

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ  
Дочернее Государственное Унитарное Предприятие  
Центрально-Арктическая Геологоразведочная Экспедиция  
(ВСЕГЕИ)

Государственная геологическая карта  
Российской Федерации масштаба 1:200 000

Серия Таймырская  
Лист Т-47-XXXIV, XXXV, XXXVI (р. Ниж. Таймыра)

О б ъ я с н и т е л ь н а я   з а п и с к а

Составили: Г.В. Шнейдер  
М.Ф. Верещагин  
В.Я. Кабаньков  
Редактор: П.Г. Падерин  
Эксперты НРС: Н.С. Малич  
Е.В. Туганова  
В.Д. Тарноградский

Санкт-Петербург 2000

## Оглавление

	стр
Введение.....	3
Геологическая изученность.....	6
Стратиграфия.....	16
Интрузивный магматизм.....	56
Тектоника .....	76
История геологического развития.....	87
Геоморфология.....	94
Полезные ископаемые.....	104
Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района.....	110
Гидрогеология.....	113
Эколого-геологическая обстановка.....	115
Заключение.....	117
Список литературы.....	119
Приложения.....	126

## ВВЕДЕНИЕ

Рассматриваемая территория одного строенного листа Таймырской серии Т-47-XXX1V, XXXV, XXXV1 расположена в северной части Таймырского полуострова и ограничена координатами  $76^{\circ}00' - 76^{\circ}40'$  с.ш. и  $99^{\circ}00' - 102^{\circ}00'$  в.д. По административному делению эта территория входит в состав Диксонского района Таймырского (Долгано-Ненецкого) автономного округа Красноярского края и имеет площадь  $5891 \text{ км}^2$ .

В соответствии с существующим геоморфологическим районированием, рассматриваемая территория принадлежит к району приморских равнин. Рельеф ее полого-волнистый выровненный; абсолютные отметки здесь обычно 40-60 м, редко достигают 90-150 м. Моделирование рельефа связано с эрозионной деятельностью многочисленных водотоков и термокарста, определяющей формирование оврагов, ложбин стока, западин, котловин оседания. К верховьям мелких водотоков приурочены байджарахи высотой 1-1,5 м. Береговая линия залива Толля образует пологую дугу, осложненную мелкими лагунами в устьевых частях ручьев и речек. Берега здесь почти на всем протяжении обрывистые, высотой 5-25 м; сложены они рыхлыми отложениями. И только в устье бухты Гафнер-Фьорд, вдающейся в сушу на расстояние до 30 км, наблюдаются скалистые обрывы. Побережье Таймырской губы более изрезанное, на западном берегу вытянутые полуострова (Пурнемцова, Равича) чередуются с глубокими бухтами. Восточный берег губы спрямленный, возвышенные мысы, сложенные рыхлыми осадками, здесь сменяются низменными заболоченными пространствами дельт крупных рек и ручьев.

Характер гидросети территории определяется особенностями климата и наличием мощной (до 500 м) толщи многолетних мерзлых пород, залегающей близко к поверхности и благоприятствующей поверхностному стоку. Главная роль (на 65 - 70%) в питании водотоков принадлежит атмосферным осадкам. Наиболее крупными реками в районе являются Нижняя Таймыра с ее правым притоком - р.Фомина, и левым притоком - р.Малиновского. По характеру водного режима

они относятся к Восточно-Сибирскому типу, характеризующемуся высоким весенним половодьем, небольшим летне-осенним паводком и низкой зимней меженью. В отдельные годы, например, в 1993г., во время холодного лета, когда сохранился значительный зимний снеговой запас, интенсивные летне-осенние дожди вызвали бурное таяние снега и, как следствие, - паводок, не уступающий весеннему. Реки вскрываются в конце июня - начале июля, ледостав на них наступает в первой половине сентября. Толщина льда на крупных реках достигает 1,5 - 2,5 м; мелкие реки промерзают полностью. Река Нижняя Таймыра, представляющая часть сложной озерно-речной системы и берущая начало в озере Таймыр, на рассматриваемой территории впадает в Карское море, образуя мелководный (1,5-3 м) эстуарий, изобилующий островами и отмелями. В низовьях и в Таймырской губе долина реки имеет сглаженные и задернованные склоны, берега ее обычно сложены рыхлыми отложениями, скальные выходы пород редки. Ширина русла здесь достигает 800 - 1500 м, скорость течения 2-3 км/час; а в узком тальвеге - 4-5 км/час. Глубина реки 10-15 м, на перекатах - 3,5-5 м. Река Фомина течет в широтном направлении. Она имеет широкую, до 3-5 км, корытообразную заболоченную долину с многочисленными озерами, затопляемыми во время половодья. Слабо врезанное илистое русло, шириной до 15-20 м, плавно меандрирует. Скорость течения реки 2-3 км/час при глубине русла 1,5-3 м. На северо-востоке территории расположены приустьевые части рр. Кельха и Ленинградская. Первая из них имеет корытообразную долину с широким (500 м) руслом, в летнее время разбивающимся на множество рукавов. В 20 км от устья река течет в каньоне длиной около 1 км с высотой берегов до 30 м. Глубина здесь более 10 м. Река Ленинградская в пределах рассматриваемой территории представлена только своим эстуарием, именуемым бухтой Гафнер-Фьорд. Она мелководна, подвержена приливно-отливному воздействию моря, ограничена скальной грядой с узкой, 150-200 - метровой каньонообразной протокой (пролив Горло). При приливах - отливах, достигающих здесь 0,2-0,3 м, а ближе к кутовой части - 3 м, в протоке создается мощное (до 10 км/час) течение. В бухте течение равно 1-2 км/час, а в извилистом фарватере оно достигает 5-6 км/час. Глубина бухты до 3 м, в горле она равна 10 м.

Рассматриваемая территория изобилует озерами. Наиболее широко распространены термокарстовый тип озер, характеризующийся малыми размерами и круглой формой. Изредка встречаются крупные озера, также занимающие термокарстовые котловины, но в большинстве случаев заполняющие только часть их дна. Остальная площадь таких котловин занята полигонально-валиковыми болотами, поросшими злаково-моховой растительностью. Глубина большинства озер не превышает 3 м. Глубокие озера (до 10 и более метров) встречаются редко, очертания их обычно неправильные. Мелководные озера замерзают в середине - конце сентября и вскрываются в конце июня - начале июля, глубоководные - замерзают в первой половине октября, а вскрываются в июле. В холодные годы лед остается на озерах все лето. Толщина льда достигает 2 м и более. Ледовая обстановка на морской акватории по продолжительности не очень отличается от озерной. Ледовый припай достигает 2-2,5 м, не разрушается он в течение 7-8 месяцев. Навигационный период начинается в августе и заканчивается в начале октября.

Рассматриваемая территория относится к сибирскому климатическому типу Арктики. Для него характерна континентальность с большой годовой амплитудой колебания температуры воздуха и преобладание зимой антициклонического состояния атмосферы. Зима продолжительная (9-9,5 месяцев), а лето короткое. Среднегодовая температура - 14-17° С, среднемесячная температура зимы -23-25° С (абсолютный минимум в феврале достигает -50° С), лета - 0 - -2° С (абсолютный максимум в июле до + 28° С). Летом преобладают северо-восточные и восточные ветры, зимой - юго-западные. Среднегодовое количество осадков 200 мм. Летом на морском побережье часты туманы, которые распространяются вглубь территории до основных водоразделов. Снег ложится в конце сентября - начале октября, сходит в конце июня. Средняя мощность снегового покрова 60-70 см, в долинах - до 3-5 м. Растительность носит ярко выраженный арктический характер, в ее составе преобладают арктоальпийские и арктические элементы. Основная масса растительности - низшие растения: мхи и лишайники. В заболоченных районах широко распространены представители травянистых, среди которых господствуют злаковые, осоки. В долинах рек, в зонах затишья, встречаются цветковые рас-

тения. Из древесных форм растительности в долинах рек встречается два вида ив - полярная и арктическая, а также карликовая березка. Животный мир района беден. Из копытных встречаются северные олени, мигрирующие весной из лесной зоны и уходящие назад в середине - конце сентября. Из хищных животных известны волки, песцы, горностаи. На побережье моря иногда встречаются белые медведи, а в его водах - несколько видов ластоногих. Грызуны представлены, главным образом, леммингами; изредка встречаются зайцы-беляки. Весной, с мая, начинается массовый прилет птиц: гусей, уток, куликов. Большую ценность представляет рыба, среди которой наибольшее внимание заслуживают лососевые и сиговые. Из морских рыб весьма характерна сайка - основной корм ластоногих и многих видов чаек. Район совершенно не населен. Ближайшие населенные пункты - это аэропорт и метеостанция на мысе Челюскина (290 км) и в пос. Усть-Тарей (420 км), расположенном на р. Тарей. Доставка грузов и людей в район работ возможна авиатранспортом из пос. Диксон или Хатанга; а в летнее время - с помощью морских судов. Внутрирайонная транспортировка возможна только на гусеничном транспорте, а по р. Нижняя Таймыра - на катерах. Проходимость в пределах всего района плохая (обводненные заболоченные тундры), дешифрируемость геологических подразделений средней степени сложности (для неоген-четвертичных отложений) и сложная для протерозойских пород и магматических образований.

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Первые сведения о геологии рассматриваемой территории были получены А.Ф. Миддендорфом в процессе его маршрутных работ по р. Нижняя Таймыра в 1843 г. [26] и А.Э. Норденшельдом во время плавания в 1879 г. в Таймырском заливе. Часть собранных ими коллекций была обработана К. Хрущевым и А.Е. Тернабом. Более обширные данные о геологии этого района были опубликованы О.О. Баклундом, обработавшим коллекцию Э.В. Толля, собранную им в 1900-1901 гг. во время вынужденной зимовки на одном из островов архипелага Норденшельда

[2]. По данным личных дневников Э.В. Толля, О.О. Баклунду удалось установить, что им обследована значительная территория, на которой выделено два типа гранитоидов, а метаморфизм пород, по его мнению, связан с контактовым воздействием этих гранитоидов. В 1929 г. Н.Н. Урванцев прошел маршрутом по р. Нижняя Таймыра до мыса Сланцевый, расположенного в южной части Таймырской губы [39]. В низовьях реки им описаны кристаллические сланцы, кварциты, гнейсы и интрузии гранитоидов. Перечисленный комплекс пород он датировал докембрием. Этим автором была дана первая тектоническая схема Таймыра, в которой намечены четыре зоны разновозрастных, в различной степени дислоцированных образований, имеющих форму дуг, обращенных на юг и свидетельствующих, по мнению Н.Н. Урванцева, о крупномасштабных надвигах во время герцинского тектогенеза. Летом 1937 г. М.Г. Равич обследовал берега Таймырской губы, от м. Остен-Сакен до о. Фомина. Здесь им была описана толща разнообразных кристаллических сланцев и гнейсов, прорванная мелкими интрузиями гранитоидов. Собранный М.Г. Равичем каменный коллекция была утрачена, и только в 1946 г. ему снова удалось посетить правобережье нижнего течения р. Нижняя Таймыра и некоторые смежные районы. В результате этих работ впервые было отмечено широкое развитие вулканитов основного и кислого состава в докембрии Таймыра [34]. В 1942 г. Ф.Г. Марков спустился по р. Нижняя Таймыра до ее устья. В нижнем течении этой реки он описал толщу метаморфических сланцев, датировав ее условно ранним кембрием, а выше по р. Нижняя Таймыра - карбонатные породы, которые включил в состав кембрия и силура. Последовательная смена возрастных комплексов, по его мнению, не подтверждала вывод Н.Н. Урванцева о широком проявлении крупномасштабных надвигов [24].

