представляет собой, по всей вероятности, одну из ветвей Чукотской складчатой области, начало формирования которой было заложено в докембрийское время и которая развивалась в течение всего палеозоя и мезозоя.

В настоящее время отсутствуют данные, позволяющие утверждать, что в той части геосинклинальной области, которую представляет сейчас о. Врангеля и прилегающий к нему о. Геральд, накопление осадков началось в докембрийское время. Однако наличие на этих островах кри-

сталлических сланцев, сходных с древними (допалеозойскими) метаморфическими образованиями Чукотского полуострова, не исключает, как уже указывалось выше, возможность существования в названное время геосинклинальных условий в описываемом районе арктического бассейна. Очевидно, что эти условия непрерывно продолжались в нижнем палеозое, когда в районе о. Врангеля отложилась мощная толща преимущественно сланце-песчаниковых пород.

Наиболее древние проявления складчатости на о. Врангеля связаны, по-видимому, с ранней стадией эрийской фазы каледонской орогенической деятельности. В это время сланце-песчаниковые отложения нижнего палеозоя были смяты в две крупные пологие антиклинальные складки широтного простирания. Этой же фазой складчатости была вызвана вулканическая деятельность, обусловившая формирование силлов габбро-диабазов и диабазов, которые, как отмечалось выше, участвуют вместе с вмещающими их породами в образовании складчатых структур. В последующее время наступил длительный перерыв в осадконакоплении, продолжавшийся, возможно, до верхнего карбона, а еще более вероятно до нижней перми, о чем свидетельствует выпадение из разреза о. Врангеля фаунистически охарактеризованных силурийских, девонских и каменноугольных отложений.

В истории геологического развития о. Врангеля это были периоды слабых колебательных движений и размыва пород нижнего палеозоя, гальки которых слагают конгломераты в основании толщи нижнепермских отложений. Трансгрессией моря в начале нижнепермского периода было обусловлено накопление карбонатных и песчано-сланцевых осадков мощностью до 2600 м. Заключительными этапами герцинского орогенеза толща пород нижнепермского возраста была выведена на поверхность и смята в ряд относительно крупных антиклинальных и синклинальных складок, наложившихся на каледонские складчатые сооружения, которые в свою очередь в это время претерпели дальнейшие осложнения, вызванные прежде всего в некотором их сужении.

С проявлениями герцинского орогенеза следует связывать также вулканическую деятельность, в результате которой были образованы интрузии гранитоидных пород, прорывающие нижнепалеозойские и нижнепермские отложения. В заключительные фазы этого орогенеза, возможно, были сформированы покровы кварцевых порфиров, а также жилы лампрофиров и плагиоклазовых порфиритов.

В эпохи нижнего и среднего триаса район представлял собой источник сноса терригенного материала. Вновь он был покрыт морем лишь в верхнем триасе, когда отложилась толща мощностью 2600 м песчано-сланцевых пород, содержащих фауну норийского яруса. Это, по-видимому, была последняя трансгрессия моря для описываемой части Чукотской геосинклинальной области, поскольку здесь отсутствуют осадки последующих систем мезозоя и кайнозоя.

Последующим этапом орогенической деятельности в районе о. Врангеля была киммерийская складчатость (скорее всего ее начальные фазы). Проявления этого цикла орогенеза выразились в создании ряда антиклинальных и синклинальных складок в толще пород верхнего триаса. На отложениях палеозоя указанные орогенические процессы сказались, вероятно, в образовании на крыльях крупных структур дополнительных складок, а также в их опрокидывании на север.

Очевидно, что второстепенная складчатость в отложениях верхнетриасового возраста была вызвана последующими фазами альпийского диастрофизма. С ними же следует связывать наличие в породах палеозоя и мезозоя дизъюнктивных нарушений локального и регионального характера и, в частности, крупного надвига в юго-восточной части района, где, как указывалось выше, на метаморфические породы нижнепалеозойского возраста надвинуты верхнетриасовые отложения. Для всех пород палео-

зоя и мезозоя типичны диаклазы, обусловившие гидротермальную деятельность на многих участках о-вов Врангеля и Геральда. Свидетелями этого являются многочисленные кварцевые и кварцево-кальцитовые жилы, секущие осадочные и изверженные породы. Повсеместно устанавливается в отложениях палеозоя и мезозоя также кливаж. Трещины отдельности и кливаж являются отражением наиболее молодых проявлений тектонических процессов на о-вах Врангеля и Геральда.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

При настоящей стадии геологической изученности полезные ископаемые о. Врангеля могут быть отнесены лишь к разряду минералогических проявлений. Исключением в этом отношении являются строительные материалы, практическое значение которых, естественно, весьма невелико, учитывая удаленность и трудную доступность района.

