

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист R-(60)-2 — о. Врангеля. Объяснительная записка. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. 128 с.+2 вкл. (МПР РФ, ВСЕГЕИ, Севвостгеолком).

В первой части обобщен материал по геологическому строению территории побережья Восточно-Сибирского, Чукотского морей и пролива Лонга, островов Врангеля и Геральд, относящейся к Чукотской мезозойской складчатой области и Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу. Изложены сведения по стратиграфии, магматизму, тектонике, геоморфологии, гидрогеологии, истории геологического развития.

Во второй части дана характеристика полезных ископаемых района, рассмотрены закономерности их размещения.

Рассчитана на специалистов, интересующихся региональной геологией и металлогенией.

Ил. 5, табл. 2, сп. литературы 73 назв.

Материалы по листу R-(60)-2
рассмотрены и рекомендованы к печати
Главной редакцией Госгеолкарты

Редакционная группа Главной редакции

Г. Н. Шапошников (председатель), Г. П. Александров,
С. В. Егоров, К. Б. Ильин, С. И. Стрельников

Редактор М. Е. Городинский

© Министерство природных ресурсов Российской Федерации, 1999.

© Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ), 1999.

© Комитет природных ресурсов по Магаданской области (Северо-Восточный геолком), 1999.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа R-(60)-2 ограничена координатами 68—72° с. ш., 168°00' з. д. и 177°00' в. д., площадь ее 280 тыс. км². Суша занимает 35660 км², остальная часть приходится на акваторию Чукотского и Восточно-Сибирского морей. Административно принадлежит к Шмидтовскому и Иультинскому районам Чукотского автономного округа.

Континентальная часть площади находится в основном в пределах Чукотского нагорья, представленного здесь горными грядами северо-западного простирания с абсолютными высотами 1000—1400, в отдельных случаях до 1600—1800 м. Гряды разделены широкими корытообразными долинами рек Пегтымель, Кувет и поперечными Кывэквын, Эквыватап, Койвэльвэгыргын. Морское побережье окаймляется полосой низменной тундры шириной от 2 до 25 км, представляющей собой аккумулятивную равнину с абсолютными высотами поверхности от 3 до 40 м на западе до 50—85 м на востоке. Морские берега в основном лагунного типа; абразионные встречаются на небольших участках, вблизи мысов Энмакай, Шмидта, где гравийно-галечные косы и пляжи прерываются скальными клифами высотой от 15—35 до 90 м.

Остров Врангеля площадью 7600 км² в южной части имеет горный рельеф с абсолютными высотами до 1096 м. Северная его часть представляет собой пологонаклонную к северу низменность шириной 20—25 км и высотами поверхности до 40 м. Северные и южные берега острова лагунного типа, протяженность баров, отделяющих лагуны от моря, до 20—30 км (косы Андриянова, Чичерина), наиболее крупные лагуны расположены на северном побережье. Абразионные берега характерны для западного и восточного побережий острова, где они имеют высоту обрывов до 250 м (мысы Пиллар, Западный). В 60 км к востоку расположен о. Геральд длиной 6, шириной до 3,5 км, представляющий собой скалистый утес высотой до 380 м.

Восточно-Сибирское и Чукотское моря соединены проливом Лонга шириной 140 км. Условная граница между ними проходит по линии м. Якан на континенте и м. Блоссом на о. Врангеля. Рельеф морского дна в пределах листа слабо расчленен. У берегов континента глубина моря 4—12, у скалистого побережья о. Врангеля 15—25 м. Средняя глубина Восточно-Сибирского моря 30—35 м. В восточной части листа Чукотское море имеет глубину от 50 до 75 м.

Климат района суровый. Зима длится 7—8 месяцев, морозы до —50 °С, часто с пургой. Летом погода изменчива и зависит от состояния ледовой

обстановки в арктическом бассейне. Нередко в летние месяцы выпадает снег, часты туманы. Постоянный снежный покров устанавливается в конце сентября—начале октября, одновременно замерзают реки. Вскрытие рек и сход снежного покрова — в конце мая—первой декаде июня. Припай на морском побережье образуется в первой декаде декабря и достигает максимального развития к апрелю, когда ширина его 3—5 км при толщине льда 150—250 см. Взламывание припая происходит в начале июня.

Растительность на водоразделах представлена главным образом мхами и лишайниками, кустарниковой березкой. В долинах рек горной части района встречаются участки кустарниковой ивы, реже ольхи. На приморской равнине и ее низкогорном обрамлении развиты кочкарные осоково-пушицевые тундры, перемежающиеся с участками болотной растительности.

Реки района несудоходны, верховья их обычно соединены сквозными долинами ледникового происхождения, что делает район доступным для передвижения гусеничного транспорта почти повсеместно.

Экономически наиболее освоены прибрежные районы, где расположены арктический морской порт, современный аэропорт и поселок Мыс Шмидта, являющийся районным центром. Вблизи него находится пос. Рыркайпий — центральная усадьба совхоза «Пионер». Имеется также ряд поселков в районах действующего рудника Светлый и приисков.

Местное население — чукчи. Занимаются оленеводством, в меньшей степени морским зверобойным и пушным промыслом, рыболовством. Живут в основном в пос. Мыс Шмидта и на приисках.

Территория района является частью Чукотской мезозойской складчатой области и Чаунской складчатой зоны на участке ее сочленения с Чаунской вулканической зоной Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Основную площадь занимают осадочные породы палеозойского и раннемезозойского возраста, слагающие складчато-глыбовые сооружения Чаунской складчатой зоны. Меловые вулканогенные породы образуют ряд наложенных структур в западной части территории.

Площадь континентальной части изучена в масштабе 1 : 200 000, за исключением нижнего течения рек Амгуэма и Экугваам (3000 км²), где проведена геологическая съемка масштаба 1 : 1 000 000. Крупномасштабными геологосъемочными работами охвачено 50 % площади. Наиболее крупные рудопроявления и месторождения детально изучены.

Первые геологические исследования, организованные Всесоюзным Арктическим институтом в масштабе, близком к 1 : 1 000 000, проведены в 1933—1936 гг. В. И. Серпуховым, В. Г. Дитмаром, получившими общие сведения о геологии и полезных ископаемых континентальной части площади, и А. В. Громыным на территории о. Врангеля.

Дальнейшие геологические исследования проводились подразделениями геологоразведочного управления треста Дальстрой (позднее Северо-Восточное геологическое управление МГ СССР). В 1939—1953 гг. выполнен большой объем детальных геологосъемочно-поисковых работ, продолжались мелкомасштабные геологические исследования. В 1950-х годах была начата геологическая съемка масштабов 1 : 100 000 и 1 : 200 000. В этот период В. И. Копытиным в бассейне р. Пегтымель выделены карнийские, норрийские и верхнеюрские терригенные породы. Е. П. Таракановым на основании находок флоры и фауны выделены отложения верхней перми и нижнего триаса. М. Е. Городинский обосновал фауной девонский и поздне-триасовый возраст осадочной толщи в районе м. Якан.

С 1959 по 1965 г. выполнена среднемасштабная геологическая съемка на кондиционной топооснове с применением аэрофотоматериалов, возраст ранее выделенных стратиграфических подразделений в большинстве случаев подтвердился сборами фауны и флоры. Впервые обоснован возраст нижнекаменноугольных отложений в бассейне р. Кывэквын. Вулканогенно-осадочные и вулканогенные породы расчленены на ряд свит ранне- и поздне-мелового возраста. Получены новые данные о полезных ископаемых. Открыто оловянно-вольфрамовое месторождение Пекульнейское, выявлены повышенные содержания золота в аллювии среднего течения р. Кывэквын и ее левых притоков. На междуречье нижних течений Ръывеем—Кывэквын обнаружены рудопроявления золота и перспективные россыпные проявления в аллювии рек Ръывеем, Пильгынкууль, Экичуйгывеемской (В. П. Полз, 1960).

Геологосъемочные и поисково-геоморфологические работы масштаба 1 : 50 000 проводились с начала 1960-х годов. Принципиально новых данных по геологическому строению территории не получено, но существенно расширены перспективы россыпной рудоносности района, открыт ряд коренных месторождений различных полезных ископаемых.

На о. Врангеля в результате периодически проводимых тематических редакционно-увязочных и специализированных работ получен большой материал по стратиграфии палеозойских толщ и различным вопросам геологического строения (М. Е. Городинский, 1964; С. М. Тильман, 1964; Г. И. Каменева, 1974, 1977; М. К. Косьюко, 1987, 1988; В. Г. Ганелин, 1989 и др.).

Территория листа полностью покрыта гравиметрической съемкой разных масштабов. Это позволило выяснить общие черты глубинного строения района, выделить региональные структуры, контуры нескрытых эрозией куполов рудоносных гранитоидных массивов.

С помощью аэромагнитной съемки масштабов 1 : 200 000 и 1 : 50 000 уточнена форма гранитоидных интрузий, выделены зоны региональных разломов. Наземные геофизические работы, включающие магнитометрию и различные методы электроразведки, проводились в разные годы на рудоносных площадях с целью изучения структуры рудных полей, мощности рыхлых отложений, контуров таликовых зон.

Геохимическая съемка масштаба 1 : 200 000 по потокам рассеяния сделана на всей территории, геохимическая съемка масштаба 1 : 50 000 по вторичным ореолам — в бассейне верхнего течения р. Койвэльвэгыргын и на междуречье Ръывеем—Пильгынкууль.

На территории листа в разные годы велись тематические исследования различной направленности. Стратиграфия рыхлых кайнозойских отложений и геоморфология северного побережья Чукотки в связи с россыпеобразованием рассматривались в работах НИИГА (А. П. Пуминов, 1966; В. В. Авдюничев, 1987), СВПО (А. И. Кыштымов, 1977; В. Л. Сухо-рослов, 1975; А. Р. Садыков, 1977) и др. Закономерности размещения рудных и россыпных месторождений освещены в работах И. П. Васецкого (1967), А. И. Смирновой (1966), З. Т. Караевой (1970), С. Ф. Лугова (1962, 1965), Ю. В. Цуканова (1969), О. Г. Кузиной (1977). Различные вопросы геологического строения района рассмотрены в работах С. М. Тильмана (1962), А. П. Милова (1964, 1975, 1988), В. Н. Воеводина (1975), Ю. Г. Рогозова (1968), Г. И. Каменевой (1974, 1977), В. Д. Козлова (1988), Д. В. Дудкинського (1988), Ю. К. Элиасса (1988)

и др. Исследования прибрежной зоны (шельфа) ведутся НПО «Севморгео» и ПГО «Севвостгеология».

В 1962 г. составлена геологическая карта листа R-60-1 масштаба 1 : 1 000 000 (М. Е. Городинский). На ней выделены отложения протерозоя, верхнего девона, нижнего карбона, перми, триаса, юры—нижнего мела, ниже- и верхнемеловые вулканогенные образования.

В период с 1977 по 1981 г. изданы государственные геологические карты континентальной части территории СССР масштаба 1 : 200 000. В результате позднее проведенных геологосъемочных, геохимических, геофизических, тематических, поисковых и разведочных работ знания о геологии и полезных ископаемых этого района значительно расширились не только по сравнению с изданным листом масштаба 1 : 1 000 000, но и с листами геологической карты масштаба 1 : 200 000, чем и вызвана необходимость обобщения всего комплекса материалов по геологии района и составления листа R-(60)-2 геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 новой серии.

СТРАТИГРАФИЯ

На территории листа установлены регионально-метаморфизованные, первично-вулканогенно-осадочные породы верхнего протерозоя; терригенно-осадочные отложения кембрия, силура, девона, карбона, перми, триаса, юры; меловые вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования; рыхлые осадки палеогенового, неогенового и четвертичного возраста. В пределы листа входит ряд крупных структурных элементов мезозойской Чукотской складчатой области: Куульское поднятие, Чаун-Иультинская антиклинальная и Паляваамская синклиналильные зоны. На шельфе выделяются Врангелевское поднятие, Южно-Чукотский прогиб и Восточно-Геральдская впадина. Эти элементы можно рассматривать как структурно-фациальные зоны, осадконакопление в которых происходило в различных условиях.

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Верхнепротерозойские образования (PR_2) выделены на о. Врангеля [7] в районе Центральных гор. Они представлены переслаивающимися сланцами, амфиболитовыми, биотит-амфиболовыми, актинолит-хлоритовыми, альбит-актинолит-хлоритовыми, эпидот-актинолитовыми, метапесчаниками и метатупофопесчаниками аркозовыми, рассланцованными конгломератами с обломками гранитов и кварца. Общая мощность толщи 2800 м.

В кристаллических сланцах нижней половины разреза сохранились реликты структур вулканогенных пород, свидетельствующие о первично-вулканогенном происхождении основной их части. По составу амфиболовые, эпидот-амфиболовые, актинолит-эпидот-хлоритовые сланцы отвечают основным и средним эффузивам; альбит-актинолит-хлоритовые и альбит-мусковит-хлоритовые сланцы — вулканогенным породам кислого и среднего состава. В толще установлен комплекс акритарх, характерный для вендских толщ Приколымского поднятия, Юдомо-Майского прогиба, а также для средне-верхнерифейских отложений восточной части Алданского щита и Прибайкалья.

К нижнему кембрию отнесена насхокская толща (Є₁ns), обнажающаяся в центральной части о. Врангеля. Толща залегает на породах верхнего протерозоя без видимого углового несогласия. Наличие конгломератов в основании толщи указывает на перерыв в осадконакоплении. Породы представлены метаморфизованными конгломератами, филлитами, кварцитами, кварцитопесчаниками, которые обнажаются в центральной части острова.

На южных склонах Центральных гор в низах толщи залегают [7]*:

1. Конгломераты, метаморфизованные с галькой подстилающих кристаллических сланцев	50
2. Метапесчаники полевошпатово-кварцевые мелкозернистые и среднезернистые, переслаивающиеся с кварцево-глинисто-серицитовыми сланцами	90
3. Сланцы темно-серые, кварц-альбит-серицитовые и кварц-хлорит-серицитовые	20
4. Метапесчаники полевошпатово-кварцевые мелкозернистые и глинисто-серицитовые сланцы	20

Средняя и верхняя части толщи наиболее полно обнажаются в верховьях р. Кларк:

1. Сланцы темно-серые глинисто-серицитовые и кварц-углисто-серицитовые	100
2. Кварциты светло-серые и розовато-серые, серицит-кварцевые сланцы	200
3. Кварциты и кварцито-песчаники крупнозернистые	80
4. Кварцито-песчаники серые и желтовато-серые грубо- и крупнозернистые, полимиктовые, кварциты	50
5. Чередование кварцито-песчаников серых, мелкозернистых, сланцев тонкополосчатых кварц-серицит-глинистых	100
6. Кварцито-песчаники желтовато-серые мелкозернистые	110

Суммарная мощность толщи более 800 м.

В породах толщи определен комплекс акритарх, микрофитолитов и водорослей: *Granomarginata squamacea* Volk., *G. prima* Naum., *Leiomarginata simplex* Naum., *L. corpuscula* Jlt., *Lophomarginata orbiculare* Volk., *Tasmánites varialilis* Volk.

На основании определения приведенного комплекса Г. И. Каменевой (1974) был принят раннекембрийский возраст насхокской толщи, что согласуется с решениями II МРСС (1978).

В последующие годы в районе распространения насхокской толщи были сделаны находки девонских брахиопод (М. К. Косько, В. Г. Ганелин, 1988), что ставит под сомнение ее кембрийский возраст, а также правомерность выделения ее как стратиграфической единицы. Принимая во внимание слабую изученность территории, не исключающую объединения разновозрастных толщ в одном контуре, на представляемой карте насхокская толща датируется, согласно решениям II МРСС (1978), нижним кембрием. Вопрос о возрасте и объеме толщи требует дальнейшего изучения.

* Здесь и далее описание дочетвертичных отложений дается снизу вверх (мощность пород в метрах).

Силурийские отложения (S) выделены А. Г. Каменевой (1974) в районе гор Дрем-Хед на северо-западе о. Врангеля в составе дремхедской свиты. В низах разреза наблюдаются гравелиты, крупнозернистые песчаники и конгломераты с галькой кварцитов и хлорит-серицитовых сланцев общей мощностью 3—5 м. По данным В. Г. Ганелина, основная часть свиты представлена полимиктовыми песчаниками и алевролитами, грубопластовыми и тонкогоризонтальнослоистыми, серыми, коричневатозеленоватосерыми. В нижней половине свиты преобладают существенно известковистые разности, вплоть до известняков, содержащих фауну криноидей, кораллов, брахиопод, гастропод, среди них *Favosites* cf. *similis* (Sok.), *Subalveolitella* ex gr. *repentina* Sok., *Syringopora* cf. *blenda* Klamm., *Halysites* ex gr. *catenularius* L., *Stelliporella* sp., *Leptaena* sp., *Janius?* sp., *Stegerhunchus* ex gr. *borealis* (Huo h.), свидетельствующие, по заключению О. П. Ковалевского и Т. Л. Модзалевской, о возрасте вмещающих отложений в интервале от позднего ландовери до лудлова. Кроме гор Дрем-Хед отдельные небольшие разрозненные выходы силурийских известняков установлены В. Г. Ганелиным (1989) в среднем течении р. Неизвестная, где они несогласно перекрыты пермскими отложениями. В известняках содержатся неопределимые остатки брахиопод и многочисленные колонии силурийских табулят *Favosites gothlandicus*. Наибольшая видимая мощность силурийских отложений, наблюдаемая в горах Дрем-Хед, около 700 м.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Девонские отложения распространены в пределах Куульского и Врангелевского поднятий. На континентальной части территории по комплексу фауны и сопоставлению со стратиграфическими разрезами, находящимися частично за пределами листа, имеется возможность расчленения отложений до отделов. На о. Врангеля отложения значительно отличаются от разновозрастных толщ Куульского поднятия. Здесь на отдельных участках присутствуют все отделы девона, однако в связи с недостаточной степенью изученности территории острова площадное распространение их остается неясным, поэтому отложения девона показаны как нерасчлененные.

Нижний—средний отделы

Отложения нижнего—среднего девона (D₁₋₂) распространены в Куульском поднятии, они наиболее древние. Представлены преимущественно терригенными породами со значительным преобладанием песчаников [14].

В составе толщи выделены три согласно залегающие свиты, из которых нижняя — энмакайская датирована нижним девонем, а вышележащие (пильхикайская и лонгская) — средним. Незначительные различия состава и облика выделенных свит при относительной бедности органическими остатками не позволяют картировать их на всей площади распространения нижне-среднедевонских отложений (на представляемой карте не разделяются). Нижняя часть толщи (110 м) сложена песчаниками с редкими прослоями (5—10 см) глинистых сланцев, линзовидными тонкими прослоями светло- и темно-серых известняков. Выше по разрезу (170 м)

песчаники присутствуют в равных соотношениях с глинистыми сланцами в виде пластов мощностью 10—30 см. В глинистых сланцах встречаются следы придонных организмов, линзы известняков с растительным детритом. В верхах пачки увеличивается количество известняков в виде линз и желваков. Средняя часть толщи (460 м) отличается от нижележащей присутствием алевролитов, количество которых увеличивается вверх по разрезу, а также наличием в алевролитах и глинистых сланцах известковистых конкреций с органическими остатками. Верхняя часть толщи (550 м) характеризуется увеличением количества прослоев известняков, мощность которых местами достигает 10 м.

Общая мощность отложений нижнего—среднего девона в пределах 1300—1500 м. В низах толщи, в известняках, собраны остатки остракод *Clavofabellina* sp., *Koslowskiella*? sp., *Bairdia* sp.; табуляты *Striatopora* ex gr. *tschichatschewi* Peetz., *S. sussi* Hornes in Penesce, *S. peetzi* Dubat., *Thamnopora* aff. *saitischevae* Dubat., *T.* aff. *taimyrica* (Tchern.), *Favosites* aff. *bruanitzini* Peetz., *F.* sp. nov., *Scolipora* sp., *Roemeria* aff. *infundibulifera* (Goldfuss); ругоз *Lyrielsma* sp. nov., *Xystiiphyllum* sp.; брахиопод *Atripinella* sp., *Dubaria* ex gr. *thetis* (Barr.), *Carinata* ex gr. *comata* (Barr.), *Vyrtina* sp. (ex gr. *dalmani* Amsden.), *Howellela* sp., *Stegerhynchus* ex gr. *nympha* (Barr.), *Dentatrypa* sp., *Carinata* sp.; рыб *Taeniocrada decheniana* (Goerr.) Kr. et Weyl., *Psilophytites* sp., определяющих нижнюю половину нижнего девона (лохковский — низы пражского яруса).

В средней части разреза определены остатки табуляты *Gracilopora* aff. *prima* Smirn., *Hillaropora* cf. *spica* Miron., *Favosites* aff. *preplacenta* Dubat.; ругоз *Lyrielsma* sp. nov.; брахиопод *Pugnacidae*, *Carinata* ex gr. *comata* (Barr.), *Stegerhynchus*? sp. (? ex gr. *nympha* (Barr.)), *Clorindina* sp.; рыб *Pteraspidae*, *Heteroatraci* sp., *Arctollpidida* (?). По кораллам и брахиоподам возраст отложений здесь может быть определен верхней половиной нижнего—нижней половиной среднего девона.

В известняках и глинистых сланцах верхней части разреза определены фораминиферы *Cocheatina* (?) *plavinensis* Byk., *Ordovicina* (?) *mierona* Byk., *Paracoligella* (?) sp.; брахиоподы *Emaniella* sp., *Spirifer* sp., *Atrypa* sp., *Cymostrophia* sp., *Uncinulidae*; табуляты *Pachycanalicula* aff. *schandiensis* Dubat., *Caliopora* aff. *idonca* Janet, *Gracilopora* sp.; ругозы *Tryplasma devoniana* Soshk., *Heliophyllum* sp., *Sphongophyllum* sp. nov., *Pseudomplexis* sp., *Hexagonaria* sp., *Grypophyllum* sp., *Acantophyllum* cf. *mansfieldense* (Dup.), определяющие среднедевонский (эйфель—живет) возраст отложений.

Верхний отдел

Отложения верхнего девона (D₃) слагают междуречье Рывеем—Пильгынкууль, отдельными участками встречаются на левобережье р. Рывеем. Нижняя граница толщи проводится по подошве пласта тонкозернистых полимиктовых песчаников, характерных для всего разреза толщи. Особенности верхнедевонских отложений являются преобладание тонкозернистых разностей в песчаниках, существенная доля в разрезе алевролитов, повышенная известковистость и наличие доломита. Обобщенный разрез толщи составлен А. К. Пиотровским (1978) и В. С. Стрешневским (1980) в бассейне среднего течения р. Рывеем:

1. Песчаники тонкозернистые полимиктовые с прослоями темно-серых алевролитов и черных доломитизированных известняков 160

2. Переслаивание доломитизированных песчаников с алевролитами и кварц-серицитовыми сланцами 340
3. Алевролиты, известковистые алевролиты, с линзами доломитизированных известняков, редкими прослоями песчаников 110
4. Алевролиты с прослоями песчаников и доломитов 170
5. Песчаники с прослоями алевролитов, линзами доломитов 120

Мощность отложений верхнего девона около 900 м.

В породах вышеприведенного разреза обнаружены лишь редкие остатки *Tentakulites* sp. indet. Позднедевонский возраст отложений принят по сопоставлению с пегтымельской свитой смежного района, где в аналогичных породах определены остатки франских фораминифер, а в перекрывающих отложениях — турнейских брахиопод [15].

Разрез девонских отложений Куульского поднятия отличается от такового на о. Врангеля большей мощностью и меньшей известковистостью пород.

Нерасчлененные отложения

Нерасчлененные отложения девонской системы (D) несогласно залегают на насхокской толще. Взаимоотношения их с силурийскими отложениями не наблюдались. Судя по залеганию нижнедевонских слоев на различных горизонтах силура, между ними существует стратиграфический перерыв. Они представлены песчаниками, известковистыми песчаниками с прослоями конгломератов, гравелитов, алевролитов, детритовых и доломитистых известняков, доломитов, серицит-хлоритовых сланцев.

По-видимому, наиболее низкое положение в разрезе занимает толща, изученная в бассейне р. Гусиная (В. Г. Ганелин, 1989). Она сложена кварцитами, кварцитовидными песчаниками с линзами и прослоями гравелитов, мелкогалечных конгломератов, глинистых сланцев общей мощностью 300—350 м. Возраст толщи принят как ранний девон на основании ее стратиграфического положения — выше позднесилурийских отложений.

Более высокое стратиграфическое положение занимает толща, обнажающаяся на правобережье р. Гусиная, в верхнем течении рек Неизвестная, Хищников, горах Дрем-Хед. Это однообразная темноцветная толща глинистых сланцев и песчаников, чередующихся между собой пачками от нескольких до нескольких сот метров. Встречаются линзы известковистых песчаников, переходящих в перекристаллизованные криноидные известняки. По-видимому, в этой же толще на северных склонах гор Центральных, среди глинистых сланцев и песчаников встречаются прослои гравелитов. Мощность этой толщи в бассейне р. Гусиная и на северных склонах Центральных гор достигает 1500 м, возможно, более. На севере острова, в бассейне р. Неизвестная — первые сотни метров. В известняках толщи собраны брахиоподы *Terebratulida* gen. indet., *Renselandia* sp., *Chascothyris*? sp., по определениям С. В. Черкасовой, среднедевонского возраста. Выше по разрезу залегает гипсоносная толща, разрез которой изучен в бассейне р. Хищников [7]. В низах эта толща сложена гравелитами, конгломератами, выше пестроцветными песчаниками фиолетовыми, зеленовато-серыми, серицит-хлоритовыми сланцами, известняками, доломитами, доломитистыми мергелями и прослоями молочно-белого гипса. Мощность прослоев гипса от 5 до 70 см, реже встречаются более мощные (3—6 м) пласты, разделенные тонкими прослоями доломитистых мергелей. Общая мощность гипсоносной толщи определяется на различных участках от 120 до 200 м.