Систематические геологические исследования территории начались в 1946 г. в связи с широким развитием работ в Арктике после организации Главного Управления Северного Московского пути. В течение 1946-1951 гг. сотрудниками НИИГА и Арктикразведка здесь проводилась геологическая съемка масштаба 1:1000 000. В 1947 г. Е.А. Величко провел геологическую съемку м-ба 1:200 000 на побережье Таймырского залива и западном берегу Таймырской губы, где им

закартирован однообразный комплекс сланцев, в верхней части которого встречаются прослои доломитов и порфиритов. Исходя из сходства этих пород с отложениями, распространенными на смежной к западу территории, отнесенные им в предыдущие годы к протерозою, он датировал этот комплекс также протерозоем [45]. М.Г. Равич и Н.П. Кленовицкий в 1947 г. исследовали территорию между Таймырской губой и Гафнер-Фьордом, где ими было отмечено широкое развитие четвертичных отложений с отдельными выходами докембрийских метаморфических пород и гранитных интрузий. С.М. Чихачев в этом же году провел маршрутные исследования по побережью от м. Каюра до южной оконечности Гафнер-Фьорда, а А.В. Щербаков прошел 80 км вверх по вновь открытой им крупной реке, названной Ленинградской [41]. Изучение территории к северу от Гафнер-Фьорда проводил В.А. Вакар. Некоторые итоги проведенных в течение 1946-1951 гг. работ, а также своих наблюдений как в пределах рассматриваемого нами района, так и особенно по Восточному Таймыру, были подведены М.Г. Равичем [34, 35, 36]. Особое внимание было уделено докембрийским отложениям, их стратиграфическому расчленению и особенностям метаморфизма. М.Г. Равичем впервые была разработана стратиграфическая схема докембрия Таймыра, принятая на Межведомственном стратиграфическом совещании в 1955 г. Она и легла в основу легенды для миллионных листов Государственной Геологической карты СССР (Таймырская серия), составленных Ф.Г. Марковым, М.Г. Равичем, Ю.Е. Погребницким и др. [9, 10, 25]. В соответствии с этой схемой, древнейший комплекс пород Таймыра датировался ранне-позднепротерозойским возрастом. При этом нижнепротерозойские образования подразделены на верхнекарскую и фаддеевскую свиты, а верхнепротерозойские - на прончищевскую, октябрьскую, ждановскую и лаптевскую свиты. Несколько позже М.Г. Равич и Ю.Е. Погребницкий [37] пересмотрели возрастную датировку данного комплекса и, исходя из сравнения с аналогичными образованиями некоторых районов Сибири, нижний комплекс они условно отнесли к архею, а верхний - к нижнему протерозою, включив в него ленинскую и чукчинскую серии, хутудинскую и мининскую свиты. К верхнему протерозою были отнесены становская и колосовская свиты. Комплекс гнейсов и

кристаллических сланцев, прорванных двумя типами гранитоидов, составляют фундамент. На нем, по мнению Ф.Г. Маркова и М.Г. Равича, были заложены каледонская и герцинская подвижные зоны, последовательно мигрировавшие на юг и наращивавшие Карскую платформу. Эта точка зрения в дальнейшем развивалась во многих работах некоторых исследователей Таймыра [6]. К иной точке зрения пришел Ю.Е. Погребницкий [32], обобщивший материалы многочисленных тематических и геологосъемочных работ в пределах Таймыро-Североземельской складчатой области, проведенных в период 1952 - 1970 гг. По его мнению, структура этой области представляет собой активизированную часть Северо-Азиатского кратона, в развитии которого в докаледонское время существенная роль принадлежала поперечной зональности, что и определило фациальные переходы и различия в типе разрезов докембрия. Этот вывод о характере структуры и истории ее развития были положены в основу большинства последующих геологических построений.

Начиная с 50х годов, на Таймыре проводились геофизические работы. Аэромагнитная съемка м-ба 1:1 000 000 северной части Таймыра была выполнена сотрудниками НИИГА под руководством Д.В. Левина и С.М. Крюкова. По результатам этих работ было установлено, что рассматриваемая территория характеризуется существенно положительными значениями поля, аномалии имеют линейно-субширотное направление. В 1959-1961 гг. М.И. Залипухиным была выполнена аэромагнитная съемка масштаба 1:200 000 северной части Таймыра, от побережья моря Лаптевых до р. Енисей [46]. В 1968-1970 гг. Северная и Полярная партии Красноярского геологического управления провели гравиметрическую съемку Северного Таймыра м-ба 1:1000 000 [61]. Несколько позже Э.П. Линдом была проведена более детальная обработка геофизических данных, на основании чего построены геофизические разрезы, вычислена глубина кровли аномалиеобразующих объектов. С 1967 по 1980 гг. проводились региональные аэромагнитные и гравиметрические исследования Карского моря Полярной геофизической экспедицией НИИГА. В диссертации Е.Н. Зацепина [47] сведены все материалы по югу Карского моря, в том числе и морских сейсмических работ МОВ, выпол-

ненных КМАГЭ НПО «Севморгеология». Им подтвержден вывод Ю.Е. Погребницкого и др. о присутствии на северо-западе Нижнетаймырского региона Карского массива древней консолидации, перекрытого маломощным чехлом рифейских отложений.

С 1972 по 1979 гг. в пределах Северного Таймыра проводилось аэрофотогеологическое картирование (АФГК) масштаба 1:200000 Таймырской опытно-производственной партией ПГО "Красноярскгеология". В результате этих работ была уточнена стратиграфическая схема позднедокембрийских отложений, в частности, выше колосовской свиты было выделено две терригенные толщи - посадочная и каньонская - и вулканогенные образования светлинской свиты, а также пересмотрен возраст колосовской свиты, датированной поздним рифеем. Название "становская свита" ими было упразднено, а взамен предложено новое - краснореченская свита [43]. Итогом проведенного цикла работ стало составление и издание Геологической карты Горного Таймыра в м-бе 1:500000 и объяснительной записки к ней [3]. Начиная с 1975 г., во ВНИИОкеангеология ставится несколько крупных тем для оценки перспектив Таймыра на россыпное и коренное золото. В числе первых следует отметить работы, выполненные под руководством Н.К. Шануренко, касающиеся перспектив золотоносности "черных сланцев" докембрия и нижнего палеозоя [62, 63, 64]. В 1985 - 1989 гг. ПГО "Аэрогеология" проводило космофотогеологическое картирование Таймыра в масштабе 1:500 000. В результате этих работ составлена карта структурно-вещественных комплексов на основе стратиграфической схемы, созданной В.В. Беззубцевым, Р.Ш. Залялеевым и А.Б. Саковичем [3]. История геологического развития Таймыра рассматривается авторами с позиций теории тектоники плит. Эта же идея развивалась А.П. Зоненшайном, М.И. Кузьминым и Л.М. Натаповым. По их мнению, вся северная часть Таймыра (площадь развития флишоидных образований) представляет собой крупный блок, причлененный в докембрийское время к Азиатскому матерiku [19, 20].

В 1982 – 1986 гг. в рассматриваемом районе на площади листов Т-47-XXXI-XXXVI, S-47-I-VI была проведена групповая геологическая съемка масштаба

1:200000, в которой принял участие большой коллектив геологов Центрально-Арктической ГРЭ и ВНИИ Океангеология. На всем этапе работами руководил начальник партии В.В. Богомолов. Методическое руководство осуществлялось главными геологами партии Г.И. Зубковым (1982 г.), В.Ф. Ржевским (1983-86 г.г.), А.Ф. Хапилиным (с мая 1986 г. – ответственный исполнитель отчета). Полевые геологосъемочные работы в разные годы проводили геологи А.Ф. Хапилин, Ю.Г. Рогозов, Э.Б. Лунин, В.Ф. Проскурнин, С.Б. Киреев, В.Г. Федоров, В.П. Слесаренко, М.Ф. Верещагин, А.В. Гаврилов, В.Н. Седов, Н.В. Киреева, старший техник Г.А. Кальной, сотрудники ВНИИОкеангеология Р.Ф. Соболевская и Ю.И. Захаров. В результате съемки была составлена сводная геологическая карта территории, совмещенная с картой полезных ископаемых, и комплект сопутствующих карт, составлен геологический отчет, ставший основой для составления характеризованного листа [59]. В данной работе существенно уточнена схема стратиграфии протерозойских и палеозойских отложений, выделены новые магматические комплексы, собран богатейший материал по полезным ископаемым района

В течение 1986-1989 гг. ЦАГРЭ проводила региональные геолого-геофизические работы в юго-восточной части Карского моря, охватившие обширную территорию, включающую и характеризуемый район [60]. Работы возглавляли начальник партии В.В. Богомолов и главный геолог А.Ф. Хапилин (с февраля 1990 г. – начальник партии и ответственный исполнитель отчета). Геологические, опробовательские и буровые работы осуществляли геологи В.В. Чешуин, Г.А. Кальной, В.Н. Головин, С.В. Кулаков, В.Ф. Проскурнин, С.Н. Блохин, Г.Н. Оболонский, техники-геологи Э.Н. Пономарев, В.Н. Сухомлинов, Е.И. Какаулин, В.И. Дунаев. Специализированные исследования в разные полевые сезоны проводили сотрудники ВНИИОкеангеология А.В. Гавриш, С.А. Гулин, Ю.И. Захаров, А.Ф. Михайлов, М.А. Крутойрский. Весь цикл работ включал в себя аэромагнитную съемку акватории Карского моря (в том числе Таймырской губы и залива Толля) м-ба 1:200 000 (по договору с Полярной МГРЭ ПГО «Севморгеология»), непрерывное сейсмоакустическое профилирование (по договору с МАГЭ ПГО «Севморгеология»), донное опробование с плавсредств и со льда, картировочное буре-

ние на прибрежной суше и с припайного льда, специализированные геолого-геоморфологические исследования. Отчет по этим работам, составленный А.Ф. Хапилиным, В.Ф. Проскурниным и др. [60], содержит комплекс разнообразных карт, новые данные по стратиграфии мезо-кайнозойских отложений, базирующиеся на бурении скважин. В нем охарактеризованы также россыпемещающие и рудные формации, основные закономерности россыпной металлоносности, а также выделены перспективные участки для последующих работ. В 1989 г. Североземельской партией ЦАГРЭ была закончена трехлетняя работа, посвященная изучению закономерностей размещения комплексных мезо-кайнозойских россыпей. В этой работе, выполненной В.Н. Седовым, А.В. Гавриловым и др., впервые дана унифицированная стратиграфическая схема верхнемезозойских образований. В нижней-средней юре впервые выделена унгинская свита, а в верхней части юры и нижней части мела наряду с мухинской свитой морского генезиса выделен ее континентальный аналог – малиновская свита. Выше в меловых породах выделены шренковская и траутфеттерская свиты. На базе этой схемы, в совокупности с морфоструктурными исследованиями, намечены закономерности формирования рельефа и россыпей, охарактеризованы главные эпохи россыпеобразования [57]. В 1993 г. во ВНИИОкеангеология В.Г. Кузьмин, О.В. Суздальский и др. закончили тематическую разработку по оценке россыпной золотоносности шельфа Карского моря. В этой многоплановой работе, выполненной на базе всех имевшихся к тому времени данных, рассмотрены основные проблемы геологической истории Карского бассейна, обобщены сведения по коренной и россыпной золотоносности Таймырской и Североземельской провинций. В пределах первой выделено две главные эпохи россыпеобразования: мезозойская и кайнозойская, характеризующиеся полигенным типом россыпей. Определены основные геолого-промышленные типы россыпей и намечено несколько первоочередных участков для ГСШ-200. Авторами доказана необходимость применения специальных обогатительных аппаратов, улавливающих мелкое золото и повышающих достоверность оценки перспектив россыпей [51].

В период 1993-1999 г.г. проведена крупномасштабная обобщающая работа по составлению металлогенической карты Горного Таймыра масштаба 1:500 000. Работа осуществлялась по заказу Таймыргеолкома большим коллективом специалистов ВСЕГЕИ, ВНИИОкеангеология, ПГО «Красноярскгеология», ЦАГРЭ, Гипроникель под руководством ведущего научного сотрудника ВСЕГЕИ Н.С. Малича [57]. Произведено металлогеническое районирование Горного Таймыра на основе структурно вещественного анализа, выделены структурно-металлогенические зоны (СМЗ) различных классов, типов, семейств, родов и видов. В пределах СМЗ намечены металлогенические зоны (МЗ), рудные районы (РР) и рудные узлы (РУ), рассматриваемые по металлогеническим этапам от протерозоя до ныне. Составленная карта является базовой для специализированного изучения региона, прогнозирования новых и уточнения выделенных рудоносных площадей, а также планирования геолого-съёмочных и геолого-поисковых работ различного масштаба.

В заключение необходимо упомянуть еще одну работу, проведенную, главным образом, на смежной к востоку территории. Перед авторами стояла задача сбора дополнительных материалов и уточнения Легенды к листам Челюскинской и Нижнетаймырской групп Государственной геологической карты м-ба 1:200000. Необходимость такой работы определялась тем обстоятельством, что ко времени подготовки к изданию указанных листов так и не была разработана унифицированная стратиграфическая схема докембрийских отложений Таймыра. Как известно, на последнем Межведомственном совещании по стратиграфии Средней Сибири для этого региона была принята только рабочая схема. Однако, в процессе картирования территории указанных листов стало очевидно, что ни рабочая схема, ни принятая легенда для этого масштаба не могут служить основой для Челюскинской и Нижнетаймырской групп листов. Поэтому было принято решение сформировать редакционно-увязочный отряд из сотрудников ВНИИОкеангеология, ЦАГРЭ, ВСЕГЕИ, ПГО "Красноярскгеология" и КНИИГГиМСа, чтобы в процессе полевых работ попытаться выработать общее решение. Предполагалось, что главные работы будут проводиться на Восточном Таймыре. В 1989 г. в этом

отряде работали сотрудники ВНИИИОкеангеология и ЦАГРЭ А.В. Гаврилов, Ю.И. Захаров, В.Я. Кабаньков, Н.В. Киреева, В.Ф. Проскурнин, Р.Ф. Соболевская. В 1990 г., кроме названных исследователей, в полевых работах участвовали С.Б. Киреев (ЦАГРЭ), А.И. Забияка (КНИИГГиМС), В.И. Шкурский (ВСЕГЕИ). Руководил полевыми исследованиями В.Ф. Проскурнин. На заключительном этапе этой работы, уже в процессе обсуждения всех полученных материалов, принимал участие куратор по Таймыру Н.С. Малич (ВСЕГЕИ). В результате был принят компромиссный вариант стратиграфической схемы докембрия Таймыра и разработано «Дополнение к сводной легенде Таймырской серии листов...по Нижне-Таймырской и Челюскинской площадям», утвержденное НРС при ВСЕГЕИ 26 августа 1992 г. На его основе были подготовлены и приняты к изданию листы Челюскинской площади [54]. Позднее, в связи с введением в действие «Инструкции-95» для листов Госгеолкарты-200 нового поколения, в ГПП ЦАГРЭ (отв. исп. Г.В. Шнейдер, гл. ред. Н.С. Малич) составлена «Легенда Государственной геологической карты РФ масштаба 1:200 000 (новое поколение, серия Таймырская)», в которой учтены (с изменениями и дополнениями) данные всех предшествующих Легенд и «Дополнений», а также материалы геологических съемок масштаба 1:200 000, научно-исследовательских и тематических работ 70-х – 90-х годов. Данная «Легенда» утверждена на НРС при ВСЕГЕИ 26 февраля 1997 г.