Рудопроявления представлены здесь оловом, вольфрамом, медью, цинком, свинцом, золотом и ртутью. Они выявлены главным образом при шлиховом опробовании современных аллювиальных отложений острова. Отдельные знаки минералов перечисленных металлов установлены по рр. Нашей, Хищников, Неизвестной и Песцовой, а также в песчаных косах бухты Роджерса. Наряду с этим вкрапленность халькопирита обнаружена в гранитоидных породах Центральных гор, а галенита и сфалерита — в доломитизированных известняках нижней перми на мысах Уэринг и Литке и в метаморфических сланцах мыса Пиллар. Касситерит, золото и киноварь найдены также в рыхлых древнечетвертичных отложениях на участке гор Мамонтовых и Первой.

В кварцевых жилах встречаются кристаллы горного хрусталя.

В качестве строительных материалов могут найти применение широко распространенные на о. Врангеля кварцитовидные песчаники, филлиты, филлитизированные сланцы, известняки, доломитизированные известняки и доломиты. Практическое значение могут иметь также пески морских кос, особенно часто встречающихся на южном и северном берегах о. Врангеля, а также глины.

Следует отметить наличие на о. Врангеля и такого строительного материала, как гипс. Пласт гипса мощностью 20 м выявлен среди нижнепермских отложений на р. Хищников.

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
5	9 сверху	северо-востоке	северо-западе
61	11 снизу	<i>brutschewi</i>	<i>obrutschewi</i>
63	28 снизу	М. Э. Янжинского	М. Э. Янишевского
64	18 снизу	<i>nuznetsovi</i>	<i>kuznetsowi</i>
74	24 сверху	Л. Г. Либровича	Л. С. Либровича
186	1 снизу	Л. М. Федотова	Д. М. Федотова
187	7 сверху	Л. М. Федорова	Д. М. Федотова
209	1 графа 15 сверху	перидотиты	пикриты
219	6—7 сверху	более 4000 км ²	около 30 000 км ²
219	11 сверху	верховьев р. Маймечи	низовьев р. Маймечи
223	30—31 сверху	Перечисленные интрузии, кроме Гулинской, прорывают	Из перечисленных интрузий только Гулинская прорывает
234	18 сверху	северо-северо-восточного	восточно-северо-восточного
237	11 снизу	пермской	нижнепермской
240	27 сверху	р. Канелек	р. Канелекан
250	19 сверху	крупных	Русской
254	20 снизу	Gorow, <i>Pervillia</i>	Porow, <i>Geroillia</i>
259	9—20 сверху	<i>polygona</i> (Тегг)	<i>ophygona</i> Тегг
266	11—12 снизу	А. В. Ярколенко	А. В. Ярмоленко
281	8 сверху	п-вов	о-вов
293	19 снизу	А. Г. Шейфер	А. Г. Шлейфер
300	27 сверху	<i>Aucella</i> ,	<i>Aucella inflata</i> (Тоула) Зап.
307	14 сверху	пироксенов	пироксенов
317	26—32 сверху	По аналогии с докембрийскими формациями Восточной Сибири, М. Г. Ровlichem произведено стратиграфическое расчленение группы, при котором комплекс кристаллических сланцев может считаться нижнепротерозойскими формациями Восточной Сибири, комплекс кристаллических сланцев может считаться нижнепротерозойским, а комплекс метаморфических сланцев—верхнепротерозойским	По аналогии с докембрийскими формациями Восточной Сибири, М. Г. Равичем произведено стратиграфическое расчленение группы, при котором комплекс кристаллических сланцев может считаться нижнепротерозойским, а комплекс метаморфических сланцев—верхнепротерозойским.
374	2 снизу	Долеритовые sillы равномерно насыщают	Долеритовые sillы насыщают
439	18 снизу	Imley	Vog.
455	1—2 сверху	складки, опрокинутые на запад	складки, а подстилающие их отложения перми смяты в складки, опрокинутые на запад
457	5 сверху	части, мыса Кириест,	части, к северо-западу от мыса Кириест,