Граница с подстилающей песчаниковой толщей, относимой к среднему девону, выражена нечетко. Общая мощность девонских отложений на различных участках о. Врангеля от 800 до 2500 м.

Гипсоносная толща датируется как верхнедевонская на основании определений пыльцы и спор, выделенных из гипсов, и положением ее под слоями с турнейскими брахиоподами [7]. Такая датировка более всего отвечает современным представлениям о времени гипсообразования на Северо-Востоке СССР. Отдельные исследователи (В. Г. Ганелин, 1989) относят гипсоносную толщу к низам карбона.

Таким образом предполагается, что на о. Врангеля существует непрерывный разрез девонских отложений, что согласуется со схемой стратиграфии девона на Чукотском полуострове.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Отложения каменноугольной системы слагают значительные площади в пределах Куульского поднятия и Куэкувуньского горст-антиклинория. На континентальной части площади фаунистически обоснованы только нижнекаменноугольные отложения, на о. Врангеля предполагается полный разрез карбона.

Нижний отдел

Нижнекаменноугольные отложения (C_1) Куульского поднятия представлены песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. Преобладают полимиктовые разности песчаников. Вверх по разрезу увеличивается известковистость пород, появляются мелкие линзы известняков. Взаимоотношение их с верхнедевонскими отложениями достоверно не установлено. В бассейне р. Пильгынкууль В. С. Стрешневским (1980) отмечается залегание нижних горизонтов карбона на различных слоях девона. На этом основании между ними предполагается несогласие.

Разрез толщи описан В. С. Стрешневским (1980) по элювию и отдельным горным выработкам в низовьях р. Ръывеем и левобережью р. Экичуйгывеемкой. Нижняя часть толщи представлена переслаиванием разнозернистых песчаников, часто известковистых и тонкопараллельнослоистых алевролитов (190 м). Выше по разрезу залегают песчаники мелкозернистые с прослоями глинистых сланцев и линзами известняков (280 м); переслаивание известковистых песчаников с глинистыми сланцами и алевролитами (410 м); песчаники известковистые с прослоями глинистых сланцев, алевролитов, известняков с остатками брахиопод, ругоз, мшанок (180 м), частое переслаивание кварцитов, алевролитов с прослоями известковистых серицитовых сланцев и линзами кремней (120 м). Общая мощность толщи 1200—1300 м.

Юго-восточнее, в пределах Куэкувуньского горст-антиклинория, нижнекаменноугольные породы метаморфизованы гранитоидными интрузиями и превращены в различные кристаллические сланцы, кварциты и мраморизованные известняки.

По сравнению с Куульским поднятием, здесь резко увеличивается количество и мощность известняковых пачек. Нижняя граница отложений не вскрыта. Разрез отложений изучен в каньоне верхнего течения р. Кывкын.

Здесь нижние горизонты сложены переслаивающимися биотитовыми, амфибол-биотитовыми, биотит-мусковитовыми, кварцитовидными сланцами (420 м). Выше залегают биотитовые, мусковит-биотитовые и серицитовые сланцы (440 м), которые перекрываются известняками песчанистыми мраморизованными и темно-серыми тонкослоистыми с линзами белых мраморов (60 м). Разрез венчается пачкой серых мелкозернистых мраморизованных известняков (180 м). Мощность пород в разрезе 1100 м.

Возраст отложений обоснован ископаемыми остатками брахиопод и кораллов, собранными в районе м. Якан, на левобережье р. Экичуйгывеемкой, правобережье р. Ръывеем, характеризующими период от визейского до серпуховского века раннего карбона. На правобережье р. Кувет сделана лишь одна находка раннекаменноугольных кораллов.

Нижний—средний отделы

Неразделенные отложения нижнего—среднего карбона (C_{1-2}) установлены на о. Врангеля и условно, по сопоставлению со смежным районом, выделены на небольших участках в пределах Куульского поднятия. На о. Врангеля они развиты в двух зонах — южной и северной. Отложения нижнего—среднего карбона северной и южной частей острова имеют существенные различия.

В юго-восточной части острова, на м. Уэринг [6], описан разрез, представленный доломитами, известняками, местами окремненными и прокварцованными. Реликты органогенной структуры пород, массивное строение куполовидного тела, образуемого ими, дает основание предполагать рифогенную природу образований. Мощность толщи 250—300 м. В верховьях р. Хищников мощность толщи сокращается до 120—130 м, а на западе и севере острова этих отложений не наблюдается. Возраст пород определяется присутствием визейских кораллов и брахиопод.

Вышележащая толща широко распространена в пределах острова. На юге, в бассейне р. Хищников (В. Г. Ганелин, 1989), она представлена известняками тонкорассланцованными, пелитоморфными и массивными с прослоями криноидных известняков и доломитов (340 м), органогенно-детритовыми, криноидными с прослоями глинистых (170 м). Верхняя часть толщи (150 м) сложена известняками с прослоями глинистых сланцев, кремней, линзами гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Общая мощность толщи 660 м.

В составе толщи определены фораминиферы, кораллы, брахиоподы поздневизейского—раннебашкирского возраста.

Верхняя толща рассматриваемых отложений также изучена в верховьях р. Хищников. Она представлена черными глинистыми сланцами, чередующимися с линзами и слоями криноидных известняков (800—900 м). На севере острова, в бассейнах рек Неизвестная и Красный Флаг, разновозрастные толще отложения представлены биогермными водорослево-мшанковыми, криноидными известняками мощностью 150—200 м. Возраст верхней толщи определяется присутствием фораминифер, брахиопод, гониатитов позднебашкирского—раннемосковского возраста.

Общая мощность ниже-среднекаменноугольных отложений на севере острова, по-видимому, не превышает 500—600 м, достигая на юге 1800 м и более.

Как видно из сравнения разрезов нижнего и среднего карбона южной и северной частей о. Врангеля, мощность отложений в северной зоне

значительно сокращена, здесь они почти полностью представлены известняками и доломитами, тогда как в южной зоне значительная роль принадлежит глинистым сланцам, встречаются гравелиты и конгломераты значительной мощности.

Кроме приведенных разрезов в южной и северной частях острова палеонтологически доказанные отложения нижнего и среднего карбона имеются в различных его частях. Отложения серпуховского яруса известны на правом берегу р. Мамонтова [6]. Среднекарбоновые отложения, представленные органогенными, брахиоподово-криноидными известняками с редкими гониатитами и обильными брахиоподами, описаны Ю. Г. Рогозовым на мысе Птичий Базар. В этом же районе В. Г. Ганелин описал мощную (600 м) известняково-сланцевую толщу, содержащую ругозы, гониатиты, определяющие башкирский и московский ярусы. Среднекарбоновые (позднебашкирские) гониатиты собраны О. Н. Ивановым на восточном берегу острова, северо-восточнее м. Утес-Большевик. Юго-западнее м. Пиллар М. Е. Городинским собраны среднекарбоновые кораллы. Исходя из вышеизложенного, можно считать, что на о. Врангеля имеются в полном объеме отложения нижнего и среднего карбона, возраст которых установлен по комплексам брахиопод, кораллов, фораминифер, гониатитов.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ—ПЕРМСКАЯ СИСТЕМЫ

Отложения верхнего карбона—перми ($C_3—P$) выделены на о. Врангеля В. Г. Ганелиным (1989). По составу и комплексам ископаемой фауны они разделяются на три согласно залегающие толщи, которые в связи с недостаточной изученностью территории на представленной геологической карте показаны совместно.

Нижняя толща описана в верховьях р. Хищников, где она залегает согласно, с постепенным переходом, на отложениях среднего карбона. Толща сложена однообразными неслоистыми глинистыми, глинисто-хлоритовыми, хлорит-серицитовыми сланцами, повсеместно содержащими вкрапленность и конкреции пирита. В верхах толщи встречаются отдельные маломощные прослои гравелитов с обломками песчаников, кремней и члеников криноидей. Мощность толщи 250 м. Аналогичные отложения встречаются на западном побережье острова, где в них присутствуют обильные родохрозитовые конкреции, и на востоке, в районе м. Уэринг.

Представление о возрастном объеме толщи, отвечающем позднему карбону и первой половине ранней перми, основывается на положении толщи в разрезе.

Средняя толща наиболее полно представлена на западе острова в районе м. Птичий Базар. Нижняя часть толщи (40 м) представлена органогенно-детритовыми известняками, с обломками призматического слоя раковин колымий. Выше залегают пестроцветные глинистые сланцы с прослоями известняков и родохрозитовыми конкрециями (100 м). Без существенных изменений толща наблюдается в бассейне р. Хищников и районе м. Уэринг.

Разрез толщи существенно меняется на севере острова, где мощность отложений возрастает до 800 м. Здесь она с перерывом залегает на силурийских известняках, разрез ее представлен глинистыми сланцами, содержащими глыбы и валуны подстилающих пород, гравелитами, конгломератами, детритовыми известняками, однообразными черными глинистыми

сланцами (100 м), известняками с обломками раковин колымий (250—300 м), чередованием известняков с глинистыми сланцами.

Фораминиферы, определенные из карбонатных пачек, дают основание относить образование отложений к возрастному интервалу от верхов артинского яруса до казанского включительно.

Верхняя толща (300 м) изучена в бассейне р. Неизвестная. Она представлена черными неслоистыми глинистыми сланцами с отдельными (3—5 м) слоями тонко- до среднезернистых кварцполевошпатовых песчаников, местами переходящих в гравелиты. Встречаются отдельные горизонты (30 м) известковистых песчаников, переходящих местами в песчаные органогенно-детритовые известняки с ракушечными прослоями раковин брахиопод *Waagenoconcha payeri* (Toula), *Kuwelousia* cf. *wajprechti* (Toula), отвечающим нижней половине татарского яруса верхней перми.

Общая мощность отложений верхнего карбона—перми на юге острова около 700 м, на севере увеличивается до 1100 м.

ПЕРМСКАЯ—ТРИАСОВАЯ СИСТЕМЫ

Верхняя пермь—нижний триас ($P_2—T_1$) представлены терригенно-осадочными отложениями, выделенными в восточной части территории под названием иультинской свиты. На западе территории этому возрасту соответствует нижняя (500 м), существенно сланцевая толща, выделяющаяся ранее гэсмыткунской свиты, нижняя (800 м) часть терригенной толщи на правобережье р. Кувет, считавшейся нижнетриасовой, а также этакуньская свита, выделяющаяся Е. П. Таракановым (1958) в районе м. Шмидта.

Толща обнажается в сводовых частях и на крыльях наиболее крупных антиклинальных структур в бассейнах рек Кувет, Кывэквын, Эквиватап, на юге района и м. Шмидта. С нижним карбоном она почти повсеместно граничит по разрывным нарушениям. На левобережье р. Кывэквын отмечается залегание ее на различных горизонтах нижнего карбона с угловым несогласием (В. П. Аркавий, 1980).

Отложения представлены глинистыми и углисто-глинистыми сланцами, тонкослоистыми алевролитами, кварцевыми, реже полимиктовыми мелко- и тонкозернистыми песчаниками. В низах толщи преобладают глинистые разности пород, в верхней части они находятся приблизительно в равных соотношениях с песчаниками. Характерно интенсивное рассланцевание пород и филлитизация, темная окраска, вызванная присутствием расплывленного углистого вещества, пиритизация.

Нижняя часть толщи описана В. П. Аркавым (1981) в каньоне р. Кывэквын, где она представлена чередующимися пачками тонкопереслаивающихся филлитизированных углисто-глинистых сланцев и рассланцованных алевролитов (1,5—3,8 м) с пластами черных углисто-глинистых сланцев (1,2 м) общей мощностью 200—250 м.

Средняя часть толщи (450 м), обнажающаяся на левобережье р. Эквиватап, наряду с глинистыми, углисто-глинистыми сланцами и алевролитами, содержит пласты мелкозернистых черных песчаников мощностью до 20 м и пачки переслаивающихся глинистых сланцев, алевролитов и песчаников, находящихся в равных соотношениях. В верхней части толщи (300 м) мощность и количество пластов и прослоев песчаников увели-

чивается. Общая мощность верхнепермских—нижнетриасовых отложений 900—1000 м.

Породы, обнажающиеся в районе м. Шмидта и относимые к низам толщи, отличаются от других участков распространения пермо-триасовых отложений обилием углефицированных растительных остатков, что, по-видимому, говорит о прибрежно-морских условиях осадконакопления.

Пермский возраст нижней части толщи устанавливается по растительным остаткам, собранным в районе м. Шмидта и определенным Н. Т. Вербицкой как «*Noeggerathiopsis*» (= *Rufloria*) cf. *theodori* Zal. et Tschirk., *Rufloria* sp., *Paracalamites* sp. В нескольких километрах южнее рамки листа, в породах иультинской свиты выявлены палинокомплексы, характеризующие растительность поздней перми. Наличие нижнетриасовых (индских) слоев в составе рассматриваемой толщи предполагается на основании того, что в низах согласно перекрывающих ее пород обнаружены остатки оленекских двустворчатых моллюсков.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Триасовые породы широко распространены на площади листа. Неразделенные отложения нижнего и среднего триаса выделены в амгуэмскую свиту; нерасчлененные отложения верхнего триаса установлены на о. Врангеля, верхнетриасовые песчано-сланцевые отложения континентальной части территории разделены на карнийскую—средненорийскую и средневерхненорийскую толщи.

Нижний—средний отделы

Амгуэмская свита ($T_{1-2}am$) наиболее широко развита в бассейне рек Кывэквын, Эквиватап, Койвэльвэгыргын, выходы ее имеются также в верховьях рек Кувет и Пегтымель. Она согласно залегает на иультинской и сложена преимущественно песчаниками; в средней части разреза существенную роль играют алевролиты; глинистые сланцы распространены незначительно и тяготеют к низам разреза. Песчаники и алевролиты полимиктовые, реже кварцевые, среди них часто встречаются известковистые разности с кремнисто-серицит-карбонатным цементом и конкрециями того же состава, а также линзы внутриформационных конгломератов. Часты следы подводного размыва, различные гиероглифы.

Нижняя часть свиты (750—800 м) изучена К. С. Суховым (1962) в береговых обрывах лагуны Тенкэргынпильгын и левобережье р. Койвэльвэгыргын, где она сложена мелкозернистыми песчаниками с редкими известковистыми конкрециями, серыми и темно-серыми алевролитами с прослоями глинистых сланцев. Разрез венчается пачкой переслаивающихся среднезернистых песчаников (1—3 м) и ритмичнослоистых алевролитов с пелитолитовыми мелкими конкрециями и септариями, содержащими остатки аммонитов.

Средняя часть разреза свиты наиболее обнажена на левобережье среднего течения р. Эквиватап:

1. Алевролиты темно-серые массивные (2—4 м) с отдельными пластами (1—1,5 м) мелкозернистых известковистых полимиктовых песчаников 50

2. Алевролиты серые тонкогоризонтальнослоистые и косослоистые переслаивающиеся с песчаниками мелкозернистыми с обильными известковистыми конкрециями 100
3. Песчаники мелкозернистые известковистые с конкрециями 30
4. Алевролиты, в нижней части пачки тонкогоризонтальнослоистые, с частыми маломощными прослоями известковистых песчаников 60
5. Песчаники известковистые с конкрециями, в средней части пачки — пласт внутриформационных конгломератов с галькой черных аргиллитов (0,2 м) 120
6. Алевролиты серые до темно-серых с тонкой горизонтальной слоистостью 30
7. Песчаники известковистые мелкозернистые с конкрециями, прослой серых алевролитов с остатками пеллеципод 100

Общая мощность разреза средней части 490 м.

Верхние части свиты (220 м) изучены на правобережье р. Тауреран:

1. Песчаники известковистые среднезернистые с конкрециями различных размеров 100
2. Переслаивание песчаников мелкозернистых (0,5—1,5 м) и алевролитов серых тонкослоистых (0,1—0,8 м) 50
3. Алевролиты темно-серые массивные с мелкими конкрециями 20
4. Переслаивание песчаников мелкозернистых известковистых с редкими конкрециями (0,6—0,7 м) и алевролитов неяснослоистых 50

Общая мощность амгуэмской свиты в различных частях района 1200—1500 м.

Возраст нижних и средних частей свиты обоснован остатками раннетриасовых посидоний и цератитов. Присутствие таких форм, как *Posidonia* cf. *subovalis* Bytschk. et Efim., *P. olenekensis* Попов, *Xenocelites* cf. *vronskyi* (Попов.), *X.* cf. *kiparisovae* (Попов.) из зоны *Hedenstroemia hedenstroemia*, позволяет отнести эти слои к нижней части оленекского яруса. Верхняя часть свиты фауной не охарактеризована, однако учитывая отсутствие несогласия с вышележащими карнийскими отложениями, ее условно относят к среднему триасу. Западнее района и на флангах Кульского поднятия эта часть свиты, по-видимому, отсутствует или имеет сокращенную мощность.

В западной части территории разными авторами среди нижне-среднетриасовых отложений выделялись валькукайская и гэсмыткуньская свиты, которые в той или иной степени отвечают отдельным частям амгуэмской свиты.

Верхний отдел

Карнийские и нижне-средненорийские отложения (T_{3k-p_2}) наиболее широко развиты на юго-западе территории; в центральной и восточной частях площади они выполняют мульды синклиналей, без видимого несогласия залегая на амгуэмской свите. В Паляваамской зоне они слагают крылья синклиналей, мульды которых выполнены верхненорийскими породами. Нижняя граница толщи проводится по кровле пласта известковистых песчаников с карбонатными конкрециями, венчающего разрез амгуэмской свиты.

Отложения представлены песчаниками темно-серыми мелкозернистыми и среднезернистыми полимиктовыми, черными глинистыми сланцами, темно-серыми алевролитами. В нижней части разреза преобладают песчаники, в верхней — глинистые сланцы и алевролиты. Отличительными признаками толщи являются часто встречающиеся в отложениях круглые и дисковидные пиритовые конкреции, петлевидные фукоиды, растительный

детрит. В отличие от нижележащей амгуэмской свиты известковистые разности пород встречаются очень редко.

Разрез низов толщи наиболее полно представлен на левобережье среднего течения р. Эквиватапп (В. П. Аркавий, 1981) и состоит из монотонного чередования песчаников с обильными пиритовыми конкрециями, алевролитов горизонтально- и косослоистых, глинистых сланцев с растительным детритом (200—250 м).

Средняя часть толщи в верховьях р. Кувет сложена преимущественно песчаниками, местами известковистыми, в виде пластов мощностью 30—70 м, переслаивающимися с глинистыми сланцами и пачками ритмичного переслаивания песчаников, глинистых сланцев, алевролитов (350 м).

Верхние горизонты толщи описаны на левобережье р. Намномкываам:

1. Глинистые сланцы черные с мелкими пиритовыми конкрециями, редкими пропластками песчаников и алевролитов	150
2. Глинистые и алевролитистые сланцы черные с редкими пропластками (3—5 см) песчаников, местами известковистых с пиритовыми мелкими конкрециями	200
3. Чередование черных глинистых сланцев и темно-серых песчаников массивных мелко- и среднезернистых. Мощность слоев 0,05—0,2 м. Песчаники содержат мелкие пиритовые конкреции	130—150

Общая мощность толщи в юго-западной части территории (бассейны верхнего течения рек Кувет, Эквиватап, Петтымель) 1000—1100 м.

В северо-восточной части территории разрез отложений несколько меняется; в нижней части появляются линзы гравелитов и мелкогалечных конгломератов, встречаются прослой известковистых песчаников с кремнистыми конкрециями. На междуречье Эквиватапа и Койвэльвэгыргына в нижней части разреза в бурых гравелитах, кроме обломков песчаников и глинистых сланцев, встречаются окатанные обломки кварца и роговиков. Мощность рассматриваемых отложений по сравнению с Паляваамской зоной здесь не превышает 900 м.

Возраст отложений обосновывается сборами фауны из различных частей разреза: *Halobia austriaca* Mojs., *H. fallax* Mojs., *Sirenites* sp. indet., *S.* ex gr. *senticosis* (Dittm.), *Flagrina* sp. indet., *Flagrina* ex gr. *staminea* Vialow, *Caninia* sp. и др., по заключению Ю. М. Бычкова, характеризующей карнийский век, а также ранний и частично средний норий.

Средне-верхненорийские отложения (Т₃п₂₋₃) распространены на юго-западе территории, согласно залегают на отложениях карния—среднего нория. Для толщи характерно чередование мощных, различающихся по литологическому составу пачек. В нижней части разреза глинистые сланцы преобладают над песчаниками и алевролитами; выше наблюдается равномерное чередование сланцевых и песчаниковых пачек. Венчается разрез существенно песчаниковым горизонтом. Как и в нижележащей толще, здесь так же присутствуют пиритовые конкреции и отдельные прослой известковистых песчаников. Разрез нижней части толщи изучен на правобережье верхнего течения р. Эквиватап (В. П. Аркавий, 1980):

1. Глинистые и углисто-глинистые сланцы с редкими прослоями песчаников (0,1—0,2 м) и алевролитов (0,02—0,05 м)	50
2. Песчаники массивные мелкозернистые серые (0,2—1 м), чередующиеся с алевролитами и глинистыми сланцами (0,1—0,3 м)	95
3. Песчаники массивные мелкозернистые серые (1—3 м), глинистые сланцы и алевролиты (0,1—0,5 м)	120

4. Глинистые сланцы черные и темно-серые с редкими прослоями (0,1—0,2 м) песчаников и алевролитов	45
5. Песчаники мелкозернистые темно-серые с включениями гальки черных аргиллитов. В нижней части пачки чередование песчаников (0,2 м), алевролитов (0,05 м) и глинистых сланцев	150

Средние и верхние части толщи характеризует разрез на левобережье среднего течения р. Эквиватап (А. И. Матешко, 1984):

1. Углисто-глинистые сланцы, постепенно сменяющиеся вверх по разрезу глинистыми сланцами, затем часто переслаивающимися алевролитами и глинистыми сланцами с мелкими пиритовыми конкрециями	110
2. Переслаивание темно-серых глинистых сланцев, косослоистых алевролитов и серых мелкозернистых песчаников с фукоидами и мелким растительным детритом	125
3. Песчаники мелкозернистые с редкими маломощными прослоями алевролитов	35
4. Алевролиты серые массивные	20
5. Песчаники полимиктовые мелкозернистые	60
6. Переслаивание полимиктовых песчаников и алевролитов	40

Общая мощность толщи в бассейне р. Эквиватап 850 м. Юго-западнее эти отложения наблюдаются в виде мелких блоков среди вулканитов, где их мощность, по-видимому, увеличивается.

Возраст пород обосновывается многочисленными находками ископаемой фауны в различных пачках толщи: *Monotis* ex gr. *scutiformis* (Tell.), *M.* cf. *jakutica* (Tell.), *M.* cf. *aequicostata* (Kipar.), *M. zabaicalica* (Kipar.), по заключению Ю. М. Бычкова определяющей поздний норий и позднюю часть среднего нория.

Обособленно, в пределах Куульского поднятия на небольших по площади участках, в районе м. Якан и на левобережье среднего течения р. Ръывеем, породы, одновозрастные вышеописанным, залегают несогласно на нижнем карбоне. Толща представлена здесь переслаиванием глинистых сланцев, серых мелкозернистых полимиктовых известковистых песчаников, зеленовато-серых известковистых алевролитов со значительным преобладанием глинистых сланцев. В районе м. Якан, кроме того, встречаются маломощные (0,2 м) прослой ракушняковых известняков. Мощность отложений не превышает 230—260 м. На обоих участках собран комплекс фауны: *Monotis* cf. *scutiformis* (Tell.), *M. daonellaeformis* (Kipar.), *M. setacanensis* (Kipar.), *Halobia* aff. *austriaca* (Mojs.), *H. Kolumensis* (Kipar.) и др., относящийся к поздней части среднего нория.

Нерасчлененные отложения

Отложения верхнего триаса (Т₃) слагают в основном южную часть о. Врангеля. Они несогласно залегают на палеозойских породах и представлены чередующимися пластами глинистых сланцев, алевролитов, песчаников с отдельными прослоями известняков и конгломератов. Наиболее полный разрез толщи составлен на южном побережье острова в районе м. Гавай (М. Е. Городинский, 1961).

1. Глинистые сланцы с прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников	50
2. Песчаники мелкозернистые серые с редкими прослоями глинистых сланцев	35
3. Глинистые сланцы черные	60
4. Песчаники кварцевые мелкозернистые с редкими прослоями и пачками глинистых сланцев. Мощность пластов песчаников до 4 м. В них присутствуют растительный детрит, глинисто-сидеритовые конкреции	65
5. Глинистые сланцы темно-серые и черные с прослоями углистых алевролитов, песчаники мелкозернистые серые массивные	150

6. Переслаивание мелкозернистых песчаников и глинистых сланцев	100
7. Глинистые сланцы с частыми маломощными прослоями алевролитов и мелкозернистых известковистых песчаников с глинисто-сидеритовыми конкрециями	220
8. Песчаники кварцевые мелкозернистые с редкими прослоями глинистых и углисто-глинистых сланцев. Мощность пластов песчаников до 4—5 м	80

Мощность по разрезу 760 м, предполагаемая общая мощность отложений в западной части острова до 1000 м.

Разными исследователями, кроме пород приведенного разреза, отмечались и грубозернистые разности, вплоть до гравелитов и конгломератов, имеющих, однако, узколокальное распространение, а также прослой (до 0,2 м) серых известняков. Обнаруженные в толще ископаемые остатки характеризуют среднюю и верхнюю части ее разреза. Наиболее древние окаменелости, обнаруженные у м. Утес Большевик, представлены *Halobia aotii* Kob. et Jch., *Otariria ussuriensis* (Vor) и характеризуют раннюю часть среднего нория, лону *Otariria ussuriensis*. В вышележащих слоях обнаружены *Monotis setacanensis* Kirar., *M. scutiformis* (Tell.), *M. jakutica* (Tell.), определяющие верхнюю лону среднего нория — *Monotis scutiformis*. Выше по разрезу собраны *Monotis ochotica ochotica* (Key s.), *M. ichotica densistriata* (Tell.), *M. jakutica* (Tell.), *M. aff. subcircularis* Gabb., характерные для нижней части верхнего нория, лоны *Monotis ochotica*.