Таким образом, представляемый лист Т-47-XXXIV-XXXV1 Нижнетаймырской площади составлен по материалам ГГС-200, проведенной в 1982-1986 гг. [59] и региональных геолого-геофизических работ 1986-1989 гг. на шельфе Карского моря [60] в соответствии с «Легендой», утвержденной в 1997 г., и «Инструкцией-95». Из геофизических материалов использованы результаты аэромагнитной съемки масштаба 1:200 000 на суше [46] и акватории [60], увязанные между собой, а также гравиметрической съемки масштаба 1:1 000 000 [61]. По согласованию с Главной редколлегией по геологическому картированию и главным редактором Таймырской серии листов Н.С. Маличем геологическая карта (ГК) совмещена с картой полезных ископаемых (КПИ). Эта карта составлена Г.В. Шнейдером и М.Ф. Верещагиным, нагрузка по полезным ископаемым - М.Ф. Вереща-

гиным. Карта четвертичных образований (КЧО) в ходе ГГС-200 не составлялась, поэтому она создана Г.В. Шнейдером камеральным путем на основе ГК, геоморфологической карты масштаба 1:200 000 и дополнительного дешифрирования аэрофотоматериалов. Им же выполнены геоморфологическая и эколого-геологическая схемы. В тексте объяснительной записки главы «Введение», «Геологическая изученность», «Геоморфология», «Эколого-геологическая обстановка», «Гидрогеология», «Заключение» написаны Г.В. Шнейдером, «Стратиграфия» - совместно В.Я. Кабаньковым и Г.В. Шнейдером, остальные главы и схемы выполнены М.Ф. Верещагиным. Схемы магнитного и гравитационного полей созданы В.Н. Уклеиным.

Аналитические исследования горных пород проведены в лаборатории ЦАГРЭ и в меньшей степени во ВНИИОкеангеология, ПГО «Новосибирскгеология», «Севзапгеология» и «Невскгеология». Петрографическое описание шлифов проведено В.Ф. Проскурниным и С.Б. Киреевым, аншлифов – М.Ф. Верещагиным. Шлихо-минералогический и полный литологический анализы сделаны в лаборатории ЦАГРЭ (О.И. Шклярник, В.И. Егорова). Механическое испытание песков и технический анализ бурых углей выполнены соответственно в Центральной лаборатории УПСМ и в ЦХЛ Норильского комбината.

Определение акритарх выполнено Л.Н. Ильченко, строматолитов - Н.П. Головановым, микрофитоцитов – В.Е. Мильштейн; органические остатки мезозоя и кайнозоя изучали: Р.М. Хитрова – споры и пыльцу нижнего мела; В.С. Зархидзе - моллюски; В.Я. Слободин, Н.И. Дружинина и Л.Н. Седова – фораминиферы; Н.В. Куприянова – остракоды. Определения абсолютного возраста радиоуглеродным методом сделаны Х.А. Арслановым (лаборатория геохронологии СпбГУ), а методом электронно-парамагнитно-резонансной спектроскопии (ЭПР) – А.Н. Молодковым (АН Эстонии).

Составление цифровых моделей геологических карт и их зарамочное оформление выполнено в Информационно-компьютерном отделе ЦАГРЭ под руководством Г.В. Брехова и О.П. Новиковой в программах ARC INFO и Corel Draw.

Научный редактор работы главный научный сотрудник ВСЕГЕИ д. г.-м. наук Н.С. Малич.

## СТРАТИГРАФИЯ

В соответствии с принятой схемой стратиграфического (геологического) районирования новой Легенды Государственной геологической карты Таймырской серии листов м-ба 1:200 000 (1997 г.) территория Таймыра разделяется на ряд стратиграфических (геологических) районов, соответствующих ранее выделенным структурно-фациальным зонам по отдельным системам (или группе систем). Для каждого из таких районов принята собственная схема стратиграфического расчленения. В пределах стратиграфических (геологических) районов выделяются более дробные единицы – стратиграфические (геологических) площади. В соответствии с этим районированием в протерозое рассматриваемая территория делится на три геологических района: Мининско-Большевицкий, Мамонтовско-Челюскинский и Шренк-Фаддеевский. В первом из них на протерозойском этапе (в рифее) формировались глинисто-терригенные осадки флишоидного типа (стерлеговская толща), во втором - вулканогенные образования основного и кислого состава (модинская толща), определенные по возрасту не точнее, чем протерозойские. В третьем из районов накапливались терригенные и карбонатные породы (становская толща и колосовская свита), датируемые поздним рифеем. Ниже приводится краткая характеристика стратиграфических подразделений по перечисленным районам.

### Мининско – Большевицкий геологический район

Северо-западная половина исследуемого листа, согласно принятому в Легенде Таймырской серии районированию, целиком входит в Мининско–Челюскинскую геологическую площадь. С юго востока она ограничена региональным тектоническим нарушением – Главным Таймырским надвигом.

## Мининско–Челюскинская геологическая площадь

## Рифей

Стерлеговская толща (R st) в ранге свиты была выделена А.И. Забиякой на мысе Стерлегова и в бухте Конечная на севере Центрального Таймыра [15]. Вследствие того, что стратотип ее точно не определен и непосредственные контакты с подстилающими и перекрывающими отложениями не наблюдались, в новой легенде 1997 года она была понижена в ранге до толщи. Следует отметить также, что ранее в регионе этим же автором выше стерлеговской выделялась конечнинская свита, которая при создании Легенды Таймырской серии нового поколения вообще упразднена как невалидная, а слагающие ее породы включены в состав стерлеговской толщи.

В пределах рассматриваемой территории стерлеговская толща слагает полосу северо-восточного простирания, протягивающуюся от п-ова Пурнемцова на юго-западе района до устья бухты Гафнер-Фиорд на востоке. Единичные выходы толщи среди четвертичных образований зафиксированы на п-ве Оскара (мысы Шатер и Фомы, у озера Мелкого, на реках Ледовая и Северная), а также севернее Гафнер-Фьорда (р. Приморская). Кроме того, толща вскрывается на забое многих картировочных скважин к северо-западу от линии Главного Таймырского надвига. По этому надвигу стерлеговская толща пространственно отделена от модинской толщи Мамонтовско-Челюскинского геологического района. Нижняя граница толщи на площади листа не наблюдалась, однако на соседнем с запада листе, на п-ве Штурманов, отмечено ее согласное залегание на воскресенской толще. Нижняя граница толщи проводится по подошве пачки сероцветных кварцевых метапесчаников.

Стерлеговская толща сложена зеленовато-серыми, иногда темно-серыми метапесчаниками и метаалевролитами, образующими довольно мощные горизонты, в которых наблюдаются закономерно повторяющиеся по разрезу метааргиллиты. Роль последних вверх по разрезу растёт, и в верхней части толщи они образуют устойчивые, сравнительно мощные пачки. Весьма характерно присутствие мно-

гочисленных, хотя и не повсеместно распространенных, порфиробласт железистых карбонатов.

В связи с тем, что выходы толщи на характеризуемом листе единичны либо (как на п-ове Пурнемцова) высоко метаморфизованы, представление о строении толщи дается по материалам листа, примыкающего с запада. Непосредственный контакт стерлеговской и воскресенской толщ вскрыт там на северном берегу мыса Лагерный (п-ов Штурманов), где на черных углеродистых аргиллитах воскресенской толщи залегают (снизу вверх):

1. Метапесчаники мелкозернистые светло-серые со стяжениями (1-2 x 5-10 см) известковистых разностей этих же пород, бурыми на выветрелых поверхностях. 4,5 м

2. Метаалевролиты светло-серые с прослоями зеленовато-серых горизонтальнослоистых разностей. 1,2 м

3. Метапесчаники среднезернистые серые со слабым зеленоватым оттенком в основании пластов и темно-серые - вблизи кровли. 4,5 м

4. Метаалевролиты серые горизонтальнослоистые. 8 м

5. Метапесчаники крупно-среднезернистые серые массивные со стяжениями (1-2 x 3-5 см) известковистого материала. 1,3 м

6. Метаалевролиты серые горизонтальнослоистые, вблизи кровли волнистослоистые. 4,3 м

7. Метааргиллиты темно-серые до черных горизонтальнослоистые. 3 м

8. Метапесчаники мелкозернистые серые горизонтальнослоистые с известковистыми стяжениями бурого цвета на выветрелых поверхностях. 3,6 м

9. Метаалевролиты серые с прослоями (3-10 см) пологоволнистых разностей более темной окраски. 1,3 м

10. Метапесчаники серые, вблизи кровли темно-серые. 1,7 м

11. Метааргиллиты серые, вблизи кровли темно-серые. 3 м

12. Метапесчаники мелко-среднезернистые светло-серые и серые горизонтальнослоистые с линзовидными (1-2 x 5-10 см) известковистыми стяжениями, наблюдающимися преимущественно в нижней части пачки. 2,5 м

13. Метаалевролиты серые, ритмично переслаивающиеся с метааргиллитами темно-серого цвета. Мощность ритмов 0,2-0,4 м. Верхний, глинистый элемент, обычно составляет четверть или пятую часть ритма. 2,8 м
14. Метааргиллиты темно-серые горизонтальнослоистые. 4,1 м
15. Метаалевролиты серые массивные с тонкими (3-5 см) прослоями более темного материала. 0,8 м
16. Метааргиллиты серые и темно-серые горизонтальнослоистые. 2,2 м
17. Метаалевролиты серые, ритмично переслаивающиеся с темно-серыми метааргиллитами. Мощность ритмов 0,2-0,6 м. Глинистая часть ритмов составляет четвертую их часть. 4 м
18. Метааргиллиты светло-серые с линзовидными стяжениями известковистого материала. 0,8 м
19. Метаалевролиты светло-серые горизонтальнослоистые с маломощными (1-2 см) прослоями темно-серых разностей. 3,2 м
20. Метаалевролиты светло-серые массивные с линзовидными стяжениями известковистого материала. 1 м
21. Метаалевролиты светло-серые с более темными прослоями (0,1-0,4 м) метааргиллитов и известковистыми стяжениями размером 1-2 x 5 см. 5,8 м
22. Метаалевролиты песчанистые светло-серые с линзовидными известковистыми стяжениями. 1,2 м
23. Метаалевролиты светло-серые, ритмично переслаивающиеся с темно-серыми метааргиллитами. Мощность ритмов 0,1-0,4 м. 2 м
24. Метаалевролиты песчанистые серые с линзовидными стяжениями известковистого материала. 2,2 м

Суммарная мощность этого разреза около 70 м.

Фрагмент вышележащей части разреза вскрывается в береговых обрывах мыса Остен-Сакена, также на соседнем с запада листе. Здесь снизу вверх наблюдаются:

1. Метапесчаники серые мелко-среднезернистые массивные с прослоем (1,75 м) черных метааргиллитов. Мощность видимой части 11,5 м

2. Метааргиллиты черные с линзами серых мелкозернистых метапесчаников. 9,8 м
3. Метаалевролиты серые с порфиробластами железистых карбонатов. 5 м
4. Метааргиллиты черные листоватые с прослоями темно-серых метаалевролитов, содержащих порфиробласты железистых карбонатов. 2,8 м
5. Метапесчаники серые мелко-среднезернистые с порфиробластами железистых карбонатов и линзами (0,1-0,2 x 0,5 м ) черных метааргиллитов. 11 м
6. Метаалевролиты серые, к кровле зеленовато-серые, с железистыми карбонатами и прослоями черных листоватых метааргиллитов. 9,5 м
7. Метапесчаники мелкозернистые серые и темно-серые, ритмично переслаивающиеся с черными листоватыми метааргиллитами. Метапесчаники содержат линзовидные стяжения известковистого материала. 18,5 м
8. Метапесчаники средне-мелкозернистые серые, ритмично переслаивающиеся с черными листоватыми метааргиллитами. Мощность ритмов 0,2-0,6 м, причем оба элемента приблизительно одинаковы по мощности. 28 м
9. Метаалевролиты серые слабо песчанистые, тонко переслаивающиеся (через 0,1-5 см) с метааргиллитами. Встречается вкрапленность железистых карбонатов. 4,2 м
10. Метапесчаники мелко-среднезернистые серые, ритмично переслаивающиеся с черными тонколистоватыми метааргиллитами. Мощность ритмов 0,5-0,7 м. Первый элемент обычно несколько больше по мощности, чем второй, и содержит известковистые стяжения. 9,9 м
11. Метапесчаники мелко-среднезернистые серые толстоплитчатые с железистыми карбонатами, ритмично переслаивающиеся с листоватыми метааргиллитами. Мощность ритмов 0,6-1,2 м. Мощность первого элемента ритма 0,5-1 м, второго - 0,1-0,2 м. 29 м
12. Метапесчаники мелкозернистые светло-серые, переслаивающиеся с серыми метаалевролитами. Мощность метапесчаников вверх по разрезу уменьшается от 0,25 до 0,1 м, а метаалевролитов остается постоянной и не превышает 0,1-0,12 м. 1,7 м

13. Метаалевролиты зеленовато-серые, тонко переслаивающиеся (через 1-5 см) с черными метааргиллитами. Имеются многочисленные железистые карбонаты. 2,1 м

Стратиграфически выше на этом же участке обнажено еще около 167 м таких же пород, как и в только что приведенном разрезе. Таким образом, общая мощность вскрытых здесь отложений достигает 335-340 м.

Еще более высокая часть разреза стерлеговской толщи наблюдалась на соседнем листе, на северном берегу бухты Галечная в заливе Чернышева. Здесь в северо-западном крыле антиклинали, падающем под углом  $70^\circ$  на северо-запад, снизу вверх наблюдаются:

1. Метапесчаники слабо известковистые мелкозернистые серые с зеленоватым оттенком, с тонкими (0,2-0,3 м) прослоями черных листоватых метааргиллитов. 9 м

2. Метаалевролиты известковистые черные и темно-серые с линзами и маломощными прослоями мелкозернистых метапесчаников. 5,5 м

3. Метапесчаники средне-мелкозернистые зеленовато-серые с железистыми карбонатами и известковистыми стяжениями, бурыми с поверхности. 15,5 м

4. Метапесчаники среднезернистые зеленовато-серые с железистыми карбонатами, ритмично переслаивающиеся с метаалевролитами зеленого цвета. Мощность ритмов 1-1,5 м, причем первый элемент составляет 0,8-1,2 м. 28,5 м

5. Метапесчаники слабо известковистые зеленовато-серые, ритмично переслаивающиеся с зеленовато-серыми метааргиллитами. Мощность ритмов 0,3-0,7 м. Основная часть ритмов состоит из песчаного материала. Метапесчаники содержат мелкие известковистые линзы, окрашенные с поверхности в бурый цвет. 38 м

6. Метапесчаники мелко-среднезернистые зеленовато-серые, ритмично переслаивающиеся с метаалевролитами такого же цвета. Мощность ритмов 0,7-1 м. Мощность песчаного элемента меняется в пределах 0,5-0,7 м. 10,5 м

7. Метапесчаники слабо известковистые мелко-среднезернистые зеленовато-серые, ритмично переслаивающиеся с метаалевролитами. Мощность ритмов 0,9-1,4 м, при этом на первый элемент приходится 0,8-0,9 м. 8,5 м

8. Метааргиллиты темно-зеленые до черного цвета с маломощными (1-3 см) прослоями метаалевролитов. 6,2 м

9. Метаалевролиты среднезернистые зеленовато-серые. 3,5 м

10. Метааргиллиты черные тонко рассланцованные с маломощными (1-5 см) прослоями известковистых метаалевролитов. 8,5 м

Далее следует около 70 м таких же по составу и строению отложений. Суммарная мощность вскрытого разреза на этом участке равна 190 м.

Метапесчаники массивные или со слабо проявленной сланцеватостью; структура пород несет следы бластеза, чем и обусловлено субпараллельное расположение чешуйчатых и листоватых минералов цемента. Они представлены всеми фракционными группами, но преобладают мелко- и среднезернистые разновидности. Материал часто не сортирован, хотя для отдельных частей разреза, как и для отдельных ритмов, отмечается градационное распределение материала. Окатанность обломочного материала сравнительно низкая. Метапесчаники состоят на 50-80% из кварца, на 12-15% - из альбита, на 3-4% - из обломков пород. Последние представлены филлитами (иногда углеродистыми), метавулканитами с реликтовыми пилотакситовой, гиалопилитовой, фельзитовой структурами, реже встречаются обломки плагиогранитов, плагиоаплитов, микрокварцитов, микропегматитов. Аксессуары представлены турмалином, цирконом, апатитом, эпидотом и группой титанистых минералов, в том числе лейкоксеном, сфеном, ильменитом. Последние иногда составляют до 2% обломочной части пород. Для слабо метаморфизованных разновидностей пород характерно присутствие в различной степени лейкоксенизированных разновидностей титанистых минералов, образующих пойкилопорфиробласты до 3 см с неровными очертаниями, а в породах, затронутых процессами несколько более высокого метаморфизма, - ильменита. Породы сцементированы микрограно-лепидобластовым агрегатом чешуек хлорита, серицита в сростании с субизометричными зернами альбита и кварца размером 0,01-0,03 мм.

В этой массе "плавают" зерна обломочной части породы, свидетельствующие о базальном типе первичной цементации, нередко в серицит-хлорит-кварцевом венчике, составляющие зерна которого ориентированы перпендикулярно нормальной поверхности обломков.

Из вторичных минералов наиболее характерными являются карбонаты из группы железистых разностей, образующие пойкилопорфиробласты с ромбовидным, реже округло-изометричным сечением размером до 5-6 мм. По трещинам спайности этих зерен часто видны бурые потеки гидроокислов железа. Нередко они содержат пойкилитовые включения новообразованных серицита или биотита, что явно свидетельствует о позднем, после прогрессивно-регионального метаморфизма, образовании железистых карбонатов. На это же указывают и "цепочки" и "струи" порфиробластов, секущих первичную слоистость и границы между литологическими разностями. Довольно часто здесь же наблюдаются разрозненные кубические кристаллы пирита размером до 1-5 мм. Иногда они в оторочке толщиной 1-3 мм из кальцита или кварца. Метаалевролиты в общем имеют состав обломочной части и цемента, близкий метапесчаникам. Метааргиллиты обычно представляют собой породы со сланцеватой текстурой и лепидобластовой, изредка грано-лепидобластовой структурами. Сложены они агрегатом ориентированно погасающих частиц серицита и бледно-зеленого хлорита. Часто присутствует примесь, до 15-20%, мелких (0,01-0,03 мм) угловатых зерен кварца. Для этих пород характерны титанистые минералы, в том числе игольчатые кристаллы рутила, нередко образующие сноповидные агрегаты.

Глубоко метаморфизованные разности пород стерлеговской толщи широко развиты на левобережье Таймырской губы и в горле Гафнер-Фьорда. Наиболее полно они вскрыты на северо-восточном окончании п-ва Пурнемцова, на мысе, обращенном к о. Бэра. Такие породы, обычно представляющие собой серые и темно-серые сланцы, переслаивающиеся с гранат-биотитовыми плагиогнейсами, содержат многочисленные конкреции карбонатов зонального строения, центральная часть которых состоит из кальцита, а краевая зона - из амфибола. Унаследуются и первичный характер строения разреза, что выражается в ритмичном чередо-

вании тонкорассланцованных разностей, образованных за счет глинистых пород, и массивных плагиогнейсов, возникших по песчаникам.

Сланцы, образующие довольно маломощные пласты и характеризующиеся тонкоплитчатой отдельностью, имеют многокомпонентный состав. В них обычно преобладает кварц (до 50-60%) или серицит (до 80%); нередко они вместе составляют основу породы. Плагиоклаз (альбит-олигоклаз) редко достигает 30 - 40%. В некоторых разностях значительно преобладает (до 70-75%) биотит, обычно же он, как гранат, хлорит и роговая обманка, не превышает 10-15%. Титанистые минералы встречаются постоянно в виде лейстовидного ильменита и ксеноморфных зерен лейкоксена в количестве одного-двух процентов. Также постоянно встречаются турмалин, циркон, апатит. Первые два несомненно кластогенные. Для турмалина характерна короткостолбчатая форма и широко проявляющиеся процессы регенерации. Структура сланцев лепидобластовая, grano-лепидобластовая; характерны порфиновые вкрапленники граната, биотита или ильменита. При этом вкрапленники обычно имеют пойкилитовое строение.

Гнейсы выделяются своим массивным сложением, что определяется особенностями строения исходных пород, главным образом, песчаников полевошпатово-кварцевого состава. Сложены они в преобладающей части (до 65%) из ксеноморфных удлиненных кристаллов (до 0,3-0,4 мм) олигоклаз - андезина и содержат в переменном количестве гранат, роговую обманку, биотит, мусковит, эпидот, кварц. Гранат в виде идиоморфных пойкилопорфиробласт диаметром до 0,3-0,4 мм нередко зонального строения, роговая обманка в виде призматических пойкилопорфиробласт до 1,5 мм; биотит и мусковит - пластинчатые минералы, иногда также пойкилопорфиробластического типа размером до 4-5 мм. Эпидот и кварц образуют ксеноморфные мелкие зерна. Пойкилопорфиробласты ильменита нередко в центре замещены сфеном. Структура пород пойкилопорфиробластовая с линейно-granобластовой, grano-лепидобластовой структурами основной ткани.

Из рассматриваемых отложений на п-ве Штурманов выделен комплекс акридарх, среди которых Л.Н. Ильченко определены *Protospheridium densum* Tim., *P. cellularis* Ilt., *P. laccatum* Tim., *P. flexuosum* Tim., *P. pusillum* Tim., *P. cavernosum*

*Il.*, *Trachisphaeridium laminaritum* Tim., *T. patellure* Tim., *T. araneosum* Il., *Gloecar-somorpha faveolata* Il. В образцах, взятых юго-западнее характеризуемой площади (по ручью Зеленый), кроме перечисленных выше форм, определены *Tematospaeridium holtedahli* Tim., *Leiominuscula minuta* Naum., *Margominuscula tremata* Naum., *Kildinella hyperboreica* Tim., *K. sinica* Tim. Приведенный комплекс акри-тарх имеет широкий стратиграфический диапазон распространения и свидетельствует о рифейском, не точнее, возрасте вмещающих пород. Вопрос о более точном датировании толщи является проблемным и входит в круг задач последующих исследований.

Суммарная мощность стерлеговской толщи, с учетом данных по смежным территориям, составляет 1500 м.

#### Мамонтовско-Челюскинский геологический район

Данный район протягивается с юго-запада на северо-восток в средней части листа и примыкает к Мининско-Челюскинской геологической площади, будучи ограничен от нее Главным Таймырским надвигом. С юго востока этот район по Мамонтовско-Модинскому региональному разлому сопрягается с Шренк-Фаддеевским геологическим районом. В описываемом районе выделяется две геологические площади - Чукчинская и Челюскинская. На обеих из них в протерозое выделяется лишь одно стратиграфическое подразделение - модинская толща (PRmd).

#### Протерозой

Модинская толща (PRmd) выделена в процессе редакционно-увязочных работ 1989-1990 гг., направленных на составление дополнения к легенде Таймырской серии листов. Она введена взамен ранее выделяемой Ю.Е. Погребницким и М.Г. Равичем «толщи празинитов и песчаников», известных в бассейне низовий р. Нижняя Таймыра, и «прончищевской свиты» М.Г. Равича, отмечаемой на п-ове Челюскина и также образованной празинитами. В.В. Беззубцевым эти образования на Геологической карте Горного Таймыра [3] были отнесены к борзовской и лаптевской свитам позднего рифея. Исследования последних лет показали, что

образования, отнесенные к модинской толще, являются одними из наиболее древних в районе. Стратотипическим районом распространения толщи является участок левобережья ручья Мод, что впадает в одноименную бухту в 23,5 км юго-восточнее мыса Челюскина. Нижняя граница толщи нигде не вскрыта, и взаимоотношения ее с более древними образованиями неясны. Толща перекрывается с угловым несогласием (соотношения известны на п-ове Челюскина) кварцито-песчаниками серебрянской толщи [54].

На площади характеризуемого листа модинская толща распространена в юго-западной его части, на полуострове Равича, по берегам оз. Граур, на мысах Гранитном и Ваганова, в северо-восточном углу листа, как правило, в виде элювиальных развалов или отдельных коренных выходов. При ГГС-200 1982-86 гг. породы на этих участках были отнесены к нижней подсерии чукчинской серии, впоследствии упраздненной и не вошедшей в Легенду нового поколения. Взаимоотношения с подстилающими и перекрывающими породами не установлены, разрез по фрагментарным выходам составить невозможно. Толща состоит из сланцев, сланцев серицит-хлорит-цоизит-кварц-полевошпатовых (по плагиориолитам), иных сланцев с различным сочетанием перечисленных минералов, а также амфибола, биотита, эпидота, сфена.