Перечисленный комплекс фауны может быть датирован средним и поздним норием. К нерасчлененным верхнетриасовым отложениям толща отнесена в связи с возможностью присутствия в ее низах пород, более древних, чем норийские.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Верхний отдел

Отложения верхней юры (J_3v) обнажаются в бассейне р. Пегтымель на двух разобщенных участках общей площадью около 15 км². Подошва отложений не вскрыта; перекрываются они раннемеловыми вулканитами. Разрез отложений следующий (В. И. Копытин, 1977):

1. Песчаники полимиктовые грубозернистые, часто косослоистые, гравелиты с тонкими (2—10 см) прослоями аргиллитов и алевролитов. В средней части пласт (10 м) мелкогалечных конгломератов	65
2. Песчаники мелкозернистые и аргиллиты (1—1,5 м). В средней части пласт крупногалечных конгломератов (20 м) с отдельными прослоями (0,2—0,5 м) аргиллитов, алевролитов, песчаников	100
3. Переслаивание аргиллитов и алевролитов	25
4. Конгломераты, песчаники полимиктовые разнозернистые, аргиллиты с включениями гальки песчаников, алевролитов	100
5. Аргиллиты с отдельными пластинами (0,2—0,5 м) мелкозернистых песчаников, алевролитов	60
6. Конгломераты мелкогалечные, песчаники косослоистые мелкозернистые, алевролиты	40
7. Аргиллиты, алевролиты и тонкозернистые песчаники	50
8. Туфогенные песчаники и гравелиты светло-серые, средне- и крупнозернистые, реже мелкозернистые	50

Мощность пород по разрезу 490 м. В верхней части разреза обнаружены отпечатки *Buchia* sp., *Cladophlebis* ex gr. *haiburnensis* (L. et H.) Brongn., *C.* ex gr. *aldanensis* Vahr.

На смежной к западу территории в рассматриваемых отложениях собран более широкий комплекс фауны, позволяющей датировать толщу волжским веком. По схеме II МРСС (1978) возраст толщи — волжский век.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Образования меловой системы расположены на западе листа, представлены в основном вулканогенными породами различного состава, слагающая северное окончание Чаунской вулканической зоны ОЧВП. Незначительное развитие имеют терригенные угленосные породы ольховской свиты раннего мела. Ранне- и позднемеловые вулканогенные породы разделены на каленьмуваамскую и пыкарваамскую свиты. Позднемеловые образования разделены на две толщи: нижнюю — кислого состава и верхнюю — среднего. На нижнемеловых вулканитах они залегают с перерывом, в основании часто встречаются горизонты туфоконгломератов.

Нижний отдел

Ольховская свита (K_{1ol}) обнажается на двух разобщенных участках: в верховьях р. Пегтымель (2 км²) и на левобережье р. Эквиватап (30 км²). Это континентальные отложения, несогласно залегающие на верхнем триасе и раннемеловых гранитоидах. Частные разрезы свиты изучались на левобережье р. Эквиватап. Свита сложена аргиллитами, углистыми аргиллитами, алевролитами, песчаниками, туфопесчаниками, туфоконгломератами с линзами каменного угля мощностью до 5 м с обильным растительным детритом. Для свиты характерна изменчивость пород по простиранию. Галька в конгломератах представлена осадочными породами, порфирированными гранодиоритами, риолитами, кварцем; цемент гравелито-песчаниковый, обычно содержащий примесь туфогенного материала. В бассейне р. Пегтымель в свите встречаются линзы каменного угля мощностью до 1,5 м. Мощность свиты на обоих участках около 180 м.

В алевролитах, реже сланцах и песчаниках верхнего горизонта отложений собраны растительные остатки *Onychiopsis elongata* (Geyl.), *Coniopteris* cf. *nimpharum* (Heer.) Vachr., *C.* cf. *saportana* (Heer.) Vachr., *Asplenium dicksonianum* (Heer.), *Gleichenia* sp. indet., *Equisetites* sp. indet., *Taeniopteris* sp. indet., *T.* aff. *prinadae* Sam., *Phoenicopsis sprciosa* (Heer.), *Pseudotorreia?* sp., *Ataucarites* sp. indet., *Pityophyllum* sp. indet., *Desmiophyllum* sp., по заключению А. Ф. Ефимовой, свидетельствующие о раннемеловом, возможно, апт-альбском возрасте вмещающих отложений. По схеме II МРСС (1978) ольховская свита по возрасту соответствует раннему—среднему альбу.

Нижний и верхний отделы

Каленьмуваамская свита (K_{1-2kl}) распространена в основном на междуречье Кувет—Пегтымель — Эквиватап, где она несогласно перекрывает отложения ольховской свиты верхнего триаса и раннемеловые гранитоиды. В составе свиты преобладают андезиты, андезидациты, меньше распространены риодациты, туфы среднего состава. Для нее характерно понижение основности лав снизу вверх и выдержанность состава покровов

по простиранию. На междуречье Пегтымель—Кувет разрез свиты следующий:

1. Дациты с угловатыми обломками осадочных пород	15
2. Андезиты и андезидациты желто-зеленые	70
3. Туфы андезитов зеленовато-серые полосчатые	30
4. Андезиты серые и их туфы	60
5. Лавобрекчии и туфолавы среднего состава с отдельными потоками андезитов	115
6. Туфы дацитов и андезитов зеленовато-серые с прослоями (0,5—1 м) туфопесчаников	70
7. Андезиты серые	25
8. Андезиты и андезидациты темно-серые до черных, сменяющиеся в верхах дацитами и андезидацитами	70
9. Игнимбриды, туфолавы и туфы дацитов	30
10. Андезиты массивные, темно-серые и черные	150

Мощность по разрезу 635 м. Максимальная мощность каленъмуваамской свиты в районе 600—700 м. Ископаемых органических остатков в свите не обнаружено. Согласно решениям МСК (1978) возраст принимается в пределах от позднего альба до раннего сеномана.

Пыкарваамская свита ($K_{1-2}рк$) наиболее крупные площади занимает в бассейне р. Пегтымель, на отдельных участках слагает междуречье Кувет—Эквиватап, где несогласно перекрывает верхний триас, юру, ольховскую свиту и согласно залегает на каленъмуваамской свите. Она сложена риолитами, их игнимбридами, кластолавами и туфами, реже риодацитами. На участках, где свита перекрывает верхний триас, в основании ее встречаются туфопесчаники и туфоконгломераты. В бассейне р. Уттыкымыль и на левобережье р. Пегтымель, где мощность свиты 750 м, четко выражено ее трехчленное строение:

1. Риолиты светло-серые массивные с обильными вкрапленниками кварца и полевых шпатов. В основании — литокристаллокластические туфы кислого состава (10—15 м), с обломками кварца, осадочных пород, туфов и вулканического стекла, а также линзовидные пласты (0,5—2 м) углистых туфопесчаников, туфолавобрекчий кислого состава	350
2. Риолитовые игнимбриды, туфы, туфолавы и лавобрекчии светло-серые и зеленовато-серые	100
3. Риолитовые игнимбриды светло-серые, в верхах единичные потоки (5—8 м) смоляно-черных витрофиров	300

Разрез свиты и ее мощность часто меняется по простиранию. В бассейне р. Ламутская (правобережье р. Пегтымель) свита почти полностью сложена риолитовыми игнимбридами мощностью 400 м. Севернее, на левобережье р. Кувет, игнимбриды сложно переслаиваются с риолитами, риодацитами, их туфами, туфо- и лавобрекчиями. Аналогичные разрезы наблюдаются на левобережье р. Эквиватап, где мощность свиты 250—300 м. Средняя часть поля пыкарваамских вулканитов на междуречье Пегтымель—Кувет—Эквиватап представлена преимущественно игнимбридами, а периферия — переслаиванием игнимбридов, лавобрекчий и риолитов.

Возраст пыкарваамской свиты установлен по немногочисленным отпечаткам растений из туфопесчаников, собранных на правобережье верхнего течения р. Эквиватап: *Coniopteris* cf. *nympharum* (Heer.) Vachr., *Sphenopteris* sp., *Pagiophyllum* sp. indet. Свита несогласно перекрыта вулканитами кислого состава, содержащими растительные остатки нижней половины верхнего мела. Согласно решениям МСК (1978) пыкарваамская свита датируется поздним альбом—ранним сеноманом.

Нижняя толща (K_2^1) на севере континентальной части территории слагает обособленные вулканоструктуры; наибольшее развитие имеет на юге, в междуречье Кувет—Пегтымель—Паляваам.

На левобережье р. Пегтымель разрез толщи мощностью до 700 м следующий:

1. Валунно-галечные конгломераты с пластами (0,5—0,8 м) гравелитов. Валунны преимущественно гранитоидного состава, галька песчаников, алевролитов, кварца, кислых эффузивов и туфов	30
2. Туфы кислого состава пестроокрашенные, мелкообломочные и тонкообломочные	5—10
3. Туфоконгломераты, игнимбриды и лавобрекчии риолитов	10—20
4. Туфопесчаники грубозернистые и туфоконгломераты	15
5. Пепловые туфы и туфопесчаники пестроокрашенные	10
6. Игнимбриды и туфолавы риолитов, переходящие в лавобрекчии. В обломках — гранитоиды, риолиты	15
7. Туфы мелкообломочные, переслаивающиеся с туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфоконгломератами	30
8. Туфы риолитов зеленовато-серые	40—50
9. Игнимбриды риолитов бурые с линзовидными включениями стекла	50
10. Пепловые туфы тонкообломочные зеленовато-серые	10
11. Игнимбриды риолитов бурые и зеленовато-серые	70
12. Туфопесчаники разнозернистые, чередующиеся с пепловыми туфами светло-серыми	15—20
13. Игнимбриды зеленовато-серые, бурые, с обломками розоватых туфов, зеленого стекла, кварца, полевых шпатов, биотита, чередующиеся с пестроокрашенными туфами и риолитами	120
14. Игнимбриды и туфы риолитов пестроокрашенные (20—40 м), чередующиеся со смоляно-черными и бурыми витрофирами (10—20 м)	250

Севернее, на левобережье р. Кувет, толща сложена часто чередующимися пестроокрашенными игнимбридами и туфами с потоками (до 20 м) смоляно-черных витрофиров. Здесь же встречаются потоки риодацитов и дацитов, которые на отдельных участках преобладают над туфогенными разностями, образуя толщу смешанного состава. Мощность толщи здесь 600 м. Еще севернее, на правобережье р. Кувет, в центральной части вулканогенного поля наблюдаются фациальные переходы по латерали существенно туфовых полей кислого состава к лавам смешанного состава. Здесь примерно в средней части толщи присутствуют потоки риодацитов, дацитов, андезидацитов, андезитов и прослой туфов среднего состава мощностью от 5 до 65 м. Отдельные покровы дацитов участвуют в строении толщи и в верховьях р. Ръывеем. На самом севере континентальной части площади, вблизи м. Якан, разрез состоит из переслаивающихся туфов риолитов серых, светло-серых, белых, желтоватых с обильными остатками углефицированной растительности. Мощность толщи здесь не превышает 300 м.

Позднемеловой возраст нижней толщи установлен на основании определений флоры, собранной в основном в нижних ее горизонтах, по заключению А. Ф. Ефимовой позволяющей отнести толщу к верхнему мелу, вероятнее всего, сеноман-турону. Абсолютный возраст игнимбридов толщи на смежной к югу территории 87 млн лет (калий-аргоновый метод).

Верхняя толща (K_2^2) развита на тех же участках, что и нижняя, на которой она залегает без видимого несогласия. Наибольшая мощность толщи (560—700 м) наблюдается на юге территории, в верховьях р. Паляваам, где ее разрез следующий:

1. Туфы андезитов темно-серые, туфопесчаники среднезернистые с углистыми включениями, туфоконгломератобрекчии	15—25
2. Лавобрекчии буровато- и зеленовато-серые, туфолавы дацитов с обломками туфов и бурого вулканического стекла	50—80
3. Андезиты и дациты темно-серые, реже игнимбриты, туфолавы и туфы	200—250
4. Чередующиеся потоки (20—40 м) черных андезитов и серых дацитов	300—350

Севернее, на левобережье р. Кувет, в строении толщи, кроме андезитов, дацитов и их туфолав участвуют витрофиры риолитового состава, черные и зеленовато-серые риолиты, в виде покровов мощностью от 6 до 60 м. Мощность толщи здесь не превышает 500 м. На севере территории, в бассейне р. Яканваам, разрез ее представлен в основном андезитами и андезидацитами двупироксеновыми с маломощными горизонтами туфов среднего и кислого состава, игнимбритов. Мощность верхней толщи здесь 270 м. Таким образом, мощность верхней, так же как и нижней толщи уменьшается с юга на север.

Органических остатков в толще не обнаружено. По составу и стратиграфическому положению верхняя толща может быть сопоставлена с экитыкинской свитой, выделяемой южнее рассматриваемой территории (бассейн р. Телекай), где в ней содержатся позднемеловые растительные остатки. Абсолютный возраст андезитов верхней толщи из бассейна верхнего течения р. Эмилькауран (20 км западнее границы листа) — 63 млн лет (калий-аргоновый метод).

ПАЛЕОГЕНОВАЯ—НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМЫ

Палеогеновые—неогеновые отложения (P—N) распространены в приморских впадинах и долинах наиболее крупных рек. Они повсеместно перекрыты рыхлыми четвертичными отложениями, в связи с этим на геологической карте показаны как нерасчлененные. Разрез отложений изучался по отдельным буровым скважинам и горным выработкам.

К наиболее древним образованиям этого возраста относится кора выветривания, вскрытая скважинами в Валькарайской низменности, где она развита на нижнекаменноугольных отложениях; в низовьях рек Эквеватап, Койвэльвэгыргын, Эмуэм — на триасовых терригенных породах, в пределах абсолютных высот от +10 до —90 м. Обычно это глинисто-щебнистый материал охристо-желтого цвета. Глинистые фракции представляют собой полиминеральные смеси гидрослюд, монтмориллонита, гетита, с небольшим количеством галлуазита, каолинита, диккита. Контуры распространения коры не выяснены, мощность ее в различных участках от 3—5 до 30 м. Можно предполагать, что эти образования были широко распространены на древнем пенеплене. По-видимому, кора выветривания начала формироваться после прекращения вулканической деятельности в условиях субтропического климата в палеоцене, возможно, самом конце позднего мела. Размыв и переотложение коры выветривания происходил, по-видимому, в олигоцене.

На о. Врангеля палеогеновые—неогеновые отложения распространены в пределах тундры Академии и предполагаются на юге острова. Повсеместно перекрыты позднечетвертичными осадками. Отложения вскрыты расчистками в долинах рек Тундровая, Неизвестная и представлены темно-серыми

глинами, песками и гравием. В глинах встречаются остатки древесной растительности, обломки морских моллюсков, спикулы губок, углистые частицы. Расчистками вскрыта только верхняя часть отложений (0,2—0,4 м). Состав диатомовых свидетельствует о седиментации в прибрежной зоне моря с соленостью, близкой к нормальной. В составе комплекса диатомовых заметное участие принимают виды, характерные для плиоцена.

По данным В. В. Авдюничева (1987) в спорово-пыльцевом спектре участвуют покрытосеменные (44,8 %), споры (38 %), голосеменные (17,1 %). Характерно присутствие пыльцы теплолюбивых широколиственных: *Myrica* (3,8 %), *Juglans* (2,8 %), присутствие формальных рядов *Triatrigopollenites*, *Tetraporites*, *Tricolpites*, имевших широкое развитие во флорах позднего мела и палеогена. Споры семейства *gleicheniaceae* (10,3 %) и других представителей меловой—палеогеновой фауны. Группа голосеменных в основном представлена *Pinaceae*, встречены *Ginkgo*, *Podosamites*, *Pinus*. В связи с крайне ограниченным количеством фактического материала эти отложения могут быть датированы в пределах палеоген—неогена.

Палеоген—неогеновые отложения, показанные на схеме соотношения четвертичных отложений, представлены рыхлыми прибрежно-морскими (mP—N) и аллювиальными (aP—N) накоплениями. В Валькарайской низменности (рис. 1) среди них выделяются рыпильхинская и рывеемская свиты (В. Л. Сухорослов, 1982).

Рыпильхинская свита вскрыта скважинами в 3-километровой прибрежной полосе Валькарайской низменности, где она залегает на палеозойских породах, палеогеновых корах выветривания. Ее подошва находится на глубине от —22 м в удалении от моря до 40—45 м вблизи береговой линии, где мощность отложений достигает 15 м. Свита представлена горизонтальнослоистыми суглинками коричневатого цвета, переслаивающимися с песками, глинами, лигнитами и отдельными слоями галечников. В створе древней долины р. Рывеем в основании разреза залегают аллювиальные галечники. В песчаных прослоях обнаружены как морские *Stephanodiscus turris* Ralfs, так и пресноводные *Pinnulara subcapitata* Greg., *Eunotia praerupta* Ehr., диатомеи, что позволяет предполагать формирование свиты в обстановке прибрежной низменности с лагунными и маршевыми берегами, временами затопляемыми морем. Площадь распространения свиты, по-видимому, не ограничивается Валькарайской низменностью. По данным А. И. Усынина (1976) аналогичные породы вскрыты скважинами в низовьях р. Койвэльвэгыргын на глубине от 50 до 84 м ниже уровня моря.

Согласно решениям II МРСС (1978) рыпильхинская свита коррелируется с ильдикиляхским горизонтом нижнего миоцена, а ее верхняя часть по семенному комплексу сопоставляется с мамонтовогорским горизонтом среднего миоцена.

Рывеемская свита объединяет аллювиальные и прибрежно-морские отложения. По составу это галечники с линзами и прослоями песков. Площадь распространения ограничена древней долиной р. Рывеем, располагающейся на 2—4 км восточнее современной. На расстоянии 5—6 км от берега моря аллювий фациально замещается прибрежно-морскими отложениями. Абсолютная высота кровли аллювиальных галечников уменьшается на север от +2 до —14 м. Мощность свиты на изученном участке от 3 до 7 м. В пределах древней долины аллювий залегает на нижнем карбоне, палеогеновой коре выветривания. Состав диатомей из прибрежно-морских отложений рывеемской свиты типично морской. В основном

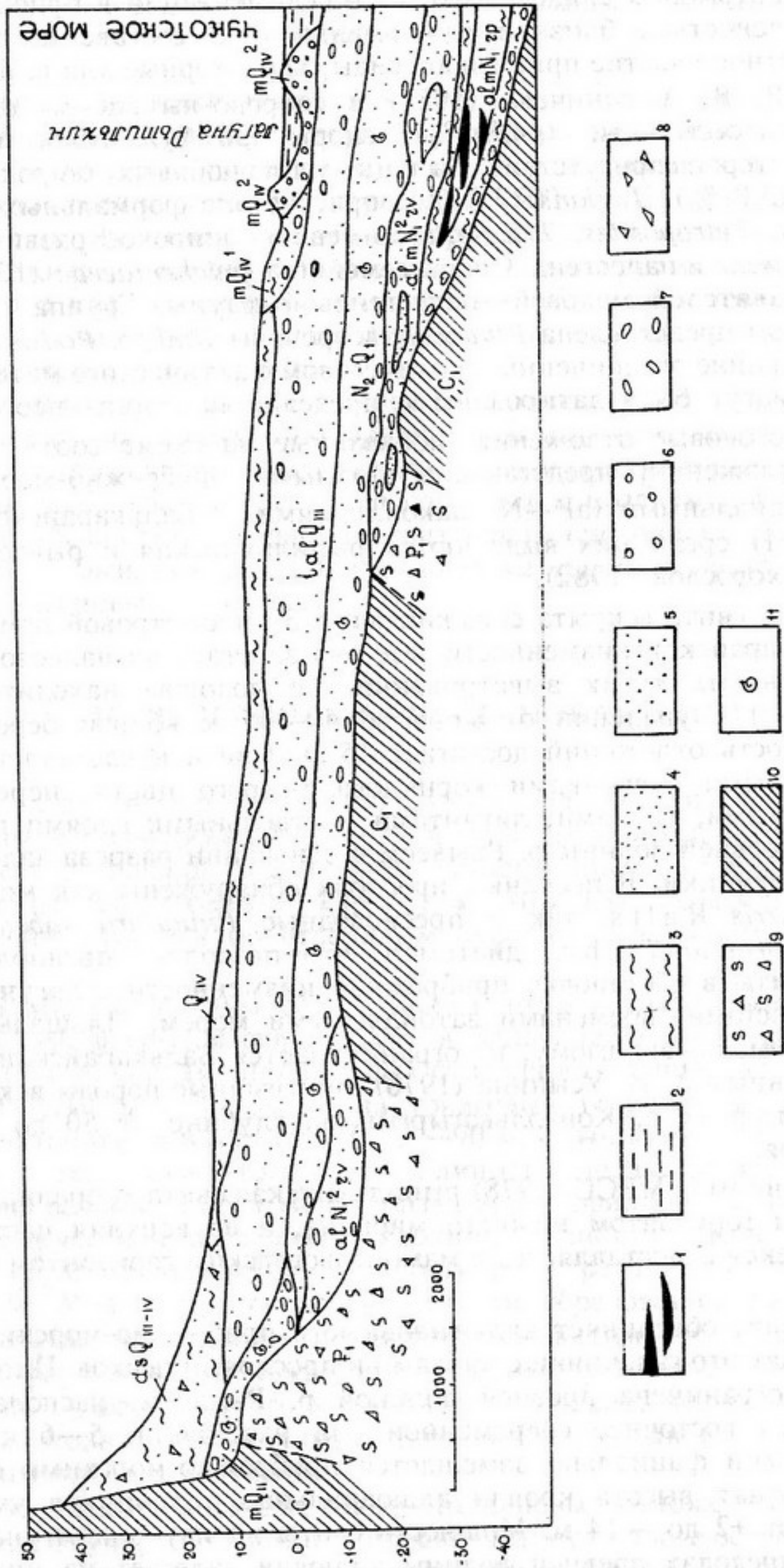


Рис. 1. Схема строения кайнозойских отложений Валькарайской низменности (по В. Л. Сухорослову, 1982).

1 — линзы лигнита, 2 — глина, 3 — песок, 4 — гравий, 5 — галька средняя, мелкая, 7 — валуны, крупная галька, 8 — щебень, 9 — кора выветривания, 10 — коренные породы, 11 — фауна морских моллюсков.

присутствуют неритические *Stephanopyxis schenskii* K a n a y a, *Talassiosira zabelina* Jouse и сублиторальные виды *Melosira sulcata* var. *biseriata*, *Triceratium arcticum*. Комплекс диатомей в основном умеренно теплолюбивый с присутствием арктобореальных элементов *Biddulphis aurita*, *Diplo-nois subcunsta* и вымерших форм. Среди спор и пыльцы доминируют *Betula*, *Alnaster*, *Alnus*; сопутствующие — *Salix*, *Myrica*, *Corylus*, *Ericales*, *Picea*, *Pinus*, *Claytoniella*, *Vassilievii*; примесь — *Jglandaceae*, *Anacardiaceae*, *Quercus*, *Carpinus*, *Ostria*, *Fagus*, *Acer*, *Castanea*, *Rhus*, *Jlex*, *Diervilla*, *Humulus*, *Ulmaceae*, *Oleaceae* и др.

Аналогичный спектр получен в нижнем течении р. Койвэльвэгыргын из слоя галечников (5—12 м), вскрытых скважинами на глубине 50—70 м ниже уровня моря, залегающих на коре выветривания и перекрытых отложениями позднего плиоцена. В нижнем течении р. Амгуэма аллювиальные галечники, супеси, пески, по спорово-пыльцевым комплексам относящиеся к позднему миоцену и сопоставимые с рывеевской свитой, вскрыты расчистками правой террасы на абсолютной высоте около 20 м. Видимая мощность отложений 12—20 м. По спорово-пыльцевому комплексу рассматриваемые отложения сопоставимы с хапчанским горизонтом и соответствуют верхнему миоцену.

Плиоцен—нижнечетвертичное звено. К этому возрасту на схеме соотношения четвертичных отложений относятся морские отложения (mN₂—Q₁) приморских впадин, в пределах Валькарайской низменности выделенные в нижнюю подсвиту энмакайской свиты, а также погребенный аллювий (aN₂—Q₁) наиболее крупных речных долин.

Нижнеэнмакайская подсвита залегает на палеозойских песчаниках, коре выветривания и рывеевской свите. Естественные обнажения имеются на небольшом участке, не выражающемся в масштабе карты, вблизи м. Энмакай; на остальной площади плиоценовые отложения находятся в погребенном состоянии. В низовьях р. Рывеев подошва нижнеэнмакайской подсвиты находится в интервале абсолютных высот от нуля вблизи горного обрамления Валькарайской низменности до —25 м вблизи береговой линии моря. От обрамления низменности в сторону моря наряду с общим погружением подошвы отложений увеличивается их мощность от 6 до 12 м. Подсвита сложена разномерными песками, серыми суглинками и супесями, содержащими раковины морских моллюсков. Сходным составом, но большей мощностью обладают отложения, вскрытые скважинами в устьевой части р. Высып [14]. Мощность их здесь более 37 м, из которых 11 м находится ниже уровня моря. Отложения слагают цоколь морской террасы высотой до 60 м и представлены переслаиванием (1—4 м) супесей и суглинков серых с галькой и гравием, галечников, песков мелко- и крупнозернистых с примесью гравия. Разрез подстилает слой глин плотных вязких темно-серых, с редкой хорошо окатанной галькой и спикулами губок (30 м).