Поскольку в пределах листа толща весьма плохо изучена, строение и характеристика ее дается по стратотипической местности [54]. В составе нижней части толщи преобладают апобазитовые кварц-альбит-цоизит-тремолит-актинолитовые, хлорит-амфибол-цоизитовые, альбит-эпидот-тремолитовые, цоизит-альбит-кварцевые сланцы («празиниты») с переменным содержанием кварца, альбита, цоизита, тремолита, актинолита, хлорита, амфибола, биотита, эпидота, сфена, а также метатUFFы, изредка metabазальты. Реликтовые структуры (порфировая, пилотакситовая, спилитовая, витро-лито-кристаллокластическая и другие) весьма редки. Основные разновидности пород могут быть реставрированы иногда лишь на основании текстурных признаков (миндалекаменность, массивность, пористость, кластовость). Изредка среди metabазитов отмечаются реликты осадочных пород (филлиты, эпидотизированные мраморизованные известняки, мраморы),

доля которых не превышает 8-10%. Химический состав пород нижней части толщи свидетельствует об их принадлежности к толеитовым мезобазальтам повышенной щелочности натрового типа, умеренно титанистым с пониженным содержанием кальция, как магниезальным, так и железистым, с феннеровским трендом дифференциации [54]. Геохимически основные вулканиты нижней части толщи являются не специализированными. Значения выше кларка имеют следующие элементы: Ba, Cr, Sn, Ti, V, Zn, Zr, Sc.

Верхняя часть толщи образована сланцами серицит-полевошпат-кварцевого и хлорит-цоизит-полевошпат-кварцевого состава по средним и кислым вулканитам, метакератофирам, а также парасланцами и кварцитовидными породами. В стратотипической местности в этой части разреза доминируют вулканиты эффузивных и отчасти субвулканических фаций (70-80%), в меньшей степени их туфы и игнимбриты. Редко отмечаются эффузивы среднего состава. В процессе зеленокаменного метаморфизма вулканиты преобразованы в сланцы с переменным содержанием альбита, кварца, мусковита, серицита, биотита, хлорита, эпидота, цоизита. Химический состав вулканитов верхней части толщи свидетельствует об их низкощелочном, реже субщелочном характере натрового и кали-натрового типа [54]. Вулканиты модинской толщи претерпели региональный метаморфизм в условиях зеленосланцевой фации.

Возраст толщи считается протерозойским на том основании, что она прорвана на мысе Гранитном (в дельте р. Нижняя Таймыра), а также и на п-ове Челюскина, на участке ручья Мод, плагиогранитами малиновского комплекса, датированными интервалом 0,9-1,4 млрд. лет [54]. Мощность толщи до 1800 м.

### Шренк-Фаддеевский геологический район

#### Шренковская геологическая площадь

Шренковская геологическая площадь занимает юго-восточную часть характеризуемой территории. Ее северо-западная граница проходит по прямой, соединяющей устье р. Фомина и низовья р. Меандр, и совпадает с крупным тектоническим нарушением (Мамонтовско-Модинским разломом). Поскольку данная пло-

щадь перекрыта мощным чехлом мезо-кайнозойских отложений, можно лишь предполагать (по данным с соседних листов) залегание здесь становской толщи и колосовской свиты верхнего рифея.

### Верхний рифей

Становская толща ( $R_{3st}$ ) в ранге свиты была выделена М.Н. Злобиным в 1956 г. и названа по р. Становая, что на Восточном Таймыре [48]. В процессе аэрофотогеологического картирования геологами ПГО "Красноярскгеология" [43] она была упразднена, но несколько позже, в результате редакционно-увязочных работ ВНИИОкеангеология и ЦАГРЭ, восстановлена, но только в ранге толщи. История этого вопроса рассмотрена в записке к геологической карте Челюскинской серии листов м-ба 1:200 000 [54] и в отчете по теме [50].

В пределах рассматриваемой территории становская толща предполагается под чехлом мезо-кайнозойских отложений и показана только на разрезе и в стратиграфической колонке. На смежной с востока территории, в районе г. Академика Смирнова, толща с угловым несогласием залегает на метаморфизованных вулканитах дорожнинской толщи либо терригенно-карбонатных породах ждановской толщи (лист находится в составлении). Нижняя граница толщи там проводится по подошве пачки кварцевых конгломератов. Толща образована чередующимися между собой пачками мелко-среднезернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов с единичными пропластками известняков. Породы имеют пеструю цветовую окраску: зеленую, сиреневую, вишнево-красную. Мощность пачек колеблется от первых метров до первых десятков метров.

Петрографический состав пород толщи очень однообразен. Обломочная часть их представлена преимущественно кварцем, причем его содержание колеблется от 40 до 95%, где остальная часть материала - это кислые плагиоклазы, обломки вулканитов. В некоторых случаях концентрация обломков фельзитов достигает 10-15%. Форма обломков полуокатанная, реже угловатая. В виде отдельных зерен присутствует циркон, турмалин, эпидот, апатит, глауконит, пластинки гидратированного мусковита и биотита. В некоторых шлифах видны тонкие полосы, обогащенные черными рудными и лейкоксеном, подчеркивающие слоистую

микротекстуру пород. Цемент (10-15% общего объема породы) порового типа, участками базальный, состав его кремнистый и кварцевый с примесью серицита. Кварцевый цемент регенерационного типа, часто маскирует обломочную структуру пород, и только тонкие каемки пылевидного рудного материала подчеркивают первичную полуокатанную, реже угловато-окатанную форму обломков. Изредка встречается кремнистый цемент крустификационного типа. Петрографически алевролиты отличаются от песчаников повышенным содержанием биотита и мусковита. Аргиллиты характеризуются переменным составом. В большинстве своем они состоят из зеленого хлорита в сростании с серицитом, на отдельных участках преобладает в различной степени раскристаллизованный кремнезем, иногда в большей своей части перешедший в мелкозернистый кварц. Структура аргиллитов лепидобластовая с элементами микрограно-нематобластовой. Обычно довольно высоко содержание титанистых минералов и гидроокислов железа, большей частью являющихся продуктами разложения биотита, реликты которого нередко наблюдаются в шлифах. Отдельные разности аргиллитов обогащены кальцитом, мелкие кристаллы которого вытянуты по слоистости.

Возраст становской толщи определяется с определенной долей условности как позднерифейский на основании ее положения в разрезе ниже колосовской свиты, с которой она образует единый крупный цикл осадконакопления. Общая мощность толщи, по данным на сопредельных территориях, составляет 900-1200 м.

Колосовская свита ( $R_3kl$ ) выделена М.Н. Злобиным в 1956 г. на Центральном Таймыре и названа по р. Колосова, правому притоку р. Нижняя Таймыра [48]. Стратотип свиты не был указан.

В пределах рассматриваемой территории свита предполагается под чехлом мезо-кайнозойских образований на тех же участках, что и становская толща, и показана только на геологическом разрезе и в стратиграфической колонке. Нижняя граница свиты наблюдалась к югу от характеризуемого листа и проводится по подошве пачки темно-серых, часто брекчированных, пелитоморфных известняков, кроющих пестроокрашенные аргиллиты становской толщи. Свита представ-

лена почти исключительно доломитами, отмечаются единичные пачки хемогенных, филогенных известняков. Для колосовской свиты характерны многочисленные строматолитовые постройки.

Петрографически доломиты очень однообразны. Это преимущественно слабо раскристаллизованные разности, сложенные плотно уложенными мелкими изометрически неправильными, редко ромбоэдрического облика зернами с четкими контурами. Среди этой основной массы нередко видны реликты первичной пелитоморфной структуры. Биогенные разности доломитов микрофитолитового типа состоят из желваков со скрытозернистой структурой, сцементированных неравномернозернистым карбонатом. Такая же, главным образом, скрытозернистая структура характерна для строматолитовых разностей.

Среди строматолитов Н.П. Головановым на сопредельных территориях определены *Baicalia* (?) cf. *schrenica* Gol., *B.* (?) cf. *trautfettrica* Gol., *B.* (?) *rara* Semikh., *Inseria* (?) cf. *tjomusi* Kryl., характерные преимущественно для позднерифейских отложений. Часто встречаются микрофитолиты, среди которых В.Е. Мильштейн определены *Osagia argilosa* Milst., *O. aff. torta* Milst., *Vesicularites flexuosus* Reitl., *V. elongatus* Zabr. *V. eniseicus* Milst. По заключению В.Е.Мильштейн, перечисленные формы свидетельствуют о среднепозднерифейском возрасте вмещающих отложений.

Возраст колосовской свиты принимается как позднерифейский. Общая ее мощность оценивается (по данным на смежной с юга территории) в 820-850 м.

## Мезозойская группа

Триасовая система, верхний отдел - юрская система, нижний отдел

### Коры химического выветривания

Коры химического выветривания по породам протерозоя вскрыты скважинами 16 и 19 (здесь и далее-номера скважин по каталогу) на локальных участках суши, а также в заливе Толля (скв. 3, 8, 17). Наиболее полный разрез коры выветривания по терригенным породам ленивенской серии вскрыт скважиной 3 в заливе Толля. Здесь в интервале глубин 100,4-142,6 м вскрываются глины каолинито-во-гидрослюдистые, плотные, вязкие, пластичные. В нижней половине интервала (мощность 25,6 м) цвет глин темно-зеленый, вблизи основания присутствуют гнезда и линзы охристо-бурого цвета, а также щебень, дресва кварца и метапесчаников. Кверху (16,6 м) глины становятся белесовато-серыми с зеленоватым оттенком и содержат единичные дресвяные обломки материнских пород. Выше коры выветривания залегают породы малиновской свиты. Мощность коры выветривания в скважине составляет 42,2 м.

Глины кор выветривания по породам стерлеговской толщи представляют собой полиминеральные смеси хлорита (10%), монтмориллонита (10%), гидрослюды (15%) и каолинита (65%). По данным силикатного анализа, в глинах преобладают окиси алюминия, железа, титана, магния, натрия, калия, содержание кремнезема варьирует в пределах 50-70% [59].

Возраст кор выветривания определен на основании перекрытия их отложениями кунарской свиты раннеюрского возраста. Мощность кор выветривания колеблется от 1 до 42 м.

### Юрская система

#### Нижний отдел

Кунарская свита ( $J_1 kn$ ) выделена Г.В. Шнейдером на п-ве Челюскина [53]. На территории листа свита не наблюдалась, но она вскрыта на соседнем с запада листе в скважине 18607К (залив Толля, 7 км западнее границы площади). Поэтому предполагается, что свита имеет место в северо-западной части листа, поэтому показана на разрезе. В скв. 18607К в интервале глубин 141-164,8 м на коре выветривания по метапесчаникам протерозоя снизу вверх залегают:

1. Галечники с валунами, чередующиеся с гравийниками и кварцевыми песками. Переслаивание грубое, мощность слоев колеблется от 0,2 до 1 м. Размер обломков сверху убывает, их окатанность меняется от резко угловатой до шаровидной. 11,8 м

2. Алевриты глинистые плотные, темно-серые с коричневым оттенком. В кровле отмечен прослой (0,2 м) бурого угля. 4,4 м

3. Гравийники с мелкими гальками различной окатанности. Обломки связаны плотной белесовато-светло-серой песчанистой каолиновой глиной. 7,6 м

Общая мощность разреза 23,8 м.

В галечниках кварц составляет до 90% обломков, отмечаются также халцедоны, сердолики, опалы; до 10% приходится на черные кремнистые породы и на обломки угля. Пески и алевриты по составу полимиктовые, полевошпатово-кварцевые или слюдисто-кварцевые. Тяжелая фракция состоит в основном из аутигенных минералов: марказита, лимонита, сидерита (до 65%). В меньшей степени присутствуют ставролит (17%), ильменит (13%), гранат (5%). Акцессорными минералами являются лейкоксен, сфен, монацит, касситерит.

Породы кунарской свиты на Северном Таймыре и о. Большевик рассматриваются как аллювиальные образования древней речной сети, заложенной в небольших изометричных либо линейно вытянутых впадинах палеорельефа, реже – как аллювиально-морские отложения. Нередко породы кунарской свиты содержат промышленные россыпи золота [54].

Возраст кунарской свиты определен как раннеюрский на основании сходства с аналогичными образованиями п-ва Челюскина и о. Большевик, в которых выявлен комплекс спор и пыльцы, характерный для плинсбахского и тоарского ярусов нижней юры [57]. Мощность свиты составляет 24 м.