По-видимому, верхние части этих же отложений описаны А. И. Кыштымным (1978) на междуречье Амгуэма—Экугваам, где они вскрыты расчистками 60-метровой морской террасы в интервале абсолютных высот 20—40 м. Отложения здесь представлены темно-серой супесью с линзовидной слоистостью, мелкозернистым песком с включениями гравия и мелкой гальки. К этому же возрасту относятся отложения, вскрытые в нижнем течении р. Койвэльвэгыргын (Усынин, 1976). Здесь разрез слагают песчано-галечные слои с пропластками галечника (3—5 м) преимущественно кварцевого состава. Залегают они на коре выветривания и ры-

пильхинской свите в интервале абсолютных высот от —20 до —30 м. Состав водных вытяжек и фораминифер из этих слоев позволяет предположить, что осадки формировались в устьевом участке эстуарного типа. Аналогичные отложения установлены и в нижнем течении р. Эквиватап на абсолютных высотах около —30 м.

В горном обрамлении Валькарайской низменности возрастные аналоги нижнеэнкайской подсвиты представлены аллювиальными отложениями, вскрытыми шахтами и шурфами в погребенных тальвегах долин рек Пильгынкууль, Яканваам. Мощность их в долине р. Пильгынкууль достигает 15—25 м. В разрезах наряду с горизонтами галечников наблюдаются прослойки ила, песка и торфа. В долине р. Яканваам погребенный аллювий состоит из песчано-галечных и галечно-гравийных с суглинком накоплений мощностью 5—6 м. Аллювий, приуроченный к погребенному тальвегу р. Кувет и ряда ее притоков, залегает на абсолютных высотах 400—560 м и перекрыт среднечетвертичными галечниками. Он сложен разноразмерной, разноокатанной галькой, часто кварцевого состава, с вязкой глиной серого, зеленовато-серого, желтого цветов. Мощность погребенного плиоцен-нижнечетвертичного аллювия в долине р. Кувет достигает 10—15 м (Куск, 1979).

В комплексе фауны из морских отложений нижнеэнкайской подсвиты преобладают арктобореальные и бореальные виды с широким возрастным диапазоном обитания — от миоцена до наших дней — *Mya truncata* Linne, *Astarte borealis montagui* (Dill.), *A. borealis* Greg., *A. alascensis* Dell., *Hiatella arctica* L., *Macoma calcarea* Gmel., *Cardium ciliatum* Fabr., *Natica* sp. и др.

В комплексе фораминифер преобладают эльфидиеллы [13], среди которых доминируют *Elphidiella quaioregonensis* G u d., морфологически близкие к виду *E. oregonensis* (G u s h m. and G r a n t) из верхнеплиоценовых отложений Аляски.

В спорово-пыльцевом комплексе отложений доминируют *Betula*, *Alnaster*, сопутствуют *Alnus*, *Ericales*, *Gramineae*, *Sphagnum*, *Bryales*, примесь *Corilus*, *Carpinus*, *Myrica*, *Acer*, *Tilia*, *Abies*, *Picea*, *Larix*, *Taxodiaceae*. В составе диатомей доминируют неритические и сублиторальные формы *Concinodiscus marginatus* Ehr., *Thalassiosira* sp., *Melosira sulcata* (Ehr.) Kuts., *Cosmiodiscus* sp. Наличие вымерших форм (до 40 %), а также собственных позднеплиоцен-раннечетвертичному времени *Thalassiosira nidulis* (Tempr. et Brun.) Jouse, *T. graviola* Jouse, *Cocconeis pinnata* Greg., *Diploneis smithii* var *borealis* Grun., *Denticula Kamtchatica* Zab., указывает на принадлежность их к верхнему плиоцену—нижнему звену четвертичной системы.

Палеомагнитные данные, полученные в стратотипических разрезах нижнеэнкайской подсвиты в нижнем течении р. Рывеем, отвечают границе Брюнес—Матуяма — 0,69 млн лет назад, а стратиграфически ниже — Эпизоду Харамильо — 0,89—0,96 млн лет назад. Все изложенное позволяет датировать нижнеэнкайскую подсвиту плиоцен-раннечетвертичным возрастом.

Среди среднечетвертичных отложений выделяются морские, ледниково-морские, ледниковые и аллювиальные.

Морские отложения (mII₁) в Валькарайской низменности выделены в верхнеэнкайскую подсвиту, где она с размывом залегает на песках нижнеэнкайской подсвиты. Отложения представлены пляжевыми галечниками с включением мелких хорошо окатанных валунов. Они образуют террасу с абсолютной высотой 10—16 м у горного обрамления низменности, на больших участках перекрытую склоновыми отложениями (рис. 1). Мощность подсвиты от 3 до 8 м. Восточнее в низовьях рек Эквиватап, Койвэльвэгыргын, Энмуэм среднечетвертичные морские отложения представлены песками с прослойками гравия и галечника и слагают террасу высотой 30—40 м. В Ванкаремской низменности возрастным аналогом верхнеэнкайской подсвиты являются лагунно-морские отложения, с размывом залегающие на плиоценовых породах и образующие аккумулятивную равнину с абсолютными высотами 60—82 м в низовьях р. Амгуэма. Мощность их до 35—40 м. В составе отложений преобладают суглинки, горизонтальнослоистые пески, на отдельных участках включающие мелкую гальку и гравий и по простирацию замещающиеся галечниками (А. И. Кыштымов, 1975).

Морской генезис отложений подтверждается находками в них раковин морских моллюсков. Спорово-пыльцевой спектр характеризует ландшафт березово-лиственничных редколесий с соснами и ольшаником. Произрастание подобного типа растительности на северном побережье Чукотки характеризует климат среднечетвертичного межледниковья.

Аллювиальные отложения, по спорово-пыльцевым спектрам сопоставимые с верхнеэнкайской подсвитой, установлены в горном обрамлении Валькарайской низменности в погребенном состоянии, в долинах р. Пильгынкууль и руч. Северного. Они представлены галечниками с супесчаным заполнителем, залегающими как на коренных породах, так и на плиоценовом аллювии. Мощность галечников — первые метры.

Ледниково-морские отложения (gmII₂) развиты в низовьях рек Амгуэма и Выскып, где они слагают аккумулятивную холмистую равнину высотой от 40 до 90 м и залегают на коренных породах, морских отложениях среднечетвертичного возраста. В нижнем течении р. Амгуэма разрез ледниково-морских образований вскрыт расчистками в интервале абсолютных высот 40—75 м. Здесь наблюдается грубое чередование не выдержанных по простирацию горизонтов галечно-валунного с супесчаным заполнителем состава, темно-серых суглинков с валунами и глыбами размером до 1,5 м, песчано-гравийных слоев со слабой сортировкой материала и линзами разнозернистого песка. На валунах часто отмечаются ледниковая штриховка и шрамы.

Химический состав солей из песчано-гравийных прослоев свидетельствует о типично морском засолении. По-видимому, осадки отлагались в стадию максимального развития среднеплейстоценового оледенения в мелководной зоне моря (Кыштымов, 1975). Палинологический комплекс отличается от такового из подстилающих морских отложений сокращением древесных форм и увеличением травянистых сообществ, что говорит о похолодании.

Ледниковый комплекс отложений горнодолинного и полупокровного оледенения распространен в южной части листа. Отложения залегают чаще всего на коренных породах, но в ряде случаев перекрывают аллювий неоген-раннечетвертичного возраста (р. Кувет).

Моренные отложения (gII_2) состоят из несортированных валуно-галечных накоплений, щебня, дресвы, сцементированных вязким суглинком, супесью. Эти отложения иногда подстилают флювиогляциальные, местами встречаются в виде слабовыраженных в рельефе конечно-моренных валов, возвышающихся над днищем долин на 10—15 м. Отдельные покровы галечно-валунных отложений, встречающихся на сглаженных водораздельных пространствах в бассейнах рек Кувет и Эквиватап, также, видимо, являются остатками размытых донных или основных морен полупокровных ледников. Флювиогляциальные отложения (fII_2) слагают участки холмистых равнин в долинах наиболее крупных рек Кувет, Пегтымель, Эквиватап, Койвэльвэгыргын и представлены слабосортированными галечниками, песками, супесями, суглинками, глинами, местами с большой примесью валунов. Мощность моренных и флювиогляциальных отложений обычно не превышает 20—30 м. В долинах рек Кувет и Эквиватап скважинами вскрыты флювиогляциальные галечники мощностью до 65 м, залегающие на плиоцен-нижнечетвертичном аллювии.

Спорово-пыльцевые спектры флювиогляциальных и моренных отложений обычно содержат малое количество пыльцы и спор. Преобладает группа недревесных растений. Среди спор доминируют плаунок сибирский, папоротниковые, зеленые мхи. Древесно-кустарниковая группа представлена в основном пыльцой кустарниковой березы, ольховника, ивы. Комплекс характеризует растительность тундры с зелеными и сфагновыми мхами, кустарниками и кустарничками, которая могла существовать в период самаровского оледенения.

Верхнее звено

Верхнечетвертичные отложения среди рыхлых образований района развиты наиболее широко. К этому возрасту относятся аллювиальные, аллювиально-озерные, озерно-болотные, морские, лагунные, дельтовые и ледниковые накопления.

Аллювиальные отложения начала верхнечетвертичного времени ($aIII_{1-2}$) слагают террасы высотой до 12 м в наиболее крупных речных долинах, не подвергавшихся позднечетвертичным оледенениям (реки Яканваам, Ръывеем, Пильгинкууль и др.), а также встречены в погребенном состоянии.

В нижнем течении рек Ръывеем и Кууль, в интервале глубин от 9 до 20 м от поверхности вскрыты шурфами песчано-гравийно-галечные отложения, залегающие на коренных породах. Спорово-пыльцевой спектр их представлен недревесными (14,6—20,4 %): верескоцветные, осоковые, лютиковые, крестоцветные. Споры (27,4—46,5 %) принадлежат в основном сфагновым мхам и папоротникам. Древесно-кустарниковую группу (36,5—54 %) составляют береза, гаплоидная сосна, ольха, единичные зерна ели, лиственницы. Данный комплекс характеризует период первого позднечетвертичного межледниковья. Отложения местами перекрыты песчано-галечными слоями, содержащими более холодолюбивые спектры и, по видимому, соответствующими времени зырянского похолодания. Между аллювием эпох потепления и похолодания здесь не наблюдается четких

стратиграфических и геоморфологических границ, поэтому предполагается, что его формирование происходило в течение всей первой половины позднечетвертичного времени. Аналогичные отложения встречаются в погребенном состоянии в Валькарайской низменности, в долинах рек Койвэльвэгыргын, Кувет, Эквиватап. Мощность их достигает 20 м. Радиоуглеродные датировки древесины из погребенного аллювия р. Пильгинкууль с глубины 6,7 м от поверхности — более 60000 лет.

Озерно-морские отложения ($ImIII_1$) слагают террасу высотой от 17 до 23 м в нижнем течении Амгуэма и Экугваама, представлены песчано-галечными накоплениями с подчиненным значением гравийно-галечных прослоев. На правом берегу р. Амгуэма в уступе террасы вскрыты расчисткой переслаивающиеся пески, супеси, оторфованные с включениями мелкой гальки и гравия, гравийные прослои с мелкой галькой, линзы торфа и илов с остатками зеленых водорослей. Мощность вскрытых отложений 7 м. По составу это осадки полностью или частично отделенных от моря лагун и береговых баров.

Вблизи лагуны Нутауге в интервале абсолютных высот 14,5—18,6 м скважинами вскрыты галечники, пески и зеленовато-серые косослоистые супеси. По высотному уровню и составу эти слои сопоставимы с отложениями вышеописанной террасы р. Амгуэма.

В спорово-пыльцевых спектрах отложений доминирует пыльца трав. В древесной группе по всему разрезу содержится пыльца древовидной березы (12,2—18,1 %), ольхи (7—11 %), ивы (до 5 %), а для нижних слоев характерно богатство хвойных: елей (до 4 %), сосны диплоидной (до 5,4 %) и гаплоидной (14,6—16,8 %). Палинокомплекс характеризует лесотундровую растительность с островными лесами, что типично для эпохи казанцевского межледниковья.

В супесях обнаружены спикулы губок и определены единичные виды морских диатомовых водорослей *Melosira sulcata* (Ehr.) Kutz., *M. s. var. sibirica* Grun, *Hyalodiscus Olsoletus* Sheshuk и др., а также пресноводно-солонководные *Stauroneis phoenicenteron* f. *Signata* Meist и пресноводные *Melosira scabrosa* Oestr., *Eunotia praerupta*, *Pinnularia alpino* W. SM [14].

Западнее устья р. Амгуэма, в низовьях р. Койвэльвэгыргын прибрежно-морские песчано-галечные отложения с близкими спорово-пыльцевыми спектрами участвуют в строении приморской равнины, где обычно перекрыты более молодыми образованиями.

Ледниковый комплекс отложений первой стадии позднечетвертичного оледенения выполняет днища долин и межгорных понижений горной юго-западной части территории. Ледниковые (моренные) отложения ($gIII_2$) составляют валы конечных морен в устьевых частях рек Майныпонтаваам, Рыкнатийнен, на левобережье р. Кувет. Морены состоят из несортированного разноразмерного галечника, валунов, глыб, дресвы с суглинком или супесью. По данным бурения в долинах притоков р. Кувет мощность моренных отложений местами достигает 100 м.

Флювиогляциальные отложения ($fIII_2$) распространены более широко. Они слагают участки холмисто-западного, камового рельефа в межгорных понижениях, участвуют в строении террас высоких уровней в долинах рек Эквиватап, Кувет, Пегтымель. В составе отложений преобладает разноразмерная и разноокатанная галька с примесью валунов и щебня, прослоями гравия, песка, супеси, часто выклинивающимися или резко меняющимися мощностью. Сортировка материала слабая. Позд-

нечетвертичные моренные и флювиогляциальные отложения отличаются от среднечетвертичных лучшей сохранностью образованных ими ледниково-аккумулятивных форм рельефа.

Как моренные, так и флювиогляциальные фации пород слабо насыщены пылью. В древесно-кустарниковой группе (4,7—41 %) преобладает пыльца кустарниковой березы, ивы, встречаются единичные зерна пыльцы гаплоидной сосны. Среди недревесных (7,6—65,4 %) преобладает пыльца полыни, гвоздичных, верескоцветных. В группе спор (до 87,7 %) преобладают: плаунок сибирский (до 87,7 %), папоротники. Спектры характеризуют тундровую растительность, которая могла существовать в эпоху зырянского оледенения.

Аллювиальные отложения второй половины позднечетвертичного времени (aIII₃) слагают вторую надпойменную террасу в долинах рек Кувет, Пегтымель, Эквиватап и др. Отложения представлены галечниками, песками. Общая мощность до 10 м. В горной части территории преобладают галечники, местами с примесью валунов, вложенные в породы ледникового комплекса. В равнинной и предгорной части они слагают участки озерно-аллювиальных равнин-террас, где в составе отложений преобладают песчано-гравийные отложения, пески, илы с линзами льдов, торфяники, местами содержащие остатки костей мамонта позднего типа.

Морские отложения этого же времени (mIII₃) образуют террасы второго уровня на побережье лагун Амгуэмской, Укоугепильгын, Нутауге, а также участки островных баров высотой до 6—8 м. В разрезах баров лагуны Тынкэргынпильгын вскрываются пляжевые пески с четкой косой и перекрестной слоистостью мелководья. Подошва отложений террасы второго уровня вскрыта скважинами в устье р. Высып на глубине 9,4 м [14]. Здесь морские верхнечетвертичные осадки перекрывают плиоцен-нижнечетвертичные; они представляют собой переслаивание песков, супесей с гравием и галькой, илов с линзами глины. В верхах разреза увеличивается количество прослоев песков. Мощность отложений здесь 15—17 м.

В спорово-пыльцевых спектрах аллювиальных и морских отложений в отличие от ледниковых зырянского времени, повышено содержание пыльцы верескоцветных кустарничков, увеличивается количество спор сфагновых мхов, что указывает на некоторое потепление климата, свойственное каргинскому межледниковью.

Ледниковые отложения второго верхнечетвертичного оледенения развиты ограничено на междуречьях Эквиватап—Майныпонтаваам, Эквиватап—Койвэльвэгыргын, Пегтымель—Кувет. Это небольшие конечные и донные морены, выполняющие днища каров в истоках ручьев на абсолютных высотах 800—1000 м. Они состоят из беспорядочного нагромождения глыб, валунов различного размера и степени окатанности, щебня, дресвы, слабоокатанной гальки, супесей, суглинка, в большинстве случаев залегающих непосредственно на коренных породах. Мощность отложений до 20 м.

Спорово-пыльцевые спектры отложений характеризуют тундрово-степные сообщества фазы похолодания, что в совокупности с геоморфологическим положением дает основание для отнесения их образования к эпохе сартанского оледенения. В масштабе карты контуры отложений не выражаются.

Морские нерасчлененные отложения верхнего звена (mIII) слагают участки приморской равнины с невыраженными или слабовыраженными террасами. Поверхность ее слабо наклонена в сторону моря и находится на абсолютных высотах от 5 до 25 м. В составе отложений

преобладают песчано-гравийные накопления, пески, переслаивающиеся с галечниками, супесями с линзами илов и торфяников. Поверхность равнины почти повсеместно покрыта торфяниками мощностью до 0,6—1 м. Общая мощность толщи от 10—12 м в Валькарайской впадине до 20 м в низовьях р. Койвэльвэгыргын. Подошва ее обычно находится ниже уровня моря. Морской генезис пород предполагается по сохранившимся остаткам отмерших баров на поверхности равнины.

Спорово-пыльцевые спектры из различных частей разреза характеризуют разные эпохи позднечетвертичного времени, от казанцевского межледниковья до сартанского похолодания. Для расчленения рассматриваемых отложений на данной стадии изученности четких критериев нет.

Озерно-аллювиальные нерасчлененные отложения верхнего звена (laIII) слагают большие участки побережья в устьевых частях рек Рывеем, Кывэквин, Эквиватап, по-видимому, равнины на о. Врангеля. В Валькарайской низменности они представлены галечниками, песками, торфяниками и гравийно-песчаными слоями общей мощностью от 5 до 10 м, залегающими с размывом на среднечетвертичных морских отложениях. Здесь они выделены В. Л. Сухорословым (1975) под названием валькарайских и лонговских слоев, первые из которых синхронны периодам похолодания, вторые — межледниковым эпохам, о чем свидетельствуют спорово-пыльцевые спектры проб, отобранных с различных участков и горизонтов. Судя по составу, геоморфологическому положению и характеру переслаивания, это отложения выдвигающихся дельт, где аллювиальные и пролювиальные осадки тесно ассоциируют с озерными и лагунными. Радиоуглеродные датировки торфа и древесины из этих отложений соответственно 11100 ± 100 и 10600 ± 100 лет.

Сходные по составу и геоморфологическому положению образования широко распространены на о. Врангеля, где они, по-видимому, имеют меньшую мощность, чем на континентальной части территории, содержат пресноводные диатомеи и залегают на морских отложениях палеоген-неогенового возраста (В. В. Авдюничев, 1987).

Современное звено

К современному звену относятся отложения различного генезиса: аллювиальные, пролювиальные, озерно-болотные, прибрежно-морские и склоновые.

Аллювиальные отложения (aIV) слагают русла, пойму и первую надпойменную террасу современных водотоков высотой 2—4 м. Аллювий горной части района в основном состоит из галечника.

В долинах наиболее крупных рек в составе надпойменной террасы в верхах разреза обычно выделяется пойменная фация аллювия, представленная косослоистыми песками, супесями, торфяниками. В низовьях крупных рек и равнинной части территории аллювий состоит из песка с примесью гравия, разнозернистого песка, супесей. Мощность современного аллювия от 2 до 10 м. Аллювиально-пролювиальные отложения (apIV) образуют конусы выноса в долинах рек Пегтымель, Эквиватап, Кувет в основном в пределах среднегорного рельефа. Конусы состоят из несортированных или слабосортированных валунных галечников с примесью щебня, дресвы, супеси. Мощность пролювия достигает 10—15 м. Озерные осадки слагают узкие (1—5 м) пляжи и участки озерных террас, возвышающихся над уровнем озер на 0,2—0,6 м, состоящих из песка,

гравия, реже галечника. Озерно-болотные отложения развиты в низменностях, приурочены к котловинам зарастающих озер, представлены торфяниками, илами, песками. Мощность озерных и озерно-болотных отложений первые метры, в масштабе карты контуры их не выражаются.

Прибрежно-морские отложения (mIV) образуют террасу высотой до 4 м, а также современные пляжи и бары, состоящие из песка, гравия, реже галечника. Вблизи устьев крупных рек и абразионных берегов развиты песчано-галечные и галечно-валунные пляжи, террасы и береговые валы. Мощность прибрежно-морских отложений до 10—15 м. Донные и прибрежные осадки лагун, полностью или частично отделенных от моря береговыми валами, состоят преимущественно из разнозернистых песков, супесей, суглинков. Мощность лагунных осадков до 3—5 м.

В спорово-пыльцевых спектрах отложений первой надпойменной и первой морской террас отмечаются значительное преобладание пыльцы древесно-кустарниковой группы (до 69 %), среди которой присутствует пыльца кедрового стланика; группа пыльцы недревесных менее распространена. Время накопления отложений первой террасы соответствует послеледниковому температурному оптимуму, последовавшему за сартанским похолоданием. Радиоуглеродные датировки торфа из первой надпойменной террасы низовьев рек Амгуэма и Вывыткар — от 1870 ± 250 до 9600 ± 70 лет.

Морские донные осадки в прибрежной полосе состоят из песка с гравием, реже песка разнозернистого и лишь вблизи устьев рек Ръывеем и Эквиватап, а также у южного побережья о. Врангеля у м. Блоссом — из галечников, местами с примесью валунов. С удалением от береговой линии осадки становятся более мелкозернистыми: гравий сменяется песками, супесями, а на наиболее углубленных участках — глинами. На возвышениях морского дна в донных осадках встречается обломочный материал (щебень или глыбы), что, по-видимому, указывает на малую мощность донных осадков или их отсутствие. Достоверных сведений о породах, подстилающих современные донные отложения, нет.

Нерасчлененные отложения

К нерасчлененным отложениям отнесены отложения склонового ряда, сплошным чехлом покрывающие водораздельные пространства горной части района. Мощность их от 0,5—1 м на водоразделах до 4—6 м у подножия склонов. Среди них выделяются элювиальные, коллювиальные, делювиальные и солифлюкционные отложения. Обычно эти образования встречаются совместно, поэтому на карте выделены площади с преобладающим значением того или иного типа отложений, а также отложений сложного генезиса.

Элювиальные отложения (e) распространены на уплощенных водоразделах низкогорной части района, окаймляющих приморскую низменность. Они представлены щебнем и глыбами с суглинистым заполнителем на терригенных породах. На участках развития гранитоидов большую роль в составе элювия играет дресва.

Элювиально-коллювиальные отложения (ec) покрывают гребни водоразделов, крутые склоны наиболее возвышенных горных групп и на участках альпинотипного рельефа прерываются выходами коренных пород. Состав их — глыбы и щебень с дресвой, часто почти не связанные мелкоземом.

Делювиально-коллювиальные отложения (dc) распространены на склонах средней крутизны, представлены щебнем, реже глыбами с суглинистым, супесчаным и дресвяным заполнителем.

Делювиально-солифлюкционные отложения (ds) развиты на пологих склонах низкогорья. Обычно на верхних частях склонов преобладает щебнево-суглинистый материал, постепенно сменяющийся вниз по склону суглинистым с примесью щебня и дресвы. Местами делювиально-солифлюкционные шлейфы перекрывают частично или полностью аллювий небольших долин. Для поверхности делювиально-солифлюкционных отложений характерны ложбины стока временных потоков, солифлюкционные наплывы и террасы.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

По составу, условиям залегания и возрасту выделяются протерозойские (?) интрузии кислого, среднего и основного состава, триасовые базитовые интрузии, ранне- и позднемеловые гранитоиды, субвулканические образования (рис. 2).

ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Позднепротерозойский магматизм в пределах листа проявился только на островах Врангеля и Геральд, где интрузии располагаются среди метаморфизованных пород протерозоя в виде пластовых залежей, небольших штоков и даек. При малом площадном распространении магматические породы здесь сравнительно разнообразны и представлены амфиболитовыми габбро, габбро-диабазами, плагиогранитами, гранит-порфирами, граносиенитами.

Выходы интрузий основного состава прослеживаются вдоль южного склона Центральных гор в виде полосы, вытянутой в широтном направлении на 4 км, в пределах которой имеется несколько пластовых тел амфиболитов длиной более 1 и мощностью от 3—5 до 20 м. Наряду с пластовыми телами встречаются также крутопадающие дайки. Отдельные дайки базитов встречаются и на северных склонах Центральных гор, в верховьях рек Нашей и Кларк.

Среди пород основного состава наиболее распространены габброиды базы ($v\beta PR_2$). Это темно-зеленые, черные или зеленовато-серые породы, мелкозернистые, часто сланцеватые. Они состоят преимущественно из роговой обманки (30—40%), плагиоклаза (40—60%). В них отмечаются также хлорит, эпидот, цоизит, кварц, сфен, титаномagnetит, кальцит, апатит, циркон, ортит, лейкоксен. Структура породы пойкилобластическая, реже нематобластическая или бласто-диабазовая. По петрографическому составу, кроме плагиоклазовых, выделяются эпидот-плагиоклазовые, эпидотовые, бесполовошпатовые, кварцево-плагиоклазовые амфиболиты. Все эти породы генетически тесно связаны друг с другом и образуют взаимопереходы. На ряде участков содержание в породе минералов группы эпидота возрастает до образования почти мономинерального эпидозита.

Амфиболиты образовались за счет метаморфизма магматических пород группы габбро, что подтверждается наличием реликтов офитовой, габброофитовой, диабазовой структур.

Плагиограниты образуют как пластовые, так и секущие тела. Пластовые тела мощностью от 1—2 до 30—50 м встречаются в истоках р. Неизвестная. Шток плагиогранита с площадью выхода около 12 км² расположен в

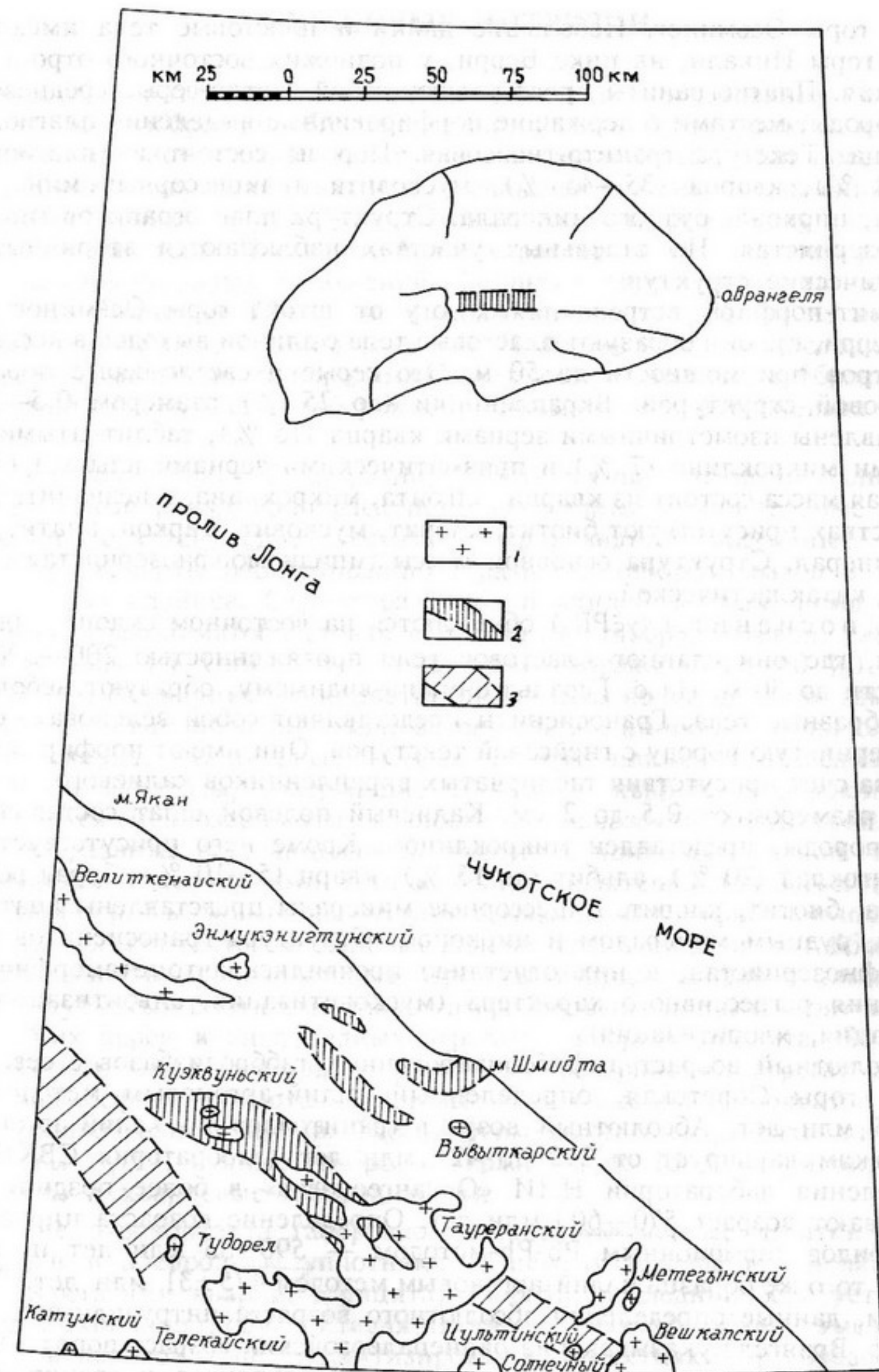


Рис. 2. Схема расположения интрузивных образований.

1 — гранитоиды, 2 — зоны, наиболее насыщенные телами габброидов, 3 — зоны сгущения субвулканических тел и даек.

районе горы Осьминог. Небольшие дайки и пластовые тела имеются в районе горы Инкали, на пике Берри, у подножия восточного отрога горы Советская. Плагииграниты представляют собой светло-серые среднезернистые породы, местами содержащие порфиридные выделения плагиоклаза и кварца. Текстура гранито-гнейсовая. Породы состоят из плагиоклаза (40—60 %), кварца (35—45 %), мусковита и акцессорных минералов: апатита, циркона, рудного минерала. Структура плагиигранитов гипидиоморфнозернистая. На отдельных участках наблюдаются вторичные катакластические структуры.

Гранит-порфиры встречаются к югу от штока горы Осьминог и на пике Берри, где они образуют пластовые тела с длиной выходов в несколько сот метров при мощности до 50 м. Это серые и светло-серые породы с порфировой структурой. Вкрапленники (до 25 %) размером 0,5—2 мм представлены изометричными зернами кварца (15 %), таблитчатыми кристаллами микролина (7 %) и призматическими зернами альбита (3 %). Основная масса состоит из кварца, альбита, микролина; в незначительных количествах присутствуют биотит, хлорит, мусковит, циркон, апатит, рудный минерал. Структура основной массы гипидиоморфнозернистая с участками катакластической.

Граносиениты ($\gamma_5\text{PR}_2$) обнажаются на восточном склоне горы Советская, где они слагают пластовое тело протяженностью 200—300 при мощности до 30 м. На о. Геральд они, по-видимому, образуют небольшие штокообразные тела. Граносиениты представляют собой зеленовато-серую мелкозернистую породу с гнейсовой текстурой. Они имеют порфиридный облик за счет присутствия таблитчатых вкрапленников калиевого полевого шпата размером от 0,5 до 2 см. Калиевый полевой шпат составляет до 55 % породы, представлен микроклином. Кроме него присутствует альбит-олигоклаз (20 %), альбит (до 15 %), кварц (5—10 %), бурая роговая обманка, биотит, хлорит. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, рудным минералом и цирконом. Структура граносиенитов гипидиоморфнозернистая, в них отчетливо проявились аутометаморфические изменения регрессивного характера (мусковитизация, альбитизация, биотитизация, хлоритизация).

Абсолютный возраст амфиболизированных габбродиабазов с северного склона горы Советская, определенный калий-аргоновым методом, — 457 ± 25 млн лет. Абсолютный возраст гранитоидов по калий-аргоновым датировкам варьирует от 212 до 421 млн лет (лаборатория СВКНИИ). Определения лаборатории НИИ «Океангеология» в более поздние годы показывают возраст $570—603$ млн лет. Определение возраста циркона из гранитоидов термоионным Pb-Pb-методом — 590 ± 35 млн лет и мусковита из того же образца калий-аргоновым методом 475 ± 31 млн лет. Таким образом, данные определения абсолютного возраста интрузивных образований о. Врангеля указывают на раннепалеозойский возраст пород. Однако принимая во внимание тесную ассоциацию габброидов и гранитоидов с метаморфическими породами верхнего протерозоя, а также тот факт, что пластовые тела габброидов и гранитоидов смяты в складки совместно с вмещающими их породами протерозоя, возраст интрузивных пород островов Врангеля и Геральд условно принимается протерозойским.

Триасовый интрузивный комплекс объединяет образования основного состава. Тела габброидов обнажаются на крыльях Куэкувуньского поднятия и в сводовых частях наиболее крупных антиклиналей среди пород иультинской, реже амгуэмской свит и нижнекаменноугольных отложений. Большая часть базитовых тел — пластовые залежи, реже секущие дайки, штокообразные тела. Последние более характерны для участков развития нижнекаменноугольных отложений. Мощность пластовых тел достигает 200—400, обычно же 20—60 м. Выходы наиболее крупных из них прослеживаются по простиранию до 15 км. Пластовые залежи дислоцированы совместно с вмещающими породами. Наиболее крупные тела габбродиабазов ($\nu\beta\text{T}$) расположены на левобережье р. Эквиватап и в верховьях р. Кывэквын.

Состав тел габбро (νT) из разных участков существенно не отличается. Это массивные равномерно раскристаллизованные темно-зеленые породы средне- и мелкозернистые, местами порфиридные, массивные. У контактов тел развиты рассланцованные разности габбродиабазов и эпидот-амфиболовых сланцев. Структура пород пойкилобластовая, нематограно-бластовая, гранонематобластовая с реликтами габброофитовой, габбровая и бластогаббровая. Они состоят из андезин-лабрадора (40—60 %), авгита (35—50 %). Первичные темноцветные минералы почти целиком замещены амфиболом актинолитового ряда; встречаются единичные зерна оливина, изредка кварца. Акцессорные — сфен, апатит, ильменит. Изредка встречаются конгадиабазы, содержащие 10—15 % кварца. В эндоконтактах наблюдаются мелкозернистые разности с диабазовой структурой. Здесь же часто развиты рассланцованные породы с пойкилобластовой, нематограно-бластовой структурами. Они особенно характерны для бассейна верхнего течения р. Кывэквын, где местами превращены в амфиболовые сланцы. На участках контактов с раннемеловыми гранитоидами в габброидных породах развиты гранобластовые агрегаты кварца, амфибол замещается мелкочешуйчатым биотитом. Эпидот-амфиболовые сланцы состоят из призматических зерен и сноповидных агрегатов ферриактинолита (70 %), в промежутках между которыми развит мелкозернистый агрегат альбит-олигоклаза, сфена, эпидота. Пластовые тела бассейна р. Вочватап имеют более разнообразный состав. Здесь преимущественно развиты габбродиабазы ($\nu\beta\text{T}$), рудные габбро, содержащие до 15 % ильменита, габбронориты и кварцевые габбродиабазы.

В зоне экзоконтакта габброидов мощностью первые десятки метров песчаники и алевролиты уплотняются, цемент замещается мелкозернистыми агрегатами кварца, серицита, хлорита; последний образует розетковидные скопления, обуславливая пятнистую текстуру. Глинистые сланцы в экзоконтактовой зоне филлитизированы. Известняки преобразованы в кварц-карбонат-мусковитовые породы порфирированной структуры с обильной вкрапленностью пирита (каньон р. Кывэквын). С триасовыми габброидами связаны проявления ильменита, магнетита, пирита, пирротина.

Возраст интрузий основного состава устанавливается на основании того, что они прорывают низы амгуэмской свиты и нигде на Чукотке не встречены среди пород верхнего триаса. В свою очередь они прорваны гранитоидами раннего мела. Абсолютный возраст амфиболизированных габбродиабазов из бассейна верхнего течения р. Кывэквын, определенный калий-аргоновым методом, 225 млн лет, что соответствует нижнему или среднему триасу.

В раннемеловое время интрузивная деятельность проявилась наиболее интенсивно. В этот период сформировались крупные массивы гранитоидов, многочисленные и разнообразные жильно-дайки образования. Формирование интрузий происходило в следующей последовательности: дайки лампрофиров, гранитоиды тауреранского (велиткенайского) комплекса, дайки диоритовых порфиритов и лампрофиров.

Лампрофиры широко распространены в восточной части района, слагают дайки длиной от первых сот метров до 1,5—2 км, мощностью до 15—20 м. Простираются даек в большинстве случаев северо-западное. Сгущения даек лампрофиров наблюдаются в полосе шириной 15—20 км, простирающейся в северо-западном направлении в бассейне среднего течения р. Койвэль-вэгыргын и прерванной на северо-западе раннемеловыми гранитоидами Тауреранского, а на юго-востоке Вешкапского массивов. Лампрофиры — среднезернистые массивные породы с полнокристаллической гипидиоморфнозернистой или аллотриоморфнозернистой структурой, с идиоморфизмом биотита над плагиоклазом. По минеральному составу, характеризующемуся резким преобладанием биотита (40—60 %), подчиненным количеством роговой обманки (10—20 %), преобладанием калиевого полевого шпата над плагиоклазом они соответствуют промежуточным разностям между керсантитами и минетта. По петрохимическим характеристикам лампрофиры относятся к классу насыщенных кремнеземом, группе богатых щелочами пород. Геохимическими исследованиями [10] в лампрофирах и содержащихся в них слюдах установлены высокие концентрации летучих и элементов гранитофильной группы, что свидетельствует об общности их происхождения с гранитоидами района, сформировавшимися в последующие этапы. Возраст лампрофиров определяется тем, что они прорваны раннемеловыми гранитоидами.

Гранитоиды раннемелового возраста слагают крупные Тауреранский и Велиткенайский массивы, Вешкапский, Метегынский и ряд более мелких, занимая по площади около 5000 км². По данным аэромагнитной и гравиметрической съемок Тауреранский, Иультинский, Вешкапский и Метегынский массивы соединены на глубине, Куэквуньский массив является сателлитом Тауреранского, а Энмукэнигтунский — Велиткенайского. Раннемеловые гранитоиды обладают нулевыми или слабоотрицательными магнитными полями и в большинстве случаев окаймляются дугообразными положительными магнитными аномалиями интенсивностью до 200 нТл, приуроченными к зонам контактово-метаморфизованных пород.

Согласно схеме возрастной и формационной корреляции магматических образований территории СССР (1979) раннемеловые гранитоиды рассматриваемой территории принадлежат к тауреранскому магматическому комплексу, за исключением Велиткенайского массива, выделенного в самостоятельный комплекс. В связи с тем что основная часть Велиткенайского массива находится за пределами листа и не имеет существенных отличий от тауреранских гранитоидов, он рассматривается здесь совместно с тауреранским комплексом.

Тауреранский массив площадью выходов около 3800 км² в плане имеет сложную конфигурацию. Юго-восточный его контакт расположен дискордантно складчатым структурам, в то время, как основные выступы и апофизы имеют согласное или близкое к согласному складчатости положение. В междуречье Эквиватап—Койвэльвэгыргын от массива в северо-

ро-восточном направлении отходят две апофизы длиной 12—15, шириной 6—8 км. Эти выступы приурочены к сводовым частям антиклиналей, ограничивающих Кемуэмскую синклираль, имеющую восток-северо-восточное простирание. На западе массив имеет два гребневидных выступа, вскрытых эрозией, первый из которых, северо-западный, приурочен к своду Куэквуньского поднятия, а второй, западный, прорывает Тауреранскую антиклираль. Выступы массива в общих чертах повторяют простирание структур мезозойского периода, на западе — северо-западное и широтное, на востоке — широтное до северо-восточного.

Гранитоиды прорывают нижнекаменноугольные отложения, иультинскую, амгуэмскую свиты и отложения верхнего триаса. По данным аэромагнитной съемки западный выступ массива является трещинной интрузией, северный и южный контакты падают здесь на север под углом от 30 до 60°. Северо-западный выступ массива, локализовавшийся в породах нижнего карбона, в значительной степени осложнен разрывными нарушениями. Поверхности контактов здесь падают под вмещающие породы с углами наклона 30—40, в отдельных случаях 50—70°. Массив сформировался в три основных этапа. В ранний этап произошло внедрение диоритов, во второй — основной массы порфировидных гранитов и гранодиоритов (главная фаза) и в третий, завершающий этап — мелкозернистых равномерных гранитов.

Диориты первой фазы ($\delta_1 K_1$) массива слагают ряд небольших (до 2,7 км²) тел сложной формы на левобережье р. Эквиватап и у южного контакта массива, в бассейне р. Ватлирхвеергин, присутствуют в виде ксенолитов среди гранитоидов главной фазы. Это серые средне- и мелкозернистые, местами порфировидные породы с диоритовой структурой. Состоят из плагиоклаза (50—60 %), амфибола (10—20 %), биотита (до 20 %), моноклинного пироксена (до 4 %), кварца, рудного минерала; акцессорные — апатит, сфен, циркон. Местами в породах содержание амфибола возрастает до 30—40 %, порода приобретает меланократовый облик и габбровую структуру и переходит в габбродиорит. На контакте с гранитоидами более поздних фаз в диоритах появляются пойкилобласты калиевого полевого шпата и кварца, а по роговой обманке развивается мелкочешуйчатый биотит. По химическому составу диориты относятся к породам, слабоперенасыщенным кремнекислотой и бедным щелочами. Абсолютный возраст диоритов, полученный калий-аргоновым методом по валовому составу, 95, по биотиту — 106 млн лет.

В объеме второй фазы преобладают порфировидные биотитовые граниты ($\gamma_2 K_1$), менее распространены гранодиориты ($\gamma \delta_2 K_1$), кварцевые монзониты, кварцевые диориты ($q \delta_2 K_1$), тяготеющие к эндоконтактной зоне. Между всеми разновидностями существуют постепенные переходы. На участках пологого залегания контакта ширина зоны гранодиоритов краевой фации достигает 5 км. Вблизи контактов в зоне шириной до 10 м местами наблюдается плоскостная ориентировка вкрапленников вплоть до образования краевых гнейсов. Разгнейсованные граниты и гранодиориты слагают также значительную часть северо-западного выступа массива. Западный выступ массива сложен в основном роговообманково-биотитовыми и биотитовыми гранодиоритами, на отдельных участках в эндоконтактной зоне отмечаются узкие оторочки гранодиорит-порфиритов. В центральной части выступа обнажаются порфировидные биотитовые граниты, фациально сменяющиеся гранодиоритами и местами переходящие в равномерных гранитов. В эндоконтактной зоне часто присутствуют

диориты, постепенно переходящие в гранодиориты и кварцевые монцониты. Основная часть Тауреранского массива сложена биотитово-роговообманковыми порфиридовидными, реже среднезернистыми равномернотернистыми гранитами.

Порфиридовидные граниты представляют собой светло-серые массивные среднезернистые породы с порфирированными выделениями калиевого полевого шпата длиной 2—4, местами до 5—7 см, количество которого колеблется от 5 до 25 % объема породы. Структура пород гипидиоморфнозернистая, гранитовая. Они состоят из ортоклаза, реже микроклина (20—40 %), плагиоклаза (20—30 %), кварца (25—35 %), биотита, изредка присутствует роговая обманка; акцессорные — циркон, апатит, сфен. По составу граниты главной фазы относятся к перенасыщенным кремнекислотой и к умеренно богатым щелочами породам. Порфиридовидные гранодиориты ($\gamma\delta_2K_1$) имеют гипидиоморфнозернистую, участками монцонитовую структуру основной массы. Отличаются от порфиридовидных гранитов присутствием среди вкрапленников плагиоклаза. Основная масса состоит из плагиоклаза (40—45 %), ортоклаза (20 %), кварца (20—25 %), биотита и роговой обманки (15—20 %). По химическому составу гранодиориты относятся к перенасыщенным кремнекислотой и бедным щелочами породам. Кварцевые диориты ($q\delta_2K_1$) краевой фации — серые среднезернистые или слабопорфиридовидные породы с гипидиоморфнозернистой, призматическизернистой и монцонитовой структурой. Состоят из плагиоклаза (40—60 %), роговой обманки (8—16 %), биотита (16—28 %), микроклина или ортоклаза (10—27 %), кварца (9—15 %), пироксена, акцессорные — апатит, циркон, сфен, магнетит. Иногда содержание калиевого полевого шпата возрастает до 30—35 % и порода переходит в кварцевый монцонит. По химическому составу кварцевые диориты близки к тоналитам.

Порфиридовидные разгнейсованные граниты и гранодиориты обладают бластогипидиоморфнозернистой, бластокластической и лепидогранобластовой структурой основной массы; текстура гнейсовая, полосчатая. Порфириобласты полевых шпатов составляют от 10 до 40 % объема породы, ориентированы согласно полосчатости. По составу разгнейсованные гранитоиды не имеют существенных отличий от массивных разностей. Зерна кварца и частично полевого шпата раздроблены и перекристаллизованы, чешуйки биотита и кристаллы полевого шпата ориентированы субпараллельно. Абсолютный возраст гранитов и гранодиоритов главной фазы массива по калий-аргоновым датировкам от 85 до 109 млн лет.

Лейкократовые биотитовые и двуслюдяные граниты третьей фазы (γ_3K_1) — наиболее молодые образования Тауреранского массива. Они слагают небольшие по площади (5—15 км²) тела в северо-западной и центральных частях массива, более крупные (до 120 км²) — вблизи южного эндоконтакта, а также многочисленные дайки. Контакты лейкократовых гранитов с гранитоидами главной фазы резкие, секущие. Мелкозернистые граниты, участвующие в строении северо-западного выступа массива, почти повсеместно разгнейсованы. Среди них встречаются шшироподобные тела пегматитовых гранитов, возникшие в результате перекристаллизации. Граниты третьей, завершающей фазы — это светло-серые массивные мелкозернистые, реже среднезернистые, местами слабопорфиридовидные породы с гипидиоморфнозернистой, гранитовой, местами пегматоидной структурой. Состав: кварц (30—35 %), калиевый полевой шпат (30—35 %), плагиоклаз (15—20 %), биотит (5—8 %), мусковит, акцессорные — апатит, ортит, фергуссонит, циркон. Мелкозернистые раз-

гнейсованные граниты сложены гранобластовым агрегатом мелких зерен кварца, полевого шпата, редких чешуек биотита и мусковита, образующих субпараллельные полосы; встречаются редкие порфиридовидные кристаллы ортоклаза, реже плагиоклаза. Воздействие лейкократовых гранитов завершающей фазы на порфиридовидные гранитоиды главной фазы выражается в микроклинизации, мусковитизации и альбитизации последних. Породы перенасыщены глиноземом и относятся к классу перенасыщенных кремнекислотой и группе умеренно богатых щелочами пород. В лейкократовых гранитах встречаются ксенолиты диоритов, порфиридовидных гранодиоритов, кристаллических сланцев. Значения абсолютного возраста для гранитов завершающей фазы массива (калий-аргоновый метод) от 75 до 104 млн лет.

Куэкувуньский массив (95 км²) так же, как и северо-западный выступ Тауреранского, расположен в сводовой части Куэкувуньского поднятия. Он обнажается на трех разобщенных участках, объединенных общей зоной ороговикования. Контакты массива пологие, южная граница тектоническая. В приконтактной зоне наблюдается большое количество пластовых апофиз мощностью от 0,2 до 40 м. Массив сложен порфиридовидными гранитами главной фазы тауреранского комплекса, прорванными многочисленными дайками мелкозернистых лейкократовых гранитов завершающей фазы. Все разновидности пород разгнейсованы.

Метегынский массив (170 км²) вытянут в северо-восточном направлении согласно основному простиранию структур на востоке территории. Поверхности контактов интрузива падают в сторону вмещающих пород под углами 30—50° на востоке и 10—15° на западе. Юго-восточный и северо-западный контакты тектонические. Граниты и гранодиориты, слагающие массив, в основном порфиридовидные, в западной части встречаются равномернотернистые. В юго-восточной части интрузива на небольшом участке краевая фация представлена гранодиорит-порфирами с аллотриоморфнозернистой структурой основной массы и вкрапленниками микроклина длиной до 2 см, кварца, биотита.

Иультинский и Вешкапский массивы на территорию листа входят своими северными окончаниями. Они сложены порфиридовидными гранитами и гранодиоритами главной фазы тауреранского комплекса. Неболее распространены дайки лейкократовых гранитов. Оба массива соединены непрерывными полосами ороговикованных пород с Тауреранским и Метегынским массивами, расположенными севернее.

Велиткенайский массив в основном расположен за пределами района. На рассматриваемой территории находится юго-восточная его часть общей площадью около 450 км², приуроченная к зонам разломов северо-западного и широтного простирания. Массив вытянут вдоль этих зон на 50 км (в пределах района) при ширине выходов от 5 до 16 км; северо-восточный и юго-западный его контакты тектонические. Интрузив слабо вскрыт эрозией — среди гранитоидов часто встречаются межгранитные целики и крупные ксенолиты вмещающих пород. Выделяются две фазы становления массива, соответствующие главной и завершающей фазам тауреранского комплекса. Порфиридовидные, реже равномернотернистые граниты и гранодиориты слагают юго-восточную часть массива. Среди них преобладают крупно- и среднезернистые разности гранодиоритов, местами переходящие в кварцевые монцониты и кварцевые диориты. В эндоконтактной зоне встречаются породы, близкие по составу к сиенитам и сиенито-диоритам. Граниты поздней фазы слагают северо-западную (в пределах листа) часть интрузива, многочисленные их дайки и штокообразные тела отмечаются

среди гранитоидов главной фазы. Они представлены мелко- и среднезернистыми биотитовыми гранитами, реже лейкократовыми двуслюдяными и аляскитовыми гранитами, связанными между собой постепенными переходами.

Кроме описанных в различных частях района имеются выходы гранодиоритов и гранитов, соответствующих по составу гранитоидам главной фазы комплекса (Энмукенигтунский, Вывыткарский массивы, шток Тудорел и др.).

Характерной особенностью Велиткенайского, Куэкувуньского и Тауреранского массивов является развитие гнейсовидных разностей в гранитоидах всех фаз и фаций. Огнейсование приурочено к двум зонам северо-западного простирания, первая из которых расположена на северо-восточном эндоконтакте Велиткенайского массива, вторая охватывает Куэкувуньский массив и северо-западный выступ Тауреранского и далее на юго-западе пересекает центральную часть последнего. Зоны не имеют четких границ, в их пределах наблюдаются переходы от слабokatлазироваанных гранитов до гнейсогранитов, часты зоны милонитизации. Наиболее разгнейсованные граниты преобретают сланцевую текстуру. Структурное единство разгнейсованных гранитоидов с другими породами комплекса, постепенные переходы от гранитовой фации к гнейсогранитам, близость минерального и химического состава, практически одинаковый абсолютный возраст разгнейсованных и обычных гранитоидов позволяют отнести их к единому комплексу. Предполагается, что разгнейсованные гранитоиды сформировались одновременно с основной массой пород массивов, но в более глубоких условиях. Это положение подтверждается приуроченностью разгнейсованных разностей гранитоидов к палеозойским вмещающим породам Куэкувуньского поднятия и Велиткенайского горста, мигматизацией приконтактных зон. В тауреранских гранитоидах, прорывающих более молодые пермские и триасовые породы, огнейсование и мигматизация наблюдаются редко, им присущи признаки интрузий малых глубин: порфиоровидные структуры, четкие ореолы контактовых роговиков.