#### Нижний-средний отделы

Унгинская свита ( $J_{1-2}$  *un*) выделена В.Н Седовым и А.В. Гавриловым на п-ве Челюскина на участке р.Унга [57]. На прилегающих площадях она залегает на ко-

ре выветривания поздне триасового-раннеюрского возраста либо на породах кунарской свиты. На изучаемой территории верхняя часть свиты наблюдалась в скважине 13 на п-ве Оскара. В разрезе свиты преобладают плотно сцементированные песчаники, в меньшей степени присутствуют пески и алевроиты, включающие прослой бурого угля.

Наиболее полный разрез свиты наблюдается в скважине 18607К в 7 км западнее рамки площади. Здесь в интервале глубин 118,4-141 м выше пород кунарской свиты залегают:

1. Алевроиты глинистые темно-серые с бурым оттенком, плотные, ритмично чередующиеся со слоями (до 0,5 м) грубозернистых кварцевых песков с гравием.

10,8 м

2. Песчаники мелко-среднезернистые с глинисто-известковистым цементом белесовато-серые, плотные. По всему слою отмечаются пропластки и линзы бурого угля мощностью от 1 см до 20 см.

11,8 м

Общая мощность свиты в скважине 18607К составляет 22,6 м. В скважине 13 неполная мощность свиты равна 10,3 м.

Породы унгинской свиты по характеру строения разреза и текстурным особенностям можно рассматривать как русловые, пойменные и старичные фации речной сети либо образования озерных бассейнов [57].

В свите из скв. К-1 (в бассейне р.Шренк, юго-западнее данной площади) выявлен комплекс спор и пыльцы, позволяющий, по заключению Л.Б. Лодкиной, установить возраст вмещающих отложений как ранне-среднеюрский. Комплекс сходен с таковым из пород унгинской свиты о. Большевик и п-ва Челюскина [57]. Мощность унгинской свиты на характеризуемом листе достигает 23 м.

Юрская система, верхний отдел - меловая система, нижний отдел

Малиновская свита ( $J_3-K_1 ml$ ) впервые выделена В.Н. Седовым и А.В. Гавриловым [57] по керну скв. 176 в нижнем течении р.Малиновского (на соседнем с

юго-запада листе). Свита вскрыта скважинами близ устья р.Фомина (скв.27), на п-ове Оскара (скв. 13, 14), в низовьях р. Широкая (скв. 15), на акватории зал. Толля (скв. 3). Малиновская свита с размывом залегает на породах верхнего рифея и реже (со стратиграфическим несогласием) - на унгинской свите. Она сложена алевритами, глинами, песками и реже гравийниками. Отмечаются маломощные прослой бурых углей.

В стратотипическом разрезе по скв. 176 на р.Малиновского в интервале глубин 35,4-52,9 м выше песков унгинской свиты залегают:

1. Глины темно-серые с примесью углистого материала черного цвета, с включением конкреций пирита диаметром до 1,5 см, редких обломков кварца и углефицированных растительных остатков. По всему слою отмечаются прослой песков слюдисто-кварцевых среднезернистых мощностью 5-10 см. 1,8 м

2. Алевриты мелкие темно-коричневого цвета, с прослоями (0,05-0,4 м) алевритов крупных светло-серых, глин черного цвета и песков среднезернистых. 3,2 м

3. Пески слюдисто-кварцевые среднезернистые светло-серые с примесью мелкого гравия и галек кварца. 0,2 м

4. Алевриты мелкие темно-серые с примесью углефицированных растительных остатков. 1,1 м

5. Глины, схожие с таковыми в слое 1, содержащие включения обломков угля размером до 2 см в поперечнике. 1,1 м

6. Алевриты глинистые крупные светло-серые с редким гравием кварца. 0,8 м

7. Алевриты мелкие темно-серые с примесью гравия кварца. 0,8 м

8. Глины темно-серые с примесью углистого материала черного цвета и конкреций пирита почковидной формы. В слое отмечаются пропластки толщиной от 0,05 до 0,2 см алевритов крупных и песков кварцевых слюдистых среднезернистых. 8,5 м

Общая мощность свиты в приведенном разрезе составляет 17,5 м.

Разрезы в скважинах на площади описываемого листа сходны со стратотипическим. Отличием является присутствие в верхней части свиты пластов мелко-

среднезернистых кварцевых песков либо плотных кварцевых песчаников с включением угольной крошки и органического материала бурого цвета.

Легкая фракция песков и алевритов в стратотипическом разрезе состоит (в %) из слюд и хлорита (23-70), кварца (20-55), полевых шпатов (3-5), растительных остатков (8-30), обломков пород (1-10). Состав тяжелой фракции следующий (в %): ильменит (10-70), ставролит (7-49), минералы группы эпидота-цоизита (8-34), лейкоксен (4-10), спорадически отмечаются рутил, сфен, циркон, гранат, турмалин, андалузит. В отдельных интервалах разреза существенную долю составляют пирит и марказит (до 55), сидерит (до 25), слюды и хлорит (до 30). Глинистая фракция образована полиминеральной смесью, состоящей из каолинита (50-70), хлорита (5-35) и гидрослюд (0-30). Особенности вещественного состава, характер ритмичности указывает на формирование свиты в застойных и проточных озерных и озерно-болотных котловинах [57].

Возраст малиновской свиты определен как позднеюрский (волжский)-раннемеловой (неокомский) на основании находок спор и пыльцы в скв. К-1 на р.Шренк и С-184 на р.Малиновского [57]. Мощность свиты в пределах листа колеблется от 18 до 22 м.

## Меловая система

### Нижний отдел

Шренковская свита ( $K_1 \text{ } \check{s}r$ ) впервые выделена В.Н. Седовым и А.В. Гавриловым в среднем течении р. Шренк в скважине К-1, где и описан ее стратотип [57]. Свита вскрывается на дневной поверхности в единичных коренных выходах на юго-западном берегу залива Толля и бухты Гафнер-Фьорд, в верховьях рек Широкая и Фомина. Она присутствует также в разрезах большинства скважин между Таймырской губой и Гафнер-Фьордом. Шренковская свита с размывом залегает на породах протерозоя либо согласно - на малиновской свите. Граница с последней проводится по кровле плотных кварцевых песчаников либо кварцевых песков. Свита представлена алевритами, глинами, реже песками и гравийниками. Харак-

терной особенностью свиты является наличие пластов бурых углей, в том числе и рабочей мощности.

Типичный разрез свиты представлен в скв. 13, расположенной на п-ове Оскара. Здесь выше пласта песчаников малиновской свиты в интервале глубин 54,5-114,8 м залегают:

1. Алевриты глинистые темно-серые плотные, с горизонтальной тонкоплитчатой отдельностью. В подошве - прослой бурого угля (0,2 м). 16,1 м

2. Пески кварцевые мелко-тонкозернистые светло-серые, алевриты темно-серые и глины черные, тонко ритмично переслаивающиеся между собой. Мощность слоев 1-5 см, редко до 0,5 м. Породы слабо диагенизированы. 6,5 м

3. Алевриты глинистые темно-серые плотные, с прослоем (0,6 м) светло-бурого сидерита в средней части слоя. 2,7 м

4. Угли бурые брекчиевидные с примесью и единичными прослоями тонкозернистых песков и алевритов. 5,2 м

5. Переслаивание песков, алевритов и глин, аналогичное слою 2. Мощность отдельных слоев колеблется от 1-3 см до первых метров. В песках отмечается примесь угольной крошки, в алевритах и глинах - линзы гумуса. В нижних 5 метрах слоя - пласты бурых углей мощностью 0,2-0,4 м. 19,6 м

6. Алевриты глинистые темно-серые до черных, в нижней части слоя песчаные. Вблизи кровли встречены конкреции светло-бурого сидерита. 10,2 м

Выше залегают пески траутфеттерской свиты. Мощность шренковской свиты в приведенном разрезе равна 60,3 м.

Распределение пластов бурых углей в свите по площади крайне неравномерное. Если на участках, исследованных скважинами, в разрезах отмечаются лишь маломощные (0,2-0,5 м) прослой углей (исключением являются скв. 13 и 14, в последней зафиксирован пласт мощностью 4,9 м в кровле свиты), то на участке бухты Угольной известно 5 пластов мощностью от 0,6 до 2,5 м, а в истоках р. Фомина насчитывается до 6 пластов, причем 2 верхних имеют мощность 2,5 и 5 м [28]. Большинство углей района зал. Толля и Гафнер-Фьорда относится к классу фюзенолитов, типу гелито-фюзититов (кларен-дюреновые с фюзенизированными мик-

рокомпонентами), реже к классу гелитолитов. По внешнему виду они черные и буровато-черные, полублестящие и полуматовые, с раковистым и ступенчатым изломом. В верховьях р. Фомина преобладают клареновые угли с включением витренов в виде крупных линз [28].

Минералогический состав алевритов свиты изучен по скв. 19 вблизи оз. Щедрое. Основными минералами легкой фракции являются (в %): кварц (35), полевые шпаты (16), гидрослюды (13). Угольная крошка и обломки пород составляют соответственно 17 и 19%. Тяжелая фракция состоит из гидрослюды и мусковита (60-65%), сидерита (29%), в меньших количествах имеются хлорит, гранат, эпидот, пироксены и амфиболы. При увеличении в породе доли песчаной составляющей увеличивается процентное содержание ильменита и граната (до 43 и 17% соответственно).

Анализ распространения, вещественного состава и характера ритмичности позволяет рассматривать отложения свиты как образования проточных и застойных озерных бассейнов и болот [57].

Возраст свиты в стратотипическом разрезе определен как раннемеловой (барремский-альбский) на основании находок спор и пыльцы [57]. Спорово-пыльцевой комплекс из углей района верховий р. Фомина, исследованный Э.Н. Кара-Мурза, имеет верхнеальбский возраст [28]. Из щренковской свиты в скв. 23 в устье р. Ниж. Таймыра Р.М. Хитровой выделены споры *Sphagnites*, *Osmunda*, *Schizaeaceae*, *Gleichenia*, *Coniopteris*, *Leiotriletes* и пыльца древних голосеменных сем. *Pinaceae* нижнемелового облика. Вся совокупность данных указывает на раннемеловой возраст щренковской свиты. Мощность ее колеблется от 30 до 63 м.

#### Нижний-верхний отделы

Траутфеттерская свита ( $K_{1-2}$  *tr*) выделена В.Н. Седовым и А.В. Гавриловым и названа по одноименной реке, где составлен ее стратотипический разрез; парастратотип свиты описан по скв. К-1 на р.Щренк [57]. Свита на площади листа вскрыта скважинами на п-ве Оскара (скв. 13, 17, 19), южном берегу зал. Толля (скв.12, 14), в низовьях рек Фомина (скв. 24, 27) и Широкая (скв. 15). Траутфет-

терская свита согласно залегает на шренковской, граница между ними проводится по подошве мощной пачки разнозернистых песков, содержащих конкреции сидерита, обломки окаменевшей древесины и обильную примесь растительного шлама. Свита сложена песками с гравием, реже алевритами и глинами. В некоторых разрезах отмечаются единичные пласты бурого угля мощностью до 4 м.

Типичный разрез траутфеттерской свиты описан по керну скв. 24, расположенной в 2 км к югу от м. Волчий Яр. Здесь выше песков и алевритов шренковской свиты в интервале глубин 79,9-118,1 м залегают:

1. Пески полевошпатово-кварцевые разнозернистые, плотные, слабо сцементированные белесой каолиновой (?) глиной, горизонтальнослоистые. Встречаются прослой (до 0,2 м) песков с гравием. По всему слою отмечается примесь (до 20-30%) угольной крошки и редкие обломки окаменевшей древесины размером 2-3 см. В 2,3 м от подошвы - прослой бурого угля мощностью 0,1 м. 11,4 м

2. Алевриты песчаные темно-серые, переслаивающиеся со светло-серыми мелкозернистыми полимиктовыми песками. Мощность слойков 3-7 мм. 3 м

3. Пески, аналогичные слою 1, с равномерной примесью гравия изверженных и метаморфических пород, угольной крошки и окаменевшей древесины размером 3-4 см. Встречаются редкие маломощные (2-4 см) прослой и линзы песков глинистых тонкозернистых буровато серых с примесью растительного детрита. 12,7 м

4. Пески полевошпатово-кварцевые мелкозернистые светло-серые. 1,2 м

5. Пески разнозернистые зеленовато-серые с белесыми глинистыми примазками, с включениями гравия (до 20-30%), угольной крошки и окаменевшей древесины. 8,8 м

6. Пески мелкозернистые алевритистые светло-серые. 1,1 м

Выше залегают миктиты плиоцена-среднего неоплейстоцена. Мощность свиты в скважине 24 составляет 38,2 м.

Нередко пески свиты имеют однонаправленную косую слоистость, подчеркнутую сменой гранулометрического состава и намывами углефицированного растительного шлама. В средней части свиты, вскрытой скважиной 17, среди плот-

ных алевритистых глин отмечены прослои бурого угля мощностью до 0,2 м, а в кровле свиты в скв. 13 - разрушенный пласт бурого угля мощностью 4,3 м.

В северо западном направлении, к п-ову Оскара, гранулометрический состав пород свиты несколько меняется. Так, в скв.17 свита образована светло серыми мелкозернистыми песками, тонко переслаивающимися с серыми песчанистыми алевритами и темно-серыми глинистыми алевритами. Мощность слоев колеблется от 1-5 мм до 5-10 см, слоистость косая под углом 10-15° к горизонту.

По характеру распространения и внутреннего строения породы свиты рассматриваются как аллювиальные и озерно-аллювиальные образования. Возраст траутфеттерской свиты определяется как ранне-позднемиоценовой (альбский-сеноманский) на основании находок спор и пыльцы [57]. По литологическому составу и спорово-пыльцевым комплексам она весьма сходна с бегичевской свитой Хатангской депрессии [28], имеющей аналогичный (альб-сеноманский) возраст. Мощность свиты, с учетом данных бурения, колеблется от 13 до 47 м.

## Кайнозойская группа

### Неогеновая система

#### Миоцен N<sub>1</sub> (?)

Миоценовые отложения на севере Таймыра ранее были зафиксированы в одном пункте - среднем течении р.Шренк вблизи устья р. Мамонта. Они залегают на палеогеновых образованиях каменского горизонта и представлены песками, гравийниками, галечниками [59]. Кроме того, при проведении ГСШ-200 у западного побережья п-ва Челюскина скважинами были вскрыты нерасчлененные образования миоцена-нижнего плиоцена. Возраст отложений определен по комплексу фораминифер с *Cibicides grossus* [49].

Предположительно миоценовые отложения на исследуемой площади установлены в скважине 19, пробуренной в 2 км к юго-востоку от оз. Щедрое. Они приурочены к переуглубленной палеодепрессии северо-восточного простирания,

выполненной меловыми породами. Здесь в интервале глубин 79,5-67,5 м выше пород шренковской свиты с размывом залегают:

1. Галечники полимиктовые различного размера и окатанности, с примесью гравия и заполнителем из зеленовато-серых полимиктовых глинистых песков.

1.8 м

2. Пески полевошпатово-кварцевые мелко-среднезернистые серые. Отмечаются редкие прослои (5-15 см) темно-серых глинистых алевритов и грубозернистых песков с гравием и мелкими гальками. Слоистость пород субгоризонтальная. Во всем слое имеются обломки раковин моллюсков и окаменевшей древесины.

10.2 м

Выше залегают плиоцен-среднеплейстоценовые отложения. Мощность миоцена в данном разрезе 12 м.

Легкая фракция песков состоит (в %) из кварца (40-65), полевых шпатов (20-30), угольной крошки и обломков пород (5-33), гидрослюд (до 6). В тяжелой фракции доминируют ильменит (22-41), эпидот (18-33), гранат (15-17), сидерит (до 18). Минералогическая ассоциация сходна с таковой из миоценовых отложений р. Шренк.

В приведенном разрезе палеонтологические остатки не определены. В аналогичных отложениях на р. Шренк установлен комплекс фораминифер с характерными видами миоцена и раннего плиоцена *Cibicides grossus* Ten Dam et Rhein., *Pullenia aff. gexacamerata* Pisch. и *Elphidiella subcarinata* Feil. Hanss. Учитывая, что описываемые отложения (как на р. Шренк, так и в скв. 19) перекрываются фаунистически охарактеризованными плиоцен-среднеплейстоценовыми образованиями, они датируются миоценом. Мощность миоцена составляет 12 м.

#### Неогеновая система, плиоцен - четвертичная система, среднее звено

Нерасчлененные по генезису морские и ледниковые отложения (с участием ледниково-морских отложений) плиоцена-среднего звена неоплейстоцена (g,m N<sub>2</sub>-Q<sub>II</sub>; g,m N<sub>2</sub>-II) широко и повсеместно распространены как на суше (до абсолютных

отметок +150 м), так и на акватории Таймырской губы и залива Толля, где их подошва располагается на отметках до 130 м ниже уровня моря. Морские и реже ледниковые осадки с размывом залегают на протерозойских, юрско-меловых и миоценовых породах, состоят из глин и суглинков с гальками, гравием и валунами, песков, алевритов, галечников, гравийников, льдов. Они представляют собой мощную сложно построенную толщу, являющуюся продуктом длительного плиоцен-среднеплейстоценового трансгрессивно-регрессивного цикла, прерываемого эпизодами древних оледенений. Сложность более дробного расчленения этой толщи на плоскости геологической карты состоит в следующем. Если в скважинах мы имеем возможность наблюдать как стратификацию внутри толщи, так и определить генетическую природу отдельных ее пачек, то на дневной поверхности, в условиях скудной обнаженности и фрагментарности обнажений, это сделать практически невозможно. Даже в скважинах не всегда имеются полные разрезы толщи, а на дневной поверхности, особенно на участках выходов дочетвертичных пород, обнажаются совершенно различные ее части – от нижней до верхней. К тому же, палеонтологическая характеристика отложений суши отсутствует, а в скважинах она весьма скудна.

Сводный разрез плиоцен-среднеплейстоценовых отложений, составленный по данным бурения на суше и акватории [60], состоит из четырех крупных пачек (снизу вверх):

1. Пачка 1 наблюдалась только в скважине 19, в интервале глубин 43,6-67,5 м. Она залегают на миоценовых (?) осадках и образована переслаивающимися между собой песками полевошпатово-кварцевыми тонко-мелкозернистыми серыми, темно-серыми алевритами и зеленовато-серыми глинами. Мощность литологически однородных слоев варьирует от 1-2 см до 1-2 м, переходы между ними постепенные. По всей пачке эпизодически отмечаются гравий и гальки размером от 2 до 7 см (от единичных до 10-15% объема породы). Хаотично включены также редкие обломки бурого угля, окаменевшей древесины, обломки и целые створки раковин моллюсков. Мощность пачки 1 составляет 23,9 м.

2. Пачка 2 встречена практически во всех скважинах, пробуренных на суше и акватории, ее фрагменты наблюдались и на дневной поверхности вблизи выходов коренных пород. Пачка состоит из плотных буровато-серых, серых, черных пород смешанного глинисто-алеврито-песчаного состава (миктитов), причем эти компоненты находятся примерно в равных соотношениях (до 25-30%). Характеризуемые породы насыщены обломочным материалом: гравием, гальками, реже мелкими валунами и щебнем. Обломки состоят из кварца, роговиков, метаморфических сланцев, реже гранитоидов, эффузивов, в нижней части пачки нередко присутствует крошка каменного и бурого угля. Содержание обломков в породе варьирует от единичных до 30-40%. В разных частях пачки имеются остатки пеллиципод и фораминифер, а на соседних площадях – еще и остракод «in situ», что свидетельствует о преимущественно морском генезисе пачки 2. Состав пачки выдержан по простиранию на больших расстояниях, что позволяет использовать ее в качестве маркирующего горизонта при сопоставлении разрезов скважин. Мощность пачки 2 меняется от первых метров до 29,4 м.

3. Пачка 3 встречена в скважинах, пробуренных только на суше, на полуострове Оскара (скв.13, 17, 19), в устьях рек Фомина (скв.24, 27) и Малиновского (скв.25), на побережье зал. Толля (скв.12, 14, 16). В районе скв.14 она вскрывается на дневной поверхности в береговых обрывах. Пачка 3 представлена льдом, как чистым и прозрачным, так и молочно-белого и серого цвета, включающим в себя примесь и реже прослой (от миллиметров до 1 м) бурого комковатого алеврита и глины, а также щебня, дресвы, песка, галек и гравия. Содержание примесей во льду колеблется от 10 до 30%. Образования пачки 3 представляют собой, вероятно, реликты захороненных глетчеров, в меньшей степени припайных льдов. Мощность пачки колеблется от 2,6 м до 46 м.

4. Пачка 4 представлена в скважинах, расположенных в Таймырской губе (20, 24, 27), на п-ове Оскара (13, 17, 19), в зал. Толля (1, 3, 5, 7), к северу от Гафнер-Фьорда (9). Она широко развита и на дневной поверхности между Таймырской губой и Гафнер-Фьордом, а также к северу от последнего. Пачка 4 состоит, по данным бурения, из алевритов глинистых и песчанистых, темно-серых плотных,

глин алевритистых черного цвета, содержащих тонкие прослои полимиктовых песков. В породах отмечается слоистость различных типов: тонкая горизонтальная, волнистая, мульдообразная, косая, реже ленточная. На отдельных интервалах имеются включения мелких галек и гравия, а также линзы и пропластки бурого гумуса и торфа. На всей площади породы пронизаны жилами и линзами конституционных льдов – от первых процентов до десятков процентов от их объема. Мощность отдельных линз льда достигает 1-1,5 м. Пачка 4 выдержана по составу и по простираению в пределах территории и, по всей видимости, полигенетична: в ней имеются как слои с остатками морских организмов, так и преимущественно континентальные образования, содержащие прослои гумуса и торфа. Мощность пачки 4 колеблется в широких пределах (она в различной степени эродирована) и в скважине 20 достигает 73,5 м.

Суммарная мощность неоген-среднеплейстоценовой толщи в целом по площади составляет 157-160 м.

Минералогический состав толщи охарактеризован по скважинам 19 и 11. Пески и крупные алевриты полевошпатово-кварцевые (кварц - 68-88%, полевые шпаты - 16-22%) с примесью угольной крошки (5-10%). Тяжелая фракция несколько различна для выделенных в разрезе пачек. В пачке 1 содержание минералов следующее (в %): ильменит-до 30, пироксены и амфиболы – 20-30, эпидот – 15-25, гранат – до 10; неустойчивые минералы (сидерит, пирит и марказит, реже лимонит) – по 2-5, но в сумме не более 10–12. В пачке 2 возрастает доля неустойчивых минералов – до 25, а в пачке 4 резко доминируют пироксены и амфиболы (до 65) с эпидотом (до 15) и ильменитом (до 10).

Возраст описываемой толщи основывается на находках фораминифер и ostracod. В средней части пачки 1 (скв. 19) обнаружен комплекс фораминифер с *Protelphidium ustulatum* Todd, *Cibicides grossus* Ten Dam et Rein., *Islandiella exavata* (Volosh.), *I. umbonata* (Volosh.), *Melonis zaandamae* (Voort.), характеризующий плиоценовые отложения Аляски, Камчатки и Сахалина (определения Н.И. Дружининой и Л.Н. Седовой). Отдельные виды этого комплекса (*C. grossus*, *I. exavata*) выявлены и в пачке 2 совместно с плиоцен-раннеплейстоценовым видом

*Cassidulina teretis* Tarran. В нижней части пачки 4, по мнению Л.Н. Седовой, присутствуют фораминиферы "туруханского" комплекса, характеризующие морские отложения тобольского горизонта среднего звена. В этой же пачке на сопредельной площади определен комплекс остракод с *Roundstonia globulifera* (Brady), *Acantocythereis dunelmensis* (Norm), *Eucutheridea bradii* (Norm.), *Rabilis paramirabilis* Swein, *Cutheropterion sulense* Lev, *Elofsonella concinna* (Jones), указывающий, по мнению Н.В. Куприяновой, на плиоцен-раннеплейстоценовый возраст отложений. Тем не менее, некоторые интервалы разреза толщи являются палеонтологически немой и генетически неопределенными и могут интерпретироваться как ледниковые или ледниково-морские образования, Учитывая, что повсеместно описываемая толща перекрывается верхнеплейстоценовыми (казанцевскими) осадками, ее возраст принимается в стратиграфическом диапазоне от плиоцена до среднего звена четвертичной системы. Общая мощность плиоцена - среднего звена на рассматриваемой площади колеблется от первых метров до 160 м.

#### Верхнее звено

В составе верхнего звена выделяются отложения казанцевского, муруктинского и каргинского горизонтов.

Казанцевский горизонт ( $mQ_{III} \text{ kz}$ ,  $mIII \text{ kz}$ ) состоит из морских осадков, распространенных на всей исследуемой площади и слагающих останцы площадок абразионно-аккумулятивных морских террас в пределах абсолютных отметок 50-100 м. На суше они представлены, в основном, прибрежными регрессивными фациями, реже фациями открытого моря и залегают, часто с постепенным переходом, на отложениях плиоцена-среднего звена неоплейстоцена. В разрезах большинства скважин на акваториях Таймырской губы и залива Толля в основании казанцевских отложений отмечается базальный горизонт из песков с гравием и гальками, представляющий собой, вероятно, трансгрессивные фации бассейна. Казанцевский горизонт образован песками, галечниками, гравийниками, алевроитами, глинами, суглинками.