Кроме огнейсования, в гранитоидах Велиткенайского и северо-западного выступа Тауреранского массива вдоль крупных разломов развиты зоны катаклаза и милонитизации. Наиболее мощные из них приурочены к Кувет-Иультинскому и Нижне-Куэкувуньскому структурным швам. Катаклаз и милонитизация охватывают как гнейсовидные гранитоиды, так и массивные всех фаз и являются процессами более поздними, чем огнейсование, связанными с динамометаморфизмом. Ширина зон милонитизированных пород — десятки и первые сотни метров, длина — первые километры. Простирание зон в основном северо-западное согласно простиранию основных разломов. В зонах милонитизации гранитоиды приобретают катакlastические, гранобластовые, лепидогранобластовые, порфиорокlastические и сланцеватые структуры. Наиболее измененные милониты — это темно-серые сланцеватые породы с очковой текстурой. Порфиорокlastы размером до 1 см сложены серицитизированными полевыми шпатами. Основная ткань породы тонко развальцована и обтекает порфиорокlastы.

Ширина зоны контактового метаморфизма вокруг мелких штоков и массивов — первые сотни метров. Крупные массивы сопровождаются зонами шириной от 1 до 6 км, в зависимости от угла наклона контактов. В эндоконтактных зонах, сложенных иультинской свитой и триасом, контактное воздействие интрузий выразилось в образовании кордиери-

товых, биотит-кордиеритовых, кварц-биотитовых роговиков, узловатых андалузитовых и филлитизированных сланцев. Вокруг разгнейсованных гранитоидов, прорывающих нижнекаменноугольные отложения, развиты кристаллические сланцы фации амфиболитов и эпидотовых амфиболитов. Интенсивное проявление метасоматоза здесь выразилось в образовании гранитизированных пород — мигматитов, создающих в кристаллических сланцах серии сближенных пластовых тел. Мигматиты — серые, зеленовато-серые, иногда порфиоровидные породы с порфиоробластовой структурой. Структура основной ткани гранобластовая или нематогранобластовая. Порфиоробласты микроклина составляют 10—60 % объема породы, размер их достигает 4 см. Состав мигматитов отвечает гранитам, гранодиоритам, граносиенитам. Выделяются послойные мигматиты, агматиты, птигматиты, небулиты.

С гранитоидами тауреранского комплекса связаны дайки порфиоровидных и мелкозернистых гранитов, гранодиоритов, аплитов, гранит-порфиоров, гранодиорит-порфиоров, кварцевых сиенитов, диоритовых порфиритов, пегматитовые и кварцевые жилы. В пределах массивов дайки в основном крутопадающие, мощность их от 0,5 до 3, изредка до 10—15 м, длина 0,1—0,5, реже до 3—5 км. Преобладающее простирание даек северо-западное, реже северо-восточное и меридиональное. В экзоконтактных зонах массивов, особенно там, где они сложены метаморфизованными породами палеозоя, широко развиты пологопадающие дайки и апофизы гранитов, гранодиоритов, гранит-порфиоров, большая часть которых — послойные инъекции. Блоки палеозойских пород, наблюдающиеся среди тауреранских гранитоидов главной фазы, представляют собой толщу кристаллических сланцев, повсеместно пронизанную инъекциями гранитоидов, причем контакты тел последних подчиняются плоскостям сланцеватости вмещающих пород.

К наиболее ранним относятся дайки диоритовых порфиритов, приуроченные к экзоконтактным зонам Тауреранского и Метегынского массивов. Это зеленовато-серые породы с призматическизернистой основной массой. Вкрапленники (10—25 %) представлены плагиоклазом. По минеральному составу диоритовые порфириты сходны с диоритами ранней фазы тауреранского комплекса и, по-видимому, связаны с ней генетически. Аплиты слагают дайки и маломощные прожилки в основном в пределах массивов гранитоидов. Это светло-серые породы с аплитовой или микропегматитовой структурой, состоящие из кварца (30—35 %), микроклина (30—40 %), альбита (15—30 %), биотита (1—5 %). Дайки и жилы аплитов встречаются среди гранитоидов всех фаз внедрения и являются внутрифазовыми разновидностями. Аналогичное происхождение имеют пегматиты, образующие тела неправильной формы и жилы, в основном концентрирующиеся внутри массивов. Мощность их обычно не более 1,5 м, длина 10—15 м, редко более. Структура пород пегматитовая с размером зерен минералов до 2—5 см, состав: кварц (30—45 %), микропертит (20—25 %), олигоклаз (20—30 %), биотит, турмалин, циркон, апатит, гранат. Сиенит-порфиры и кварцевые сиениты образуют отдельные дайки меридионального и северо-восточного простирания в экзо- и эндоконтактных частях Велиткенайского и Энмукенигтунского массивов. Сиенит-порфиры — темно-серые породы с призматическизернистой структурой основной массы, состоящей из лейст анортоклаза и единичных зерен альбита, кварца, биотита. Вкрапленники (25—30 %) состоят из анортоклаза, роговой обманки. Кварцевые сиениты отличаются большим количеством кварца в

основной массе породы. Дайки гранитов, гранодиоритов, гранодиорит-порфиоров распространены как внутри массивов, так и на значительном удалении от них, но в основном приурочены к экзоконтактовым зонам, являясь апофизами. Состав этих даек соответствует гранитоидам главной фазы тауреранского комплекса.

С тауреранскими гранитоидами связано большинство гидротермальных проявлений района, представленных кварцевыми, кварц-карбонатными, карбонатными, кварц-флюоритовыми, кварц-сульфидными, кварц-касситерит-вольфрамитовыми жилами и прожилками, зонами прожилкования, окварцевания и кварцевых брекчий. Жилы секущие, реже послойные, мощность их от первых сантиметров до 1—3 м. Длина жил от первых десятков до первых сот метров. Мощность зон кварцевых брекчий и окварцевания, приуроченных к зонам региональных разломов, колеблется от первых до 50, местами достигая 200 м (левобережье р. Эквиватап).

По результатам количественного анализа гранитоидов тауреранского комплекса устанавливается, что максимальные концентрации золота, превышающие кларковые в 2—9 раз, наблюдаются в гранитоидах главной фазы. Максимальные содержания олова, превышающие в 8—9 раз кларковые, приурочены к лейкократовым гранитам завершающей фазы. Накопление олова в лейкократовых гранитах и золота в порфиоровидных гранитоидах повышенной основности позволяет предполагать генетическую связь рудопроявлений олова и золота с соответствующими фазами комплекса. Это подтверждается наличием оловянно-вольфрамовых рудопроявлений вблизи выходов лейкократовых гранитов завершающей фазы и проявлений золота в экзоконтактовых зонах гранитоидов главной фазы. По геохимическим характеристикам гранитоиды тауреранского комплекса в целом отнесены к субредкометалльным ограниченно рудоносным в отношении олова и вольфрама, кроме лейкократовых гранитов завершающей фазы, с которыми возможна связь рудопроявлений этих металлов [10].

Раннемеловой возраст гранитоидов устанавливается по следующим данным: они прорывают отложения верхнего триаса и с размывом перекрываются ольховской свитой альбского возраста (шток Тудорел). В районе Чаунской губы подобные гранитоиды метаморфизуют валанжинские отложения. Все это позволяет считать возраст гранитоидов комплекса послеваланжинским и доальбским. Данные определений абсолютного возраста калий-аргоновым методом от 80 до 109 млн лет, что не всегда соответствует геологическим данным.

К раннемеловому интрузивному комплексу следует отнести также дайки лампрофиоров и диоритовых порфиритов, встречающиеся в пределах Тауреранского, Энмукенигтунского массивов и в их экзоконтактовых зонах. Дайки лампрофиоров представлены минетта, спессартитами и керсантитами, обычно имеют северо-западное с отклонениями до меридионального простирание, длину от первых сот метров до 4 км и мощность до 4—8 м. Дайки диоритовых порфиритов встречаются редко и не имеют определенной ориентировки. Раннемеловой возраст этих даек устанавливается на основании того, что сеноманские вулканы перекрывают дайки спессартитов, прорывающие раннемеловые гранодиориты штока Тудорел, а дайки диоритовых порфиритов пересекаются дайками андезитов, комагматических эффузивам каленьмуваамской свиты. По облику и составу дайки диоритовых порфиритов и лампрофиоров не отличаются от описанных ранее даек, прорванных тауреранскими гранитоидами.

В юго-западной части листа имеются выходы гранитоидов, представляющие собой северные окончания Катумского и Телекайского массивов, в основном расположенных на смежной к югу территории. Площадь выходов Катумского массива на территории листа около 10, Телекайского — 50 км². Поверхности контактов интрузивов падают в сторону вмещающих пород под углами 20—70°, местами тектонические крутопадающие. Ширина зоны контактового метаморфизма 300—500 м. Массивы здесь сложены крупнозернистыми, реже мелкозернистыми и неравномернозернистыми гранитами, в приконтактовых частях переходящими в порфиоровидные. В наиболее глубинных частях Телекайского массива наблюдаются постепенные переходы неравномернозернистых гранитов в мелкозернистые, а также мелкие рвущие тела и дайки мелкозернистых гранитов, вероятно, более поздней фазы.

Граниты Телекайского массива прорывают отложения верхнего триаса. Взаимоотношения с нижнемеловыми толщами на территории листа не выяснены. В смежном к югу районе граниты Телекайского массива прорывают ольховскую свиту, в связи с чем они не объединяются с тауреранским комплексом и являются более поздними. Значения абсолютного возраста, определенного калий-аргоновым методом, на смежных к югу площадях для Катумского массива 103—107, для Телекайского — от 81 до 118 млн лет.

Ранне-позднемеловые субвулканические образования

Пластовые залежи, экструзии, дайки кислого и среднего состава развиты в юго-западной части района. Эти образования представлены гранит-порфирами, риолитами, дацитами, андезитами. Мощность пластовых залежей 100—300 м, площадь их выходов 0,2—1, редко до 10 км². Площадь вертикальных и крутопадающих тел не превышает 0,2 км². Длина даек 500—1000 м, реже 2—3 км, мощность 5—15 м. Все они распространены среди вулканогенных толщ, время образования которых определяется альбсеноманом, изредка встречаются в виде даек, прорывающих триасовые терригенные породы.

Риолиты, гранит-порфиры (γK_{1-2}) аналогичны по минеральному составу и отличаются лишь структурными особенностями. Это светло-серые, буровато-серые породы с крупными вкрапленниками (30—50 %) плагиоклаза, калиево-натриевых полевых шпатов и кварца размером 0,5—10 мм. Структура основной массы микрогранитовая, микроаплитовая, иногда микрографическая (в гранит-порфирах) и фельзитовая, микрофельзитовая в риолитах. Основная масса состоит из олигоклаз-андезина, калиево-натриевого полевого шпата и кварца, а также мусковита и биотита (10 %). В краевых частях некоторых тел наблюдается постепенный переход гранит-порфиоров в дациты, риолиты и гранодиорит-порфиры. Андезиты (αK_{1-2}) зеленовато-серые, темно-серые афанитовые и порфиоровые с пилотакситовой, гиалопилитовой и интерсертальной основной массой. В центральных частях крупных тел основная масса пород часто полностью раскристаллизована. Диоритовые порфиры (δK_{1-2}) слагают отдельные разноориентированные дайки. Местами андезиты переходят в андезидациты и основная масса их приобретает микрофельзитовую структуру; порфиоровые разности — с вкрапленниками (30—40 %) плагиоклаза, ромбического и моноклинного пироксена, биотита.

Экзоконтактовые изменения вокруг субвулканических тел выражены слабо. В осадочных породах отмечается слабое ороговикование. Эффузивы претерпевают незначительное окварцевание. В эндоконтактах самих тел часты тонкие (5—10 см) зоны закалки.

Возраст субвулканических тел и даек доказывается их тесной пространственной связью и идентичностью состава с вулканитами пыкарва-амской и каленьмуваамской свит. Абсолютный возраст гранит-порфиров с левобережья р. Пегтымель по калий-аргоновым датировкам 107 млн лет, андезитов с пластовой залежи того же района 100—107 млн лет, что не противоречит геологическим данным.

ПОЗДНЕМЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Позднемеловые граниты (γK_2) объединяются в иультинский магматический комплекс. Основная часть гранитоидов комплекса (Иультинский массив) находится южнее рамки листа. В пределах рассматриваемой территории эти граниты представлены штоками Северным, Солнечным на юго-востоке района и невоскрытыми эрозией куполами Светлый, Тенкергинский, многочисленными дайками гранитов, гранит-порфиров. Большинство известных выходов гранитоидов иультинского комплекса приурочено к Смежнинскому брахиформному поднятию. О форме интрузивных тел можно судить лишь по двум обнажающимся на поверхности выходам — штокам Солнечный и Северный. Оба тела слабо вскрыты эрозией, имеют площади выходов соответственно 1,5 и 4 км², овальную форму в плане, слегка вытянуты в северо-восточном направлении. Контакты в основном круто падающие под вмещающие породы, осложнены многочисленными апофизами. Не имеющие выходов на поверхности купола Светлый и Тенкергинский вскрыты единичными скважинами на глубине соответственно 400 и 500 м, вероятно, также имеют штокообразную форму.

Первая или главная фаза иультинского комплекса представлена порфировидными гранитами, состоящими из кварца (30—32 %), калиевого полевого шпата (30—35 %), плагиоклаза (30—32 %), биотита; акцессории — ортит, циркон, сфен, апатит. Вблизи контакта в зоне мощностью 1—2 м граниты становятся средне-равномернозернистыми, появляются мусковит (1—2 %), гранат (менее 1 %), количество кварца увеличивается до 35—40 %. В целом граниты главной фазы по химическому составу относятся к умереннокислым, вблизи контактов — к ультракислым. Эти граниты обнажаются в основном за пределами листа, на рассматриваемой территории вскрыты скважиной на левобережье руч. Светлый на глубине 373,5 м от поверхности и участвуют в строении штока Северный.

Граниты второй фазы от вышеописанных отличаются общим лейкократовым обликом за счет уменьшения количества биотита и повышения количества мусковита (до 15 %) и кварца (до 40 %). Это в основном мелкозернистые, реже среднезернистые породы, местами слабопорфировидные. По петрохимическим характеристикам лейкограниты второй фазы относятся к ультракислым, сильно перенасыщенным глиноземом, в них установлены аномально высокие концентрации фтора, рубидия, цезия, олова, вольфрама, молибдена, элементов редких земель. Описанными гранитами сложены штоки Солнечный, большая часть штока Северный и невоскрытые эрозией купола Светлый и Тенкергинский.

Мелкозернистые лейкократовые граниты завершающей фазы на рассматриваемой территории развиты ограниченно. Они слагают немногочисленные дайки на правобережье р. Койвэльвэгыргын вблизи и внутри штока Солнечный, образуя пояс северо-восточного простираения шириной до 0,5, длиной 4 км. Разрозненные дайки наблюдаются и на других участках. Мощность их от 0,1 до 3 м, длина до 3 км. Структура пород гипидиоморфнозернистая с идиоморфизмом альбитовых таблиц, часты пегматоидные обособления. Наличие первичного альбита в породе, а также присутствие топаза и граната в значительном количестве отличает граниты завершающей фазы иультинского комплекса от всех других. К этой же группе, по-видимому, относятся гранит-порфиры и микрогранит-порфиры, слагающие дайки, широко распространенные в пределах Смежнинского поднятия. Это протяженные ветвящиеся тела мощностью 3—4 м и длиной до 3 км, пересекающие лейкограниты второй фазы.

Гранит-порфиры (γK_2) светло-серые с аллотриоморфнозернистой структурой, идиоморфными вкрапленниками дымчатого кварца размером до 0,5 см. Породы характеризуются кислым и ультракислым составом. По содержанию редких элементов они близки к гранитам второй фазы (Ю. К. Элиасс, 1988).

Ширина зон контактового метаморфизма вокруг штоков иультинских гранитов колеблется от 150 до 200 м в зависимости от углов падения контактов. Они сложены биотитовыми, биотит-кордиеритовыми, амфиболовыми, биотит-амфиболовыми, биотит-андалузитовыми роговиками, образующими внутреннюю подзону мощностью 50—100 м, ороговикованными песчаниками, алевролитами, биотит-кордиеритовыми и биотит-андалузитовыми узловатыми сланцами промежуточной подзоны мощностью около 300 м и биотитизированными осадочными породами внешней подзоны.

Гидротермальные проявления, связанные с комплексом, представлены кварцевыми, кварц-полевошпатовыми жилами с касситеритом и вольфрамитом, расположенными как внутри интрузивных тел, так и в их экзоконтактовых зонах. В апикальных частях штоков и в дайках широко развита грейзенизация. Местами грейзены содержат промышленные концентрации олова.

С гранитами иультинского комплекса установлена генетическая связь оловянно-вольфрамового оруденения. Рудные тела месторождений и рудопроявлений локализируются либо в надинтрузивной зоне гранитов (преимущественно жильный тип оруденения), либо в зоне эндоконтакта (преимущественно грейзеновый тип). Граниты всех фаз представлены редкометалльными рудоносными разновидностями, а штоки лейкократовых гранитов второй фазы — ультраредкометалльными гранитами, характеризующимися высокой степенью рудоносности.

Граниты иультинского комплекса прорывают и ороговиковывают триасовые габбро, раннемеловые дайки лампрофиров, гранитоиды тауреранского комплекса и пересекаются дайками долеритов позднего мела. Абсолютный возраст гранитов Северного и Солнечного штоков определяется калий-аргоновым методом в пределах 84—100 млн лет. Рубидий-стронциевые датировки, произведенные А. П. Миловым (1989) для дайки грейзенизированных гранитов, связанной с куполом Светлый, $85 \pm 2,3$ млн лет и из мусковитов рудных тел месторождения Светлое $73-84$ млн лет.

Позднемеловые субвулканические тела и дайки, связанные с формированием вулканогенных толщ, распространены на западе района, встречаются как среди вулканитов, так и в удалении от них, в осадочных

породах и гранитоидах. Эти образования сложены гранит-порфирами, риолитами, дацитами, андезитами, диоритовыми порфиритами, базальтами, долеритами.

Гранит-порфиры (γK_2) и гранодиорит-порфиры образуют штоки площадью выходов до 10—30 км² в бассейне р. Тауреран, в верхнем течении р. Эквиватап, Кувет, а также пластовые залежи мощностью до 300 м. Дайки гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров длиной до 10—15 км закартированы на междуречье Эквиватап—Кувет—Пегтымель среди ранне- и позднемеловых вулканогенных образований. Это серые, светло-серые порфировые породы с микроаллотриоморфнозернистой и псевдосферолитовой структурой основной массы. В периферических частях тел структура основной массы микропойкилитовая и сферолитовая. Вкрапленники (15—50 %) в гранодиорит-порфирах представлены плагиоклазом (8—35 %), биотитом (6—15 %), изредка присутствуют роговая обманка, кварц, калинатровый полевой шпат; размер вкрапленников полевых шпатов достигает 3 см, кварца 7 мм. В гранит-порфирах содержание вкрапленников кварца 8—10 %, калиево-натриевого полевого шпата 15—25 %.

Риолиты (λK_2) слагают крутопадающие дайки мощностью 2—15 м и длиной от первых сот метров до 3 км, залегающие среди вулканитов мелового возраста, а также гранитоидов тауреранского комплекса. По составу они сходны с риолитами верхнемеловых покровов, наиболее раскристаллизованы в центральных частях, а в экзоконтактах обычно имеются зоны закалки мощностью 1—5 см. Приконтактные изменения выразились в слабом окварцевании вмещающих пород. Дациты слагают экструзивное тело среди верхнемеловых эффузивов на левобережье р. Пегтымель площадью около 12 км². Дациты зеленовато-серые, темно-серые, массивные породы, в значительной степени окварцованные, порфировой структуры с фельзитовой основной массой. Вкрапленники (10—15 %) выполнены зональным плагиоклазом, кварцем, калинатровым полевым шпатом, моноклинным пироксеном и биотитом, размер их 0,5—2 мм. Основная масса состоит из агрегата мельчайших зерен полевых шпатов и кварца, а также серицита и биотита. В центральной части тела породы более раскристаллизованы.

Андезиты (αK_2) и диоритовые порфириты (δK_2) встречаются в виде даек мощностью 3—6 м, длиной до 1,5 км и мелких штокообразных тел в бассейнах рек Кувет, Эквиватап, а также слагают пластовые залежи и экструзивные тела площадью до 6 км² на левобережье р. Пегтымель. Андезиты массивные порфировые темно-серые с буроватым или зеленоватым оттенком. Вкрапленники представлены крупными кристаллами лабрадора (25—30 %), биотитом, моноклинным пироксеном, структура основной массы гиалопилитовая или интерсертальная. Породы близки к андезитам верхней позднемеловой толщи района.

Явной связи с вулканическими покровами не обнаруживают тела основного состава, ограниченно распространены. В районе м. Якан базальты образуют два субвулканических тела общей площадью около 2 км². Породы массивные, темно-серые порфировые, с долеритовой основной массой. Вкрапленники (20 %) представлены лабрадором, ромбическим и моноклинным пироксеном. Основная масса — микролиты плагиоклаза, моноклинного пироксена, погруженные в частично раскристаллизованное стекло. Акцессорные — циркон, лейкоксен, апатит. Дайки долеритов среди гранитов поздней фазы иульгинского комплекса мощностью до 1,5 м и длиной до 1 км наблюдаются на междуречье Койвэльвэгыргын—Выскып. По петро-

химическим характеристикам они относятся к гиперстеновым базальтам. Они рассекают кварц-касситеритовые жилы, связанные с поздними фазами внедрения позднемеловых гранитов штоков Солнечный и Северный, и сами рассечены жилами крупношестоватого пострудного кварца. Абсолютный возраст долеритов 66 млн лет, что соответствует границе мела и палеогена. Отдельные дайки долеритов и диабазов встречаются в бассейне среднего течения р. Эквиватап. Дайки и тела основного состава — наиболее молодые магматические образования района.

С эффузивным и субвулканическим комплексом связаны жилы и прожилки халцедоновидного и друзовидного кварца, зоны серицитизации, адуляризации, флюоритизации, окварцевания, приуроченные к контактам субвулканических тел и зонам разломов различных направлений. Жилы и зоны измененных пород локализируются главным образом в вулканогенных породах. С гидротермальными образованиями связаны проявления золота, серебра, ртути, сурьмы.

ТЕКТОНИКА

Территория расположена на севере Чукотской мезозойской складчатой области, является частью Чаунской складчатой зоны на участке ее сочленения с Чаунской вулканической зоной Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (Геология СССР, т. ХХХ). По данным гравиметрической съемки на площади листа земная кора относится к континентальному типу, мощность ее увеличивается от 30 км на шельфе Чукотского моря до 40 км на юго-западе района. Плотностная граница ($2,8 \text{ г/см}^3$), условно относимая к границе докембрийских образований и определяющая мощность палеозойско-мезозойского осадочного чехла, имеет глубину 1—3 км в пределах шельфа. На юге и юго-западе территории эта глубина увеличивается до 7—10 км. Фундамент имеет блоковое строение, что на поверхности выражается зонами разломов, основные из которых (структурные швы) характеризуются увеличением градиента силы тяжести и разделяют основные структурные элементы площади. В пределах складчатой зоны основной план определяют мегаструктуры северо-западного простирания: Чаун-Иультинская антиклинальная и Паляваамская синклиналильные зоны, а также Куульское поднятие, входящее в пределы рассматриваемой территории своим юго-восточным окончанием. В пределах Арктического шельфа, по данным геофизических работ, выделяется крупное Врангелевско-Геральдское поднятие, отделенное от континентальной части площади Южно-Чукотским прогибом (рис. 3). Перечисленные структуры разделены зонами разрывов, фиксирующими на поверхности структурные швы и конседиментационные флексуры. У западной границы территории мезозойские складчатые образования перекрываются пологозалегающими меловыми вулканогенными породами, образующими наложенные вулканоструктуры.

В строении района выделяется пять основных структурных ярусов, различающихся составом, возрастом, степенью метаморфизма слагающих пород и характером складчатых дислокаций (рис. 4). Нижний структурный ярус представлен метаморфизованными вулканогенно-осадочными породами протерозоя с видимой мощностью 3600 м, обнажающимися на о. Врангеля. Породы протерозоя сложно дислоцированы, разбиты многочисленными сбросами и надвигами. Второй структурный ярус образован отложениями палеозоя, преимущественно карбонатными на о. Врангеля мощностью от 3300 до 4200 м и существенно терригенными на континентальной части территории с видимой мощностью 3300—3700 м. Породы второго яруса собраны в пологие складки различной ориентировки. Третий структурный ярус сложен геосинклинальными отложениями верхней перми и триаса мощностью до 3600 м, смятыми в складки преимущественно северо-западного направления. Четвертый структурный ярус представлен поздне-

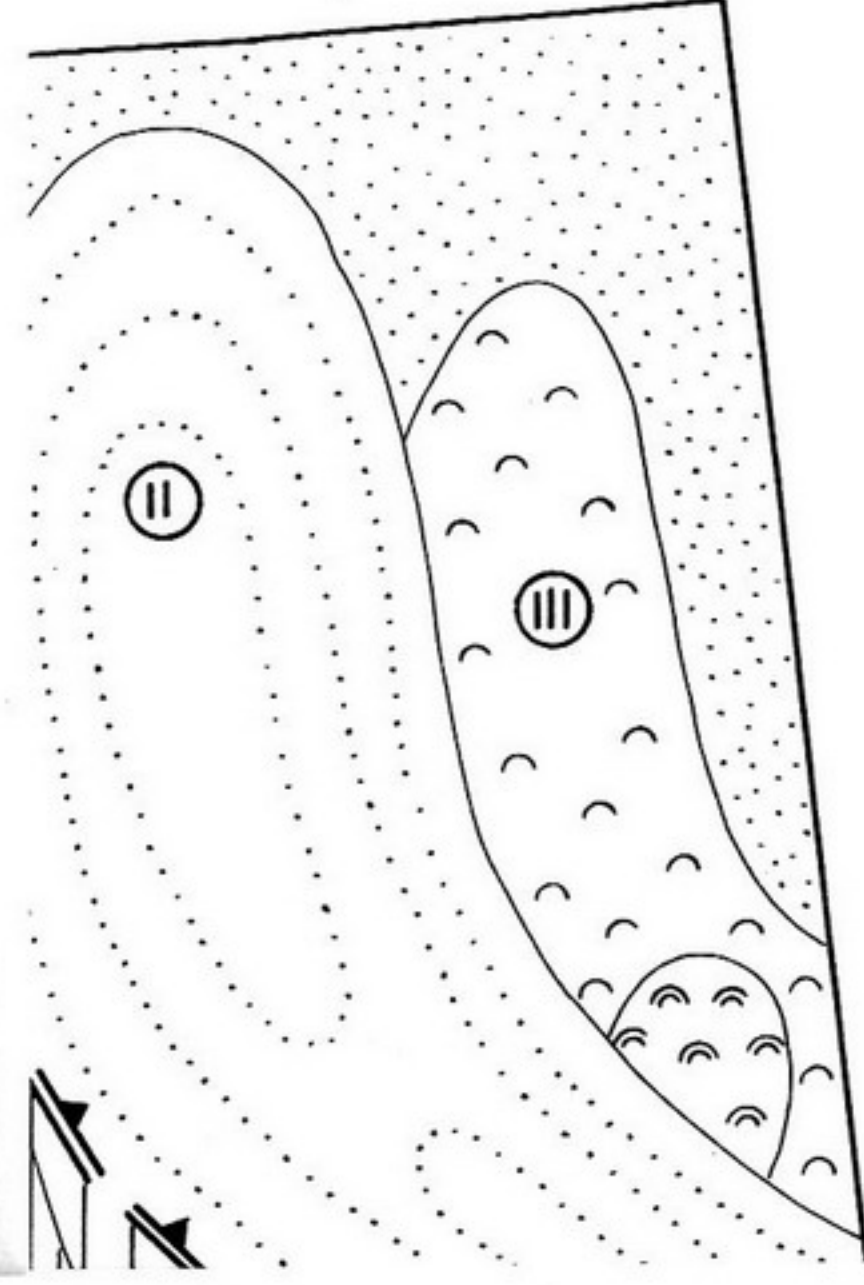


Рис. 4. Геологические разрезы центральной части о. Врангеля (1) и бассейнов верхнего течения рек Пегтымель, Кувет, Кывэвын (2).

1 — нижний мел, нижняя толща; 2 — нижний—верхний мел: каленьмуваамская (а), пыкарваамская (б) свиты; 3 — триас: верхний (а), нижний—средний (б) отделы; 4 — верхняя пермь—нижний триас; 5 — пермь—верхний—средний карбон; 6 — нижний—средний карбон; 7 — девон; 8 — кембрий; 9 — верхний протерозой; 10 — интрузивные породы: раннемеловые гранитоиды (а), триасовые габброиды (б).

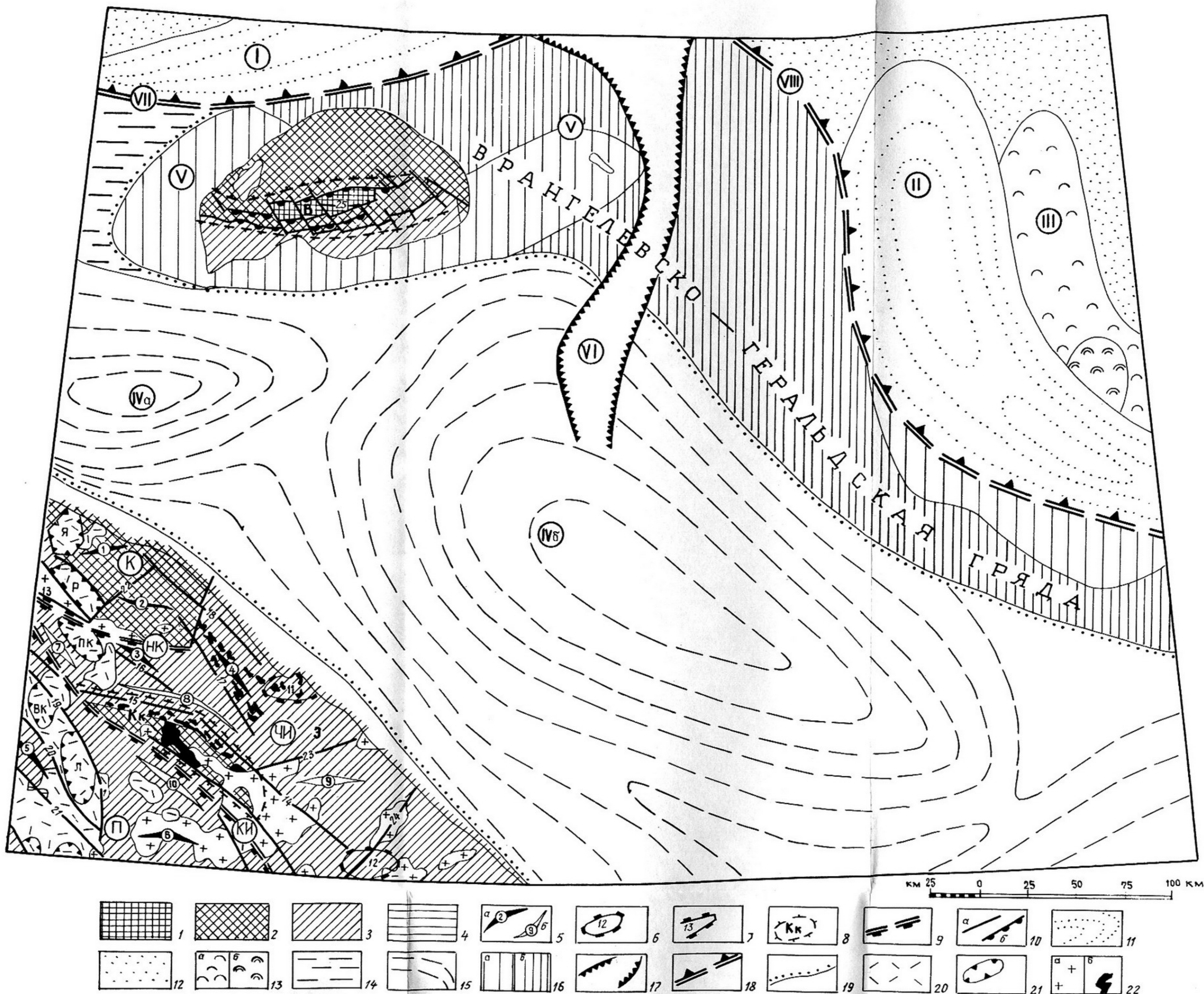


Рис. 3. Тектоническая схема.

Чукотская мезозойская складчатая область. Структурные ярусы (1—4): 1 — первый (PR₂), 2 — второй (С—Р), 3 — третий (Р—Т₃), 4 — четвертый (J₃). Структуры многоярусного строения: К — Куульское поднятие, ЧИ — Чаун-Иультинская антиклинальная зона, П — Паляваамская синклинали зона, Кк — Куэвунский горст-антиклинорий, В — Врангелевский антиклинорий, Э — Экиатапский синклинорий; 5 — антиклинали (а): Рывеевская (1), Пильхинская (2), Эттыльянская (3), Вочватапская (4), Гытолькуульская (5), Тауреранская (6), синклинали (б): Куветская (7), Средне-Куэвунская (8), Кемуэвская (9), Намномкываамская (10); 6 — брахиморфные антиклинали: Этакунская (11), Смежнинская (12); 7 — горсты — Велиткенайский (13); 8 — контуры антиклинорий и горст-антиклинорий; 9 — структурные швы: КИ — Кувет-Иультинский, НК — Нижне-Куэвунский; 10 — зоны разломов различной морфологии (а): Майныпонтаваамская (14), Верхне-Куэвунская (15), Пэкульнейская (16), Вочватапская (17), Приморская (18), Лево-Куветская (19), Право-Петтымельская (20), Олетьнская (21), Рывеевская (22), Экиатапская (23), Метегынская (24). Зоны надвигов (б) — Врангелевская (25); 11—19 — окраинно-материковые плиты и их элементы:

11 — прогибы — Северо-Врангелевский (I), Восточно-Геральдский (II), 12 — седловины и структурные террасы, 13 — вали и погребенные горсты (а — участки с многоярусной структурой, б — выступы складчатого основания). Восточно-Геральдское поднятие (III), 14 — периферийные тектонические депрессии, 15 — унаследованный Южно-Чукотский прогиб (IV): впадины Лонга (а), впадина Шмидта (б), 16 — реликтовые орогены, сложенные киммерийским складчатым комплексом (а — выступающие на поверхность, б — залегающие под рыхлыми осадками) — Врангелевское поднятие (V), 17 — грабены орогенных зон — грабен Геральд (VI), 18 — флексурно-разломные ограничения окраинных материковых плит: Восточно-Сибирский (VII), Бофортско-Чукотской (VIII), 19 — границы периферийных депрессий.

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс. 20 — площади распространения вулканогенных пород; 21 — вулканоструктуры проседания: Ламутская (Л), Верхне-Коокульская (ВК), Право-Куветская (ПК), Яканваамский грабен (Я), Рывеевский грабен (Р); 22 — интрузивные образования: меловые гранитоиды (а), триасовые габброиды (б).

Территория области, является членения с Чаун-Иультинского пояса (Г) съёмки на площади, мощность до 40 км на юго-относимая к грани палеозойско-мезо-пределах шельфа, чивается до 7—1 верхности выраж- швы) характериз основные структур основной план о Чаун-Иультинск- а также Куульси ритории своим ю фа, по данным Геральдское под Южно-Чукотски зонами разрыво конседиментаци зойские складча ловыми вулкан- структуры.

В строении различающихся пород и характере ярус представл дами протерозо геля. Породы пр сбросами и над палеозоя, преи 3300 до 4200 м территории с е собраны в поло ярус сложен п мощностью до падного напраи

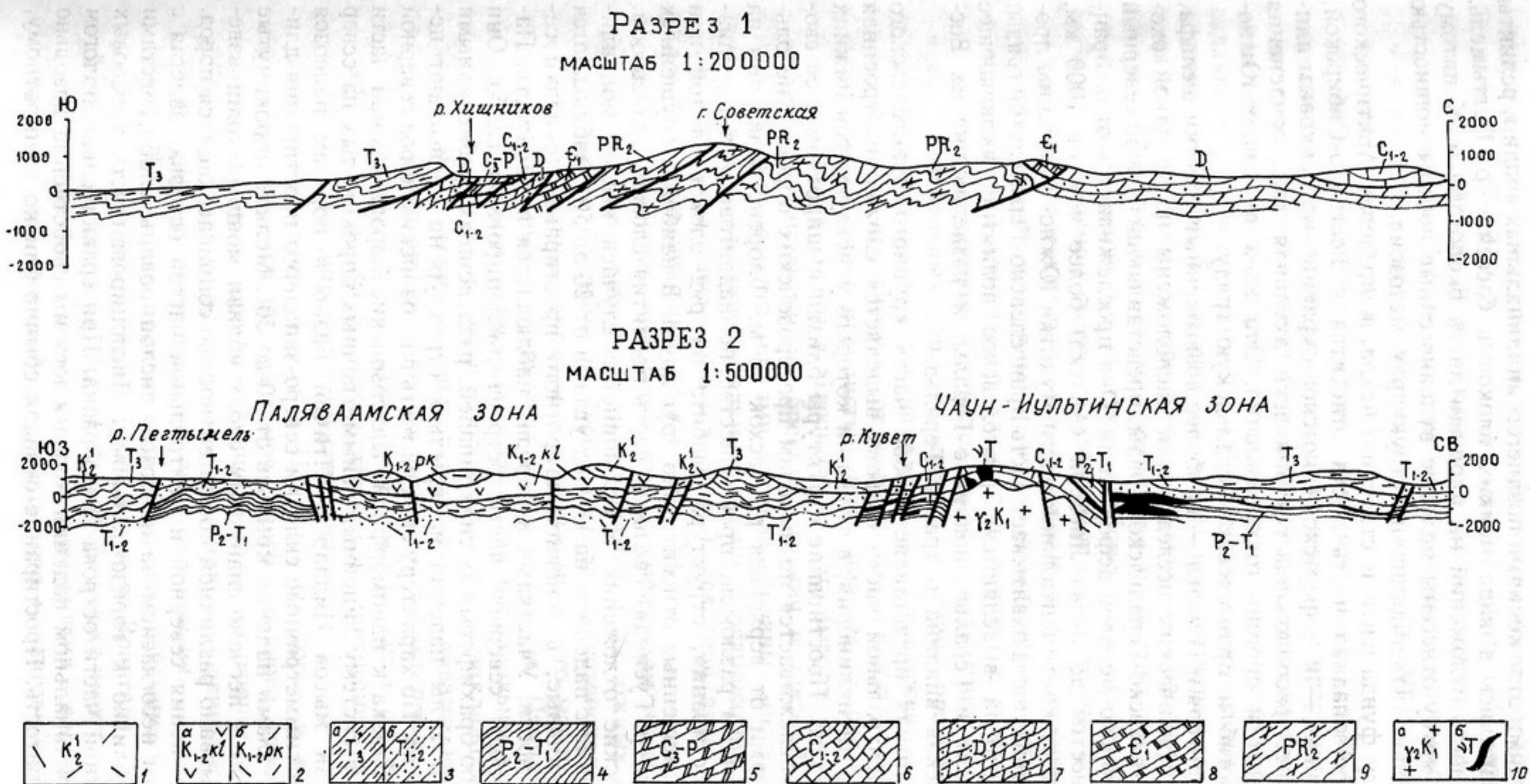


Рис. 4. Геологические разрезы центральной части о. Врангеля (1) и бассейнов верхнего течения рек Пегтымель, Кувет, Кывэквын (2).

1 — нижний мел, нижняя толща; 2 — нижний—верхний мел: каленьмуваамская (а), пыкарваамская (б) свиты; 3 — триас: верхний (а), нижний—средний (б) отделы; 4 — верхняя пермь—нижний триас; 5 — пермь—верхний карбон; 6 — нижний—средний карбон; 7 — девон; 8 — кембрий; 9 — верхний протерозой; 10 — интрузивные породы: раннемеловые гранитоиды (а), триасовые габброиды (б).

юрскими морскими отложениями позднегеосинклинальных впадин, реликты которых сохранились в виде мелких блоков в бассейне р. Пегтымель. Видимая мощность отложений на площади листа около 500 м. К пятому структурному ярусу отнесены меловые вулканогенные породы мощностью до 3300 м, полого залегающие на структурах мезозой.

По возрасту фундамента и строению чехла, в пределах Арктического шельфа, северо-западная часть листа относится к Восточно-Сибирской, а северо-восточная — к Бофортско-Чукотской окраинно-материковым плитам [5]. Южнее расположена тектонически активная зона сочленения шельфовых плит и орогенного обрамления. Эта зона включает Южно-Чукотский прогиб и Врангелевско-Геральдскую гряду.

Острова Врангеля и Геральд — наиболее возвышенные участки шельфа, по данным геофизических исследований расположены на западной оконечности Врангелевско-Геральдской гряды, представляющей собой северный предел позднеюрско-меловой деформации. Она прослеживается от о. Врангеля на юго-восток до п-ова Лисберн (Аляска) более чем на 1000 км. Гряда отделена от континентальной части Чукотки Южно-Чукотским прогибом. Территория листа охватывает часть Врангелевско-Геральдской гряды, в пределах которой выделяются Врангелевское поднятие, включающее острова Врангеля и Геральд, поднятие Геральд и разделяющие их Восточно-Геральдская впадина и грабен Геральд.

Остров Врангеля представляет собой часть крупного Врангелевского поднятия. В центральной части острова выделяется сложно построенная структура типа антиклинория, в строении которого участвуют три нижних структурных яруса. Простирается структура близко к широтному, ее сводовая часть прослеживается по выходам протерозойских пород, с небольшими перерывами от верховьев р. Насхок до м. Флоренс более чем на 100 км. Системами разломов, преимущественно надвигового типа, близ широтного простираения, структура разбита на ряд блоков, в той или иной степени смещенных относительно друг друга. В наиболее опущенных блоках (бассейн р. Гусиная) сводовая часть поднятия сложена палеозоем.

Протерозойские отложения в большинстве случаев имеют моноклиналиное залегание с падением на юг под углами от 20 до 50°; наблюдаются также изоклиналиные, в основном широтного простираения, складки северной вергентности. Участками в породах наблюдается плйчатость. Палеозойские породы северной части острова дислоцированы слабо. Они собраны в серию брахиформных синклиналей, разделенных гребневидными антиклиналями. Углы падения на крыльях структур не превышают нескольких градусов. По характеру складчатость палеозойских пород северной части острова близка к идиоморфной. Палеозойские породы южной части острова смяты в систему линейных асимметричных опрокинутых на север складок. Вблизи мысов Пиллар и Птичий Базар в породах палеозоя наблюдаются и симметричные складки северо-западного простираения длиной до 150 м, углами падения крыльев от 10 до 50°. Мелкие опрокинутые складки развиты в песчано-сланцевых слоях вблизи мощных толщ известняков, что вызвано различной компетентностью соприкасающихся пород. Триасовые отложения северной и центральной частей острова, залегающие с резким угловым несогласием на палеозое, дислоцированы слабо; местами залегание их близко к горизонтальному. Дислоцированность триасовых отложений южной части острова своеобразна. При сравнительно пологом (10—20°) моноклиналином падении пород к югу им свойственна довольно сложная складчатость. Простирается складок обычно близко к широтному,

почти все они асимметричны, опрокинуты на север, вплоть до лежащих. Ширина их 50—300 м, северные крылья часто гофрированы, развита мелкая складчатость. Для синклиналей характерны сжатые формы с пикообразным замком. Складчатые структуры нарушены многочисленными сбросами и взбросами, круто падающими к югу (40—80°) с амплитудами от первых до десятков метров [18].

Главной разрывной структурой является зона разломов близширотного простираения, прослеживающаяся практически непрерывно от западного до восточного берега острова. Она состоит из системы сопряженных разломов широтного и восток-северо-восточного простираения длиной от 10 до 30 км, падающих на юг под углами 30—45°. По разломам выведены на поверхность крупные линейные блоки протерозойских пород в ядре поднятия. Ширина зоны от 6 до 15 км. Внутри зоны и вблизи нее породы часто перемяты, прокварцованы, а в пределах протерозоя насыщены послойными инъекциями амфиболитов. На участках наиболее пологого падения плоскости разломов в основном являются взбросами и надвигами, по которым происходит тектоническое перекрытие палеозойских отложений протерозойскими. Ряд мелких и крупных надвигов наблюдается внутри палеозойской толщи в триасе; отмечается также тектоническое перекрытие триасом палеозойских отложений. Наиболее крупный надвиг находится на северных склонах Центральных гор, где мощная пластина протерозойских пород надвинута на отложения девона и карбона. Прослеженная длина надвига около 100 км, простирается от широтного до восток-северо-восточного. Линия надвига имеет извилистые очертания, ее пересекает и смещает ряд диагональных разломов. Плоскость надвига имеет неровную поверхность с впадинами, заполненными брекчией трения и тектонической глиной. Породы вблизи надвига местами катаклазированы, милонитизированы, в них наблюдаются мелкие складки волочения. Предполагается, что пластина надвига смещена здесь по отношению к северной автохтонной зоне на расстояние, превышающее 10 км [16, 18].

Надвиги меньшей протяженности со смещением на север, не превышающим первых километров, наблюдаются и на южных склонах Центральных гор, в бассейне р. Гусиная среди палеозойских пород. Многочисленные сорванные складки и надвиги меньшего масштаба отмечались в каменноугольных и триасовых слоях южнее м. Птичий Базар. Здесь плоскости надвигов и зеркала скольжения параллельны кливажу южного падения и в ряде случаев сопровождаются антиклиналями в висячих крыльях. Это говорит о генетической связи кливажа южного падения, складок и надвигов северной вергентности, характерных для всей южной зоны. По-видимому, все структуры южной части острова в основном являются результатом постпозднетриасового тектогенеза, образуя единый надвиговой пояс широтного простираения.

Помимо структур сжатия в Центральных горах и в других частях острова наблюдается ряд разломов северо-западного простираения с ярко выраженным правосторонним смещением на расстояние до первых километров. Эти разломы расположены диагонально надвиговой зоне, смещают надвиги и поверхности предтриасового несогласия.

Врангелевско-Геральдская гряда по данным сейсмических исследований сложена тем же комплексом пород, что и о. Врангеля (по МПВ средняя скорость составляет 6,1 км/с). Мыс Лисберн также имеет сходный комплекс пород и там также наблюдаются структуры сжатия северного направления. Исходя из этого, можно предполагать, что надвиговой пояс, изученный

гичная горст-антиклиналь наблюдается на водоразделе Кувета и Кывэквына, где она прорвана гранитами Куэквуньского массива. В палеозойских породах поднятия и в сланцевой пермо-триасовой толще, слагающей его крылья, располагаются многочисленные, обычно пластовые интрузии габбродиабазов. Для них характерны пологие линейные складки шириной 0,5—2 км, согласные основному простиранию структуры, осложненные местами микроскладчатостью и гофрировкой. Маломощные пластовые тела габбродиабазов деформированы одинаково с вмещающими породами, причем в них нередко наблюдаются будинажные структуры. Более мощные залежи габбродиабазов в общих чертах повторяют изгибы вмещающих слоев, во вмещающих породах обычны участки дисгармоничной складчатости. Крылья поднятия рассечены сериями ступенчатых сбросов, плоскости которых согласны основному простиранию поднятия. По сбросам наблюдается погружение линейных блоков палеозойских пород. Северо-западное окончание структуры осложнено сбросами северо-восточного простирания, по ним блоки последовательно погружаются на северо-запад. По геофизическим данным в осевой части поднятия располагаются значительные массы гранитоидов невскрытого массива.

Экиатапский синклинорий занимает основную часть площади Чаун-Иультинской зоны. Общая его длина около 250, ширина в западной части 30, в центральной части до 100 км. Строение синклинория сложное, в западной части его простирание северо-западное, в центральной оно меняется на широтное и на востоке — на северо-восточное. Такой разворот структур повторяет форму юго-восточного окончания Чаун-Иультинской антиклинальной зоны, находящегося за пределами района. Основная часть синклинория сложена породами верхней перми, нижнего и среднего триаса; верхний триас слагает ядра наиболее крупных синклиналей. Крупными структурами синклинория являются Эттылянская, Вочватапская, Этакуньская и Смежнинская антиклинали, Куветская, Средне-Куэквуньская, Кемуэмская синклинали.

Эттылянская и Вочватапская антиклинали расположены соответственно на левом и правом берегах р. Кывэквын, имеют северо-западное простирание, длину 50 и 70 км. Это односторонние горст-антиклинальные структуры, у которых юго-западные крылья ограничены Пэкульнейской и Вочватапской зонами разломов. Складки осложнены многочисленными согласными сбросами. Антиклинали сложены породами верхней перми, нижнего и среднего триаса, в Вочватапской широко развиты пластовые тела и штоки габбродиабазов. Преобладающее падение пород на крыльях структур 15—30°, но часто резко меняется в приразломных зонах. Восточнее, на междуречье Эквиватап—Койвэльвэгыргын—Выскып наблюдается ряд антиклиналей близширотного и северо-восточного простирания с небольшой высотой и пологим (15—20°) залеганием пород на крыльях. Такие складки в плане изометричные или слабоудлиненные. Наиболее крупные структуры такого типа — Этакуньская и Смежнинская брахиформные антиклинали, первая из которых расположена в районе м. Шмидта, вторая — на правом берегу р. Койвэльвэгыргын. Обе структуры в плане имеют овальную форму и размеры 15×10 км, вытянуты в широтном направлении, в сводовой части сложены иультинской свитой, на крыльях — амгуэмской. Падение пород на крыльях от 10 до 25°, редко более. Антиклинали осложнены пологими брахиформными складками и малоамплитудными северо-западными сбросами. В купольной части Этакуньской антиклинали широко развиты пластовые тела габброидов, Смеж-

нинская антиклиналь прорвана гранитоидами тауреранского и иультинского комплексов.

Средне-Куэквуньская синклиналь разделяет Куэквуньский горст-антиклинорий и Вочватапскую антиклиналь. Длина ее около 60, ширина до 15 км. Шарнир складки погружается на северо-запад, где ее окончание скрыто покровами эффузивов. Юго-восточное центриклинальное замыкание наблюдается на левобережье р. Эквиватап. Мульда синклинали сложена породами верхнего триаса. Углы падения крыльев 25—30°, местами последние осложнены северо-западными сбросами. Куветская синклиналь сложена верхнетриасовыми породами, смятыми в линейные, наклонные к осевой линии, складки шириной от первых сот метров до 2—3 км. Серия согласных ступенчатых сбросов, осложняющих крылья структуры, придает ей облик грабен-синклинали. Кемуэмская синклиналь, в отличие от предыдущих, имеет восток-северо-восточное простирание и более пологая. Наклон крыльев здесь от 10 до 25°, в широкой мульде на большом протяжении породы залегают практически горизонтально. Длина складки около 40 км при ширине от 8 до 15 км.

Паляваамская синклинальная зона является крупнейшей структурой Центральной Чукотки. Ее общая длина превышает 500 км. В площадь листа входит небольшая ее часть на юго-западе. Зона характеризуется нулевыми и слабоотрицательными магнитными полями. Для зоны характерно ступенчатое погружение фундамента к юго-западу до глубины 7—10 км, что кроме геофизических данных подтверждается резким увеличением мощности триасовых отложений в юго-западной части территории. Паляваамская зона сложена преимущественно верхним триасом, причем в отличие от Чаун-Иультинской, здесь существенный объем занимает норий. Амгуэмская свита обнажена в сводах антиклиналей, а выходы верхнепермских—нижнетриасовых пород имеются лишь на небольших участках краевой части зоны. Общее направление складчатых дислокаций северо-западное до широтного. Складчатость здесь преимущественно линейная, напряженность ее заметно возрастает к центральной части зоны. Структурами второго порядка являются Тауреранская и Гытолькуульская антиклинали, Намномкываамская синклиналь.

Тауреранская антиклиналь расположена на правом берегу р. Эквиватап, длина ее 40, ширина 15 км, общее простирание близко к широтному. Сводовая часть складки сложена иультинской свитой, крылья — амгуэмской. Шарнир погружается в западном направлении. Северное крыло более пологое (30—40°), чем южное (50—60°). Последнее осложнено мелкими согласными складками. На большой площади структура прорвана гранитоидами. Гытолькуульская горст-антиклиналь расположена на левобережье р. Пегтымель. На территории листа находится юго-восточная ее часть длиной 20 км. В ядре антиклинали обнажается амгуэмская свита, смятая в мелкие линейные складки. Крылья структуры сложены верхним триасом, на юго-западном, более пологом, развита мелкая изоклиная складчатость, складки волочения, плейчатость. С северо-востока и юго-запада структура ограничена крупными разломами, по которым триас граничит с меловыми вулканитами. Намномкываамская синклиналь разделяет Куэквуньский горст-антиклинорий и Тауреранскую антиклиналь, длина ее около 70, ширина 25 км. Ось складки ориентирована в северо-западном направлении и прослеживается по выходам норийских пород, крылья сложены карнием, северо-восточное крыло синклинали пологое (20°), юго-западное более крутое (30—40°), в центральной части структуры

туры. Амплитуда смещения по отдельным нарушениям достигает 500—600 м. С разрывами этих зон связаны серии даек и пластовые интрузии сложного состава. Такие же тела развиты и вдоль системы диагональных и поперечных разломов между Лево-Куветской и Право-Пегтымельской зонами.

Олептынская зона имеет общую длину 100 км, в пределах листа находится ее юго-восточная часть длиной 65, шириной от 6 до 10 км. Разломы Олептынской зоны ограничивают с юго-запада Гытолькуульскую антиклиналь. В наиболее расширенной северо-западной части зона представлена серией многочисленных параллельных или кулисообразных вертикальных или крутопадающих сбросов, а местами взбросов длиной 10—20 км с амплитудами перемещения от нескольких десятков до 1000 м. Движение по этим нарушениям происходило многократно и в разных направлениях. К разрывам приурочены многочисленные субвулканические тела, зоны брекчирования и сульфидизации, в отдельных случаях достигающих ширины нескольких сот метров. С Олептынской зоной связаны многочисленные поперечные и диагональные нарушения, ограничивающие грабены и горсты с амплитудами смещения в первые сотни метров, в которых сохранились юрские позднегеосинклинальные отложения.

Все описанные разломы и их зоны северо-западного простирания возникли в конце палеозоя в связи с заложением геосинклинальной зоны и являются наиболее древними разрывными структурами.

Разрывные нарушения северо-восточного направления крутопадающие, рвут и смещают все геологические образования и разломы северо-западного направления. Длина их от первых до 30—35 км; они выражены зонами дробления, милонитизации, к ним иногда приурочены дайки кислого и среднего состава, кварцевые жилы. По своему характеру разломы северо-восточного простирания иногда являются сбросо-сдвигами с горизонтальными смещениями по ним до 1—1,5 км. Вертикальные смещения по северо-восточным разломам не превышают первых сот метров. Местами эти разломы группируются в зоны с нечеткими границами. К таким зонам относится Рывеевская, к которой приурочена долина р. Рывеев в среднем течении. Длина зоны 25—30, ширина около 10 км. По разломам сбросового типа здесь происходит погружение северо-западного блока с амплитудой смещения, не превышающей 200 м. Аэромагнитной съемкой выявлен ряд разрывов северо-восточного простирания, контролирующих внедрение раннемеловых гранитоидов Метегынского и северо-восточных апофиз Тауреранского массивов. Одна из этих зон — Метегынская, по поверхности выражается серией круто падающих на северо-запад сбросов, участками повышенной трещиноватости, дайками гранодиорит-порфиров, лампрофиров северо-восточного простирания. Амплитуда вертикального смещения по зоне линейных блоков 150—200 м. Длина зоны превышает 50 км. Экиатапская зона разломов определяется по положительным магнитным аномалиям напряженностью до 150 нТл, на поверхности выражена слабо. Длина зоны около 60 км. Разломы северо-восточного простирания распространены во всех выделенных мегаструктурах, время их образования близко к внедрению раннемеловых гранитоидов тауреранского комплекса.

В Чаунской вулканической зоне, кроме унаследованных северо-западных нарушений, развиты более молодые линейные и дуговые разломы, связанные с формированием вулканоструктур, особенно типичные для Пегтымельской и Рывеевской. Это разломы в основном сбросо-сдвигового характера — по ним происходит смещение разломов северо-западного простирания, со-

гласных складчатым структурам мезозой. По-видимому, к этому же возрасту относятся разломы меридионального, северо-восточного и широтного простираний, встречающиеся за пределами вулканических полей и рассекающие гранитоиды тауреранского комплекса. Они не образуют протяженных зон, сопровождаются участками брекчирования, кварцевыми жилами, дайками риолитов; смещения по этим разломам — первые десятки, сотни метров. Эта группа нарушений связана также с формированием вулканоструктур и образовалась, по-видимому, в позднемеловое время.

Многие разломы тектонических зон подновлены. Они прослеживаются в рельефе в виде четко выраженных прямолинейных уступов. С этими нарушениями часто связаны перехваты и резкие изгибы речных долин. На ряде участков Кувет-Иультинского шва по плоскостям разломов наблюдаются свежие зеркала скольжения, свидетельствующие о недавних и современных подвижках, что также отражается на степени расчленения рельефа смежных блоков с различными амплитудами поднятия.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белый В. Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М., Наука, 1977. 171 с.
2. Воеводин В. Н., Сухов К. С. Тектоника, магматизм и некоторые вопросы металлогении мезозойской Восточной Чукотки. — Сов. геология, 1976, № 4, с. 42—54.
3. Геология СССР, т. XXVI. Острова Советской Арктики. М., Недра, 1970.
4. Геология СССР, т. XXX. Северо-Восток СССР. М., Недра, 1970.
5. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых, т. 9. Моря Советской Арктики. Л., Недра, 1984.
6. Иванов О. Н. Стратиграфия острова Врангеля. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1973, № 5. 87 с.
7. Каменева Г. И. Средний и верхний палеозой центральной части о. Врангеля. — В кн.: Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1974.
8. Каменева Г. И. К вопросу о тектоническом положении острова Врангеля и его структурных связях с Аляской в палеозое. — В кн.: Тектоника Арктики. Л., НИИГА, 1977, с. 122.
9. Ким Б. И. Кайнозойская история развития Восточно-Арктического шельфа. Основные проблемы геологии о. Врангеля. — В кн.: Структура и развитие Северного Ледовитого океана. Л., 1986.
10. Козлов В. Д. и др. Средне-крупномасштабное картирование гранитоидов Иультинского района Центральной Чукотки и прогнозирование оловянно-вольфрамового оруденения. — В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Северо-Востока СССР. Магадан, СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. 123 с.
11. Косыко М. К. Основные проблемы геологии о. Врангеля. — В кн.: Структура и развитие Северного Ледовитого океана. Л., 1986.
12. Милов А. П. Позднемезозойские гранитоидные формации Центральной Чукотки. М., Наука, 1975.
13. Половова Т. Н. Фораминиферы морских плиоценовых отложений Северо-Востока СССР. — В кн.: Континентальный палеоген и неоген Северо-Востока СССР. АН СССР ДВ СВКНИИ, Магадан, 1988. 20 с.
14. Пуминов А. П. Неотектоника, палеогеография и процессы россыпеобразования на севере Чукотки в кайнозое. — В кн.: Новейшая тектоника и палеогеография Советской Арктики. Л., НИИГА, 1972, с. 58—67.
15. Rogozov Ю. Г. Девонские отложения пролива Лонга (Центральная Чукотка). — Уч. зап. НИИГА, рег. геол., вып. 13, 1968.
16. Тектоника Восточно-Арктического шельфа СССР. Л., Недра, 1974, с. 87—126 (Авторы: Виноградов В. А., Гапоненко Г. И., Русаков И. М. и др.).
17. Сухопольский О. В. Гидрогеологическое районирование территории Магаданской области. Колыма, 1988, № 5, с. 11—13.
18. Тильман С. М., Бялобжеский А. Д. и др. Геологическое строение острова Врангеля. Тр. СВКНИИ, вып. 11, Магадан, 1964.
19. Умитбаев Р. Б. Охотско-Чаунская металлогеническая провинция. М., Наука, 1986.
20. Фирсов Л. В. Калий-аргоновые датировки пород о. Врангеля. — Геология и геофизика, 1966, с. 11—22.

ВВЕДЕНИЕ

Лист включает часть Чукотской мезозойской складчатой области на участке сочленения ее с Чаунской вулканической зоной Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП). Территория сложена метаморфическими породами верхнего протерозоя, терригенно-осадочными породами силура, девона, карбона, перми, триаса, юры, вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами мела и рыхлыми отложениями различного генезиса палеогенового и четвертичного возрастов. Из интрузивных образований на листе выделены протерозойские (?) интрузии габбро, гранитов-сиенитов, триасовые интрузии базитов, ранне- и позднемеловые интрузии гранитоидов тауреранского и иультинского комплексов, субвулканические тела и дайки разного состава.

Подробные сведения по геологическому строению листа изложены в первой части объяснительной записки. При составлении карты полезных ископаемых и объяснительной записки к ней использованы материалы геологосъемочных и поисковых работ масштабов 1 : 200 000 и 1 : 25 000, в ряде случаев 1 : 10 000, данные геологоразведочных работ, а также тематических исследований. Сведения о полезных ископаемых приводятся по состоянию на 1 января 1989 г.

На территории известны месторождения коренного и россыпного золота, олова, вольфрама, ртути, известняков, кирпичных глин, песков и гравия, пресных вод, многочисленные проявления и пункты минерализации титана, меди, никеля, кобальта, свинца, цинка, олова, мышьяка, молибдена, вольфрама, бериллия, ртути, сурьмы, висмута, золота, серебра, угля, флюорита, гипса, строительных материалов, поделочных камней (горного хрусталя, агатов, халцедонов), а также источников минеральных вод.

ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Уголь каменный. Известно одно углепроявление Рассвет (VI-1-14), расположенное на левобережье р. Пегтымель у озер Светлых. Оно приурочено к юго-восточной окраине позднегеосинклинальной впадины, в пределах которой на смежной территории выявлены мелкие промышленные месторождения Дальнее, Северное, Южное. Уголь образует линзы мощностью 0,2—1,5 м и несколько пропластков мощностью 0,01—0,5 м в наклонно залегающей (до 30°) угленосной пачке ольховской свиты нижнего мела.

По качеству уголь относится к клареновым и дюреновым, черный, хрупкий, с высокой степенью углекислотности и содержит (%) влаги — 1,44—4,38, золы — 3,08—9,03, летучих — 16,38—30,95, серы — 0,71. Теплотворная способность 7234—7837 ккал/кг. По качеству уголь может использоваться как местное топливно-энергетическое сырье, но в связи с малыми параметрами промышленного значения углепроявление не имеет [11].

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Титан. Известны россыпные проявления, связанные с участками максимальной концентрации триасовых базитовых интрузий в бассейне рек Вочватап и Якичун. Содержание ильменита в коренных источниках составляет 3—5, в единичных случаях 20 %. Шлиховой ореол известен западнее м. Шмидта (площадь 550 км²). Наиболее значительные концентрации ильменита (6—26 кг/м³) установлены в современных морских отложениях на юго-восточном берегу лагуны Эрокинманкын и аллювии рек Вывытгыр, Якичун, Оленья. В прибрежной полосе лагуны Эрокинманкын возможно выявление промышленной россыпи морского генезиса [14].

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Медь. Пункты минерализации меди [19] приурочены к базитовым интрузиям или их ближайшим экзоконтактам. Оруденение относится к медноколчеданному и кварц-сульфидному (жильному) генетическим типам. Пункты минерализации преимущественно представлены сульфидсодержащими кварцевыми жилами и залежами вкрапленных сульфидных руд, как правило, в лежачем боку межпластовых тел габбро. Мощность жил до 1, длина до 200 м. Размер залежей до 1×15×45 м. Рудные минералы халькопирит, пирит, галенит, сфалерит, висмутин, арсенопирит, редко золото. Содержание меди в жилах до 7, в залежах — до 1 %, сопутствующих — золота до 0,6 г/т, свинца и цинка до 0,3, мышьяка до 1 и висмута до 0,5 %, серебра до 60 г/т. Наиболее значительный ореол рассеяния по потокам установлен в бассейне руч. Суровый, притоке р. Эмувеем площадью до 25 км². Максимальное содержание меди 0,1, сопутствующих ванадия, цинка и никеля до 0,05 %. В пределах ореола среди габбро выявлена кварцевая жила мощностью 0,15 м с вкрапленностью халькопирита. Содержание меди 0,5—1 % [24]. Промышленного значения проявления меди не имеют.

Свинец. Имеется 26 пунктов минерализации свинца. Большинство из них принадлежит полиметаллической формации и сосредоточено в карбонатных породах палеозоя (о. Врангеля), габброидах (бассейн р. Вывыткар), гранитоидах (бассейн р. Рыкнатийнен), представлено кварцевыми и кварц-карбонатными жилами, зонами карбонатизированных и хлоритизированных пород с сульфидной минерализацией. Мощность жил 0,1—2,4, длина 10—100 м, мощность зон 1—50 м, длина — первые сотни метров. Рудная минерализация представлена сульфидами свинца, цинка, меди,

железа, мышьяка. Содержание свинца 0,5—1, редко 5—7 %. Все пункты минерализации практического значения не имеют.

Цинк. Проявления цинка [12] установлены преимущественно в верховьях р. Эквиватап в экзоконтакте Тауреранского массива [49]. Они представлены зонами окварцованных, сульфидизированных и брекчированных пород, реже сульфидсодержащими кварцевыми и кварц-карбонатными жилами в разнообразных по составу вмещающих породах. Мощность зон 1—10 м, длина — первые сотни метров, мощность жил до 1, длина до 100 м. Рудная минерализация представлена сульфидами цинка, свинца, меди, мышьяка, железа. Содержание цинка 0,5—3, мышьяка 1, меди до 0,5, свинца до 0,4 %, золота до 0,2, серебра 20—100 г/т, иногда олова до 0,1, кадмия до 0,03, висмута до 0,01 %. Практического значения пункты минерализации не имеют.

Никель. На листе известен один пункт минерализации и один ореол рассеяния никеля. Пункт минерализации (V-2-2) приурочен к зоне трещиноватости северо-западного направления в песчаниках нижнего карбона. В зоне встречаются линзовидные тела кварц-карбонатных брекчий мощностью до 1 м. Содержания никеля в брекчиях 0,6 %. Практического значения проявление не имеет [52]. Геохимическая аномалия по потокам рассеяния (VI-5-5) выделена в бассейне ручьев Бедный и Скудный и занимает площадь 21 км². Содержание никеля в аномальных потоках рассеяния 0,01—0,08 %, в 6 пробах 0,1—1 %. Сопутствующими элементами являются серебро (до 0,003 %) и свинец (до 0,01 %).

Кобальт установлен в одном рудопроявлении и одном пункте минерализации (VI-3-25). Оба объекта кобальтовой минерализации приурочены к Кувет-Иультинскому структурному шву и обнаруживают связь с умереннокислыми гранитоидами тауреранского комплекса. Они относятся к гидротермальному мышьяково-кобальтовому типу. Рудопроявление (V-1-23) расположено на правом берегу р. Кувет, представлено шестью зонами дробления, окварцевания и сульфидизации северо-западного направления длиной до 1 км, мощностью до 5 м в осадочных породах иультинской свиты, прорванных силлом габбро-диабазов. Наиболее богатое оруденение приурочено к участкам пересечения зон с подошвенной частью пластового тела. Содержание кобальта 0,007—1, мышьяка до 1 %, золота до 0,05 г/т, висмута до 0,05 %. Проявление обнаружено в пределах геохимической аномалии кобальта интенсивностью до 0,01 % (по потокам рассеяния). По геологическим предпосылкам здесь возможен еще ряд аналогичных объектов.

Молибден. Проявления молибдена связаны в основном с кварцевыми жилами и дайками пегматитов, приуроченными к экзо- и эндоконтактам гранитных массивов ранне- и позднемелового возраста. Известно 11 пунктов минерализации, которые относятся к молибденит-кварцевой и пегматитовой формациям. Как сопутствующий элемент молибден установлен в ряде оловянно-вольфрамовых и вольфрамовых месторождений и проявлений. Большинство пунктов минерализации представлено молибденсодержащими кварцевыми жилами, пегматитовыми дайками, зонами грейзенов и грейзенизированных гранитов в пространственной связи с Иультинским массивом. Мощность жил и даек 0,2—2, длина до 100 м. Содержание молибдена

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованные работы

1. Аркавий В. П. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Чукотская, лист R-60-XXXV, XXXVI. Объяснительная записка. Магадан, 1981.
2. Белый В. Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М., Наука, 1977. 171 с.
3. Бордюгов Е. Г. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Чукотская, лист Q-60-V, VI. Объяснительная записка. М., 1983.
4. Воеводин В. Н., Сухов К. С. Тектоника, магматизм и некоторые вопросы металлогении мезозойской Восточной Чукотки. — Сов. геология, 1976, № 4, с. 42—54.
5. Городинский М. Е. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000, лист R-60, 1 (мыс Шмидта). Объяснительная записка. М., Недра, 1964.
6. Желтовский В. Г. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Анюйско-Чаунская, лист R-60-XXVII, XXVIII. Магадан, 1980.
7. Иванов О. Н. Стратиграфия острова Врангеля. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1973, № 5. 87 с.
8. Каменева Г. И. Средний и верхний палеозой центральной части о. Врангеля. — В кн.: Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1974.
9. Каменева Г. И. К вопросу о тектоническом положении острова и его структурных связях с Аляской в палеозое. — В кн.: Тектоника Арктики. Л., НИИГА, 1977. 122 с.
10. Козлов В. Д. и др. Средне-крупномасштабное картирование гранитоидов Иультинского района Центральной Чукотки и прогнозирование оловянно-вольфрамового оруденения. — В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Северо-Востока СССР. Магадан, СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. 123 с.
11. Копытин В. И. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Анюйско-Чаунская, лист R-60-XXXIII, XXXIV. Объяснительная записка. Магадан, 1977.
12. Милов А. П. Позднемезозойские гранитоидные формации Центральной Чукотки. М., Наука, 1975.
13. Половова Т. Н. Фораминиферы морских плиоценовых отложений Северо-Востока СССР. — В кн.: Континентальный палеоген и неоген Северо-Востока СССР. АН СССР ДВ СВКНИИ, Магадан, 1988. 29 с.
14. Полз В. П. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Чукотская, лист R-60-XXIX, XXIII, XXIV. Объяснительная записка. Магадан, 1980.
15. Пуминов А. П. Неотектоника, палеогеография и процессы россыпеобразования на севере Чукотки в кайнозое. — В кн.: Новейшая тектоника и палеогеография Советской Арктики. Л., НИИГА, 1972, с. 58—67.
16. Пьянков А. Я. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Анюйско-Чаунская, R-60-XXI, XXII. Объяснительная записка. Магадан, 1981.
17. Rogozov Ю. Г. Девонские отложения пролива Лонга (Центральная Чукотка). — Уч. зап. НИИГА, рег. геол., вып. 13, 1968.
18. Тектоника Восточно-Арктического шельфа СССР. Л., Недра, 1974, с. 87—127 (Авторы: В. А. Виноградов, Г. И. Гапоненко, И. М. Русаков и др.).
19. Сухопольский О. В. Гидрогеологическое районирование территории Магаданской области. Колыма, 1988, № 5, с. 11—12.
20. Тильман С. М., Бялбжеский А. Д. и др. Геологическое строение острова Врангеля. Тр. СВКНИИ, вып. 11, Магадан, 1964.
21. Фирсов Л. В. Калий-аргоновые датировки пород о. Врангеля. — Геология и геофизика, 1966, с. 11—22.
22. Авдюничев В. В. Геоморфологическое строение и история развития рельефа о. Врангеля. Л., НПО «Севморгеология», 1987.
23. Агеев К. С. Материалы к геологии о. Врангеля (внеплановый отчет по опытно-методическим исследованиям за 1971—1972 гг.). НПО «Севморгеология», Л., 1979.
24. Аркавий В. П. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Чукотская, лист R-I-XXV, XXVI, XXXI, XXXII. Эгвекино, ВЧГРЭ, 1972.
25. Ахмадиев Ю. Х. Отчет Куэкувуньской геофизической партии за 1962 г. Магадан, Севостгеология, 1963.
26. Благодатский С. В. и др. Отчет о геологическом доизучении масштаба 1 : 50 000 в бассейне р. Ращельховгача в 1976—1977 г. Магадан, Севостгеология, 1979.
27. Бойко С. П. и др. Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 в бассейне среднего течения р. Кувет. Магадан, Севостгеология, 1986.
28. Бражаев В. И., Леоненко Г. Н. Отчет о гравиметрической съемке масштаба 1 : 200 000, проведенной в юго-восточной части Чаунской складчатой зоны в 1974 г. Магадан, Севостгеология, 1976.
29. Бражаев В. И., Леоненко Г. Н. Отчет о гравиметрической съемке в пределах северо-восточной части Чаунской складчатой зоны в 1975 г. Магадан, Севостгеология, 1976.
30. Ганелин В. Г. и др. Верхний палеозой острова Врангеля. Л., ВСЕГЕИ, 1989.
31. Городинский М. Е. Отчет о работе Яканской маршрутно-геологической партии масштаба 1 : 50 000 за 1953 г. Магадан, Севостгеология, 1954.
32. Дюба Е. Ф. Отчет по поисково-геоморфологическим работам в бассейнах рек Нельпунейвеем и Вешкап масштаба 1 : 25 000 за 1975—1978 г. Магадан, Севостгеология, 1981.
33. Журавлев Н. В. Краткая объяснительная записка к подсчету запасов россыпного олова и триоксида вольфрама россыпей руч. Седого, Лазурного, Медвежьего, Вершинного, Смежного по состоянию на 1.1.1987 г. Магадан, Севостгеология, 1987.
34. Журавлев Н. В. Отчет о поисково-оценочных работах на нижних горизонтах Тенкергинского оловянно-вольфрамового месторождения в 1985—1987 г. Магадан, Севостгеология, 1987.
35. Куск В. В. и др. Отчет Лево-Куветского геологосъемочного отряда о работах масштаба 1 : 50 000 за 1977—1979 г. Магадан, Севостгеология, 1980.
36. Куск В. В., Березовикова Н. М. Объяснительная записка к карте полезных ископаемых масштаба 1 : 200 000 территории деятельности Шмидтовской геологоразведочной экспедиции. Магадан, Севостгеология, 1980.
37. Кухтин В. И. и др. Отчет Куэкувуньской аэромагнитной партии масштаба 1 : 50 000 за 1964 г. Магадан, Севостгеология, 1963.
38. Кыштымов А. И., Крутоус В. И. Отчет по теме № 953. Изучение опорных разрезов плиоцен-четвертичных отложений восточной и западной Чукотки. Магадан, Севостгеология, 1980.
39. Ланин А. Ф., Соколов Ю. А. Отчет о поисках и разведке россыпей золота в бассейне р. Койвэльвэгыргын в 1982—1984 г. Магадан, Севостгеология, 1985.
40. Лахман Н. Д., Кутынская О. К. Отчет о поисках и разведке россыпей золота в пределах Иультинского золотоносного района. Магадан, Севостгеология, 1987.
41. Лепешов М. И., Наталенко Н. А. Отчет о предварительной разведке на участке Снежном Северного оловянно-вольфрамового месторождения. Магадан, Севостгеология, 1985.
42. Матешко А. И. и др. Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 в бассейне р. Экиатап в 1980—1984 г. Магадан, Севостгеология, 1984.
43. Орадовская М. М. Изучение структуры основания Иннуитской и Новосибирско-Чукотской складчатых систем. Отчет по теме № 1099. Магадан, Севостгеология, 1988.
44. Переладов В. Т., Ваганов П. Н. Отчет о проведении детальных поисков месторождений олова и вольфрама в пределах Северного рудного узла в 1983—1986 г. Магадан, Севостгеология, 1986.
45. Петренко Е. Е. Отчет о геологической съемке масштаба 1 : 50 000 с общими поисками в пределах Северного рудного узла на площади листа R-1-136-в. Магадан, Севостгеология, 1987.
46. Пиотровский А. К. и др. Отчет о результатах геологической съемки масштаба 1 : 50 000 и поисков в бассейне верхнего течения р. Рывеем за 1976—1978 г. Магадан, Севостгеология, 1988.
47. Садыков А. Р., Раков В. А. Объяснительная записка по теме № 936. Анализ состояния изученности россыпной золото-оловоносности прибрежной части шельфа Северо-Востока СССР, задачи и дальнейшее направление работ. Магадан, Севостгеология, 1978.