Представительные разрезы горизонта на суше отсутствуют, на акватории наиболее типичный из них вскрыт скважиной 22, расположенной в Таймырской губе у о-вов Гусиных. В ней с глубины 55,5 м выше плиоцен-среднеплейстоценовых осадков залегают (снизу вверх):

1. Пески полимиктовые средне-крупнозернистые темно-серые. В основании слоя (0,6 м) – дресвяно-галечный мелкообломочный материал. 2,5 м
2. Глины алевроитовые темно-серые, плотные, пластичные, с тонкими (3-5 см) прослоями среднезернистых полимиктовых песков с гравием 2,3 м
3. Глины алевроитовые зеленовато-серые с прослоями (2-10 см) глинистых песков с гальками. 2,9 м
4. Пески полимиктовые мелко-среднезернистые серые с примесью дресвы и галек. 0,9 м
5. Глины, аналогичные слою 2. 1,8 м
6. Пески алевроитовые полимиктовые мелкозернистые серые с редкими линзочками глин и примесью мелких галек. 3,0 м
7. Алевроиты глинистые темно-серые плотные, переслаивающиеся через 3-8 см с песками полевошпатово-кварцевыми мелкозернистыми. В верхней половине интервала – примесь мелких кварцевых галек. 9,8 м
8. Алевроиты песчано-глинистые темно-серые, плотные. По всему слою равномерно распределены обломки и реже целые створки моллюсков, в его верхней части имеется примесь торфа и растительного детрита. 25 м

Общая мощность приведенного разреза составляет 48,2 м.

Минералогический состав песков, по данным шлихо-минералогического анализа, характеризуется эпидот-гранат-ильменитовой ассоциацией с карбонатами и ставролитом, а в верхней части разреза – пироксенами. В крупных алевроитах доминируют пироксены (40-60%) при подчиненном количестве эпидота (10-25%) и ильменита (10-15%).

В казанцевских морских осадках на разных гипсометрических уровнях встречены фораминиферы и остракоды. Часть фораминифер является переотложенной из образований плиоцена-среднего звена, однако присутствуют формы, по

заклучению Н.И. Дружининой, присушие и более молодым отложениям. Небогатый комплекс остракод с *Baffinicythere emarginata* (Sers), *Finmarchinella angulata* (Sars.), *Cuthere lutea* (Muller) характерен для казанцевских отложений низовий р. Енисей и бассейна р. Верх. Таймыра, в последнем случае возраст казанцевских осадков, по данным ЭПР-датирования, оценивается в 100-120 тыс.лет [31-в печати]. Мощность морских казанцевских отложений на исследуемой площади колеблется от первых метров до 50 м.

Муруктинский горизонт представлен ледниковыми и флювиогляциальными осадками. Эти образования ограничено развиты на изученной площади и отмечены только в ее юго-западной и восточной частях - на левобережье р. Малиновского и в истоках р. Меандр, залегают на протерозойских породах, отложениях плиоцена - среднего звена и казанцевском горизонте.

Ледниковые отложения (gQ<sub>III</sub>mr, gIII<sub>mr</sub>) состоят из суглинков, глин, глинистых песков с глыбами, щебнем, дресвой, валунами, гальками и гравием, реже льдов с примесью алевритов, щебня и дресвы. Они образуют маломощный облекающий чехол основной морены на поверхности казанцевских морских террас либо пологосклонные моренные массивы. Обломочный материал, заключенный в моренных суглинках, полуокатан и неокатан, состоит из местных пород: гранитоидов, метаморфических сланцев, кварца.

Разрез ледниковых образований описан по керну скважины, пробуренной в 2 км западнее границы площади в бассейне р. Грязная. Здесь на гранитах снизу вверх залегают (альтитуда устья скважины 125 м):

1. Пески глинистые плотные с включением гравия и дресвы (30%), галек и щебня (10%) размером 7-10 см. 2,8 м
2. Глины песчанистые темно-серые и черные, плотные, горизонтальнослоистые, с включением гравия (10-15%) и редких мелких галек гранитов и кварца. 4,4 м
3. Лед с примесью алевритов бурого и серого цвета, рыхлых, комковатых, а также щебня и дресвы гранитов. Содержание примесей 10-20%. 22,8 м

4. Суглинки бурые плотные, в нижней части рыхлые, льдистые, с дресвой и щебнем гранитов. 2,2 м

Общая мощность ледниковых образований в данном разрезе 32.2 м

Водноледниковые отложения ( $fQ_{III}mr$ ,  $fIII_{mr}$ ) представлены песками, гравийниками, галечниками с валунами, глыбами, щебнем и дресвой. Они образуют валы, конусы, хаотичные нагромождения холмов и гряд на ледниковых суглинках или более древних протерозойских и кайнозойских образованиях.

Разрез флювиогляциальных образований составлен на склоне островерхой гряды, залегающей на ледниковых отложениях в истоках р. Меандр. Здесь выше осыпи залегают (снизу вверх):

1. Пески кварцево-полевошпатовые средне-крупнозернистые светло-серые косоволнисто- и горизонтальнослоистые. 4,5 м
2. Пески полимиктовые грубозернистые серые. 3,5 м
3. Пески полимиктовые разномзернистые косоволнистые серые. 2,5 м
4. Гравийники полимиктовые плохо- и среднеокатанные. 3,5 м
5. Галечники разного размера и плохой окатанности, плохо промытые, с включением глыб (10%) и окатанных стволов деревьев. 2 м

Общая мощность разреза 16 м, а в целом на площади – до 20 м.

По данным шлихо-минералогического анализа, ледниковые образования характеризуются мартит-гранат-ильменитовой ассоциацией с карбонатами и ставролитом. В тяжелой фракции флювиогляциальных отложений доминирует магнетит (65-90%), второстепенными минералами являются ильменит, гранат, гематит, эпидот, пирит, сфен.

Описываемые отложения являются палеонтологически "немыми", и их возраст устанавливается по положению в рельефе и взаимоотношению с подстилающими образованиями. Поскольку они залегают на морских казанцевских осадках, их возраст не древнее позднего плейстоцена. С другой стороны, эти образования размывались в каргинское время с образованием у их подножия абразионных (или эрозионных) уступов. Таким образом, возраст ледниковых и флювиогляциальных

отложений определяется как муруктинский. Их мощность колеблется от первых метров до 32 м.

Каргинский горизонт образован морскими, озерно-аллювиальными и в меньшей степени аллювиально-морскими осадками. Они залегают на коренных породах, плиоцен-среднеплейстоценовых и казанцевских осадках и представлены песками, алевритами, гравийниками, галечниками, глинами.

Морские отложения ( $mQ_{IIIkr}$ ,  $mIIIkr$ ) образуют комплекс абразионно-аккумулятивных террас высотой от 10 до 50 м. Пляжевые фации обычно представлены галечниками, гравийниками, песками и распространены вблизи тыловых швов террас. В разрезах прибрежных фаций доминируют пески, реже встречаются алевриты и глины. Пески, как правило, полимиктовые, мелко-среднезернистые, серые и светло-серые, нередко косослоистые, с линзочками угольной крошки и глин серого и черного цвета. Алевриты серые и темно-серые песчаные. Как в песках, так и в алевритах и глинах отмечены раковины моллюсков *Niatella arctica* L., *Portlandia arctica* (Gray), *Bathiarca glacialis* (Gray), *Yoldiella lenticula* (Moll.). В песках на сопредельной с востока площади выявлен обедненный, достаточно холодноводный комплекс фораминифер с *Protelphidium orbiculare* (Brady), *Cribronion incertum* (Will.), *Retroelphidium clavatum* (Cushman), *Cribroelphidium goesi* (Stchedrina), *Elphidium asklundi* Brotzen, *Cibicides lobatulus* Walk. et Jac., характеризующий мелководный бассейн с пониженной соленостью. Аналогичные комплексы фораминифер выделены из отложений прибрежных террас высотой 15-50 м на п-ве Челюскина [54].

На северном берегу о. Бэра из горизонтальнослоистых мелкозернистых песков с прослоями угольной крошки, слагающих прибрежную террасу с абсолютной высотой бровки 15 м, по обломку древесины получен абсолютный возраст, равный  $49250 \pm 2500$  лет (ЛУ-2196). На мысе Каменецкий из аналогичных песков по растительному детриту определен возраст  $\geq 39370$  лет (ЛУ-2199). На южном берегу п-ова Равича в средней части террасы высотой 28-30 м из алевритов с многочисленными раковинами *Portlandia arctica* методом ЭПР получена датировка, рав-

ная 42 тыс. лет назад (287RA-129) (даты любезно предоставлены начальником экспедиции «Таймыр-98» ААНИИ Д.Ю. Большиановым).

Совокупность палеонтологических данных и значения абсолютного возраста не противоречат принадлежности осадков, слагающих 10-50-метровую террасу, к каргинскому горизонту. Мощность каргинских морских осадков оценивается в 5-20 м.

Аллювиально-морские отложения ( $amQ_{III}kr$ ,  $amIIIkr$ ) отмечены в одном пункте – на мысе Волчий Яр. Здесь в береговых обрывах высотой 8-10 м (высота площадки террасы 30-40 м) вскрываются серые мелкозернистые полевошпатово-кварцевые пески с отчетливо выраженными знаками ряби, редкими линзами галечников, примесью угольной крошки и растительного детрита. Пески образуют косые серии, указывающие на существование каналов стока шириной 20-30 м в обширной дельте реки. Дельтовые пески перекрываются пластичными коричневато-серыми алевритами морского генезиса. Сходные дельтовые осадки наблюдались в 35 км южнее рамки площади, на правом берегу р. Нижняя Таймыра напротив устья р. Чукча, где имеется определение абсолютного возраста по древесине, равное  $35800 \pm 500$  лет [21]. Мощность аллювиально-морских образований до 10 м.

Озерно-аллювиальные отложения ( $laQ_{III}kr$ ,  $laIIIkr$ ) распространены в бассейнах рек Фомина и Серая, где они слагают террасу высотой 15-50 м, смыкающуюся в районе низовий р. Фомина с одноуровневой морской террасой. В разрезах вскрываются светло- и желтовато-серые полевошпатово-кварцевые пески различной зернистости – от мелкой до крупной. В песках отмечается слоистость самых различных типов: горизонтальная, волнистая, косая, линзовидная, веерообразная, сериальная (чередование горизонтальных и косых серий). Слоистость подчеркивается изменением цвета, гранулометрического состава, тонкими слойками и линзочками угольной крошки и растительного детрита, темно-серых алевритов и черных глин. На отдельных интервалах разреза породы образуют 3-х – 4-хчленные ритмы, начинающиеся с грубозернистых песков с гальками, далее следуют мелкозернистые пески, алевриты и глины. Нередки прослои и линзы хорошо окатанных гравийников и галечников мощностью до 1-2 м.

Возраст описываемых отложений определен каргинским по геоморфологическому соотношению с морскими осадками, слагающими комплекс одновысотных террас. Мощность озерно-аллювиальных образований составляет до 10 м.

#### Верхнее и современное звенья

Объединенные образования верхнего неоплейстоцена и голоцена ( $mQ_{III+H}$ ,  $mIII+IV$ ) выделяются только для акватории залива Толля, где охарактеризованы по керну буровых скважин и донными станциями. Они представлены морскими осадками (возможно, с отдельными интервалами аллювиально-морского генезиса) и образованы песками с гальками и гравием, алевритами, глинами, торфом. Наиболее представительный разрез этих образований вскрыт скважиной 6, где с глубины 69 м выше образований плиоцена-среднего звена залегают:

1. Пески полевошпатово-кварцевые грубозернистые светло-серые с гравием и крошкой угля. 1 м

2. Пески полевошпатово-кварцевые мелко-тонкозернистые светло-серые с буроватым оттенком, с частыми прослоями и линзами (1-2 см) темно-серых алевритов и глин. 6 м

3. Глины темно-серые плотные, однородные, с тонкими (1-5 мм) линзами более светлых глинистых алевритов. Отмечается примесь гравия, мелких галек и единичных валунов кварца, кремней, сланцев. 11 м

4. Пески глинистые полевошпатово-кварцевые грубозернистые с примесью (10-15%) гравия и мелких галек. 2 м

5. Алевриты глинистые серые и темно-серые, с редкими прослоями и линзами (1-4 см) черного гумуса, а в нижней части - бурого торфа. По всему слою отмечаются частые обломки раковин моллюсков. 21 м

6. Алевриты песчанистые рыхлые комковатые обводненные. 4,5 м

Общая мощность приведенного разреза 45,5 м. Выше – толща воды залива Толля (23,5 м).

Выход тяжелой фракции в описываемых образованиях крайне незначителен. Крупноалевритовая фракция состоит (в %) из пироксенов и амфиболов (48), эпи-

дота (18), ильменита (12), гранатов (7), лимонита (5) и карбонатов (4). В песчаной фракции, по данным шлихо-минералогического анализа, доминируют ильменит и гранат при подчиненном количестве эпидота, карбонатов, циркона, ставролита, сфена.

В отложениях выявлен бедный комплекс фораминифер с *Haunesina orbiculare* (Brady), *Retroelpidium clavatum* (Cushm.), *Cribronion obscurus* Gud., свидетельствующий о формировании осадков в опресненном бассейне с небольшими глубинами. В верхней части разреза найдены единичные солоноватоводные остракоды *Eucytheridea bradii* Norman, *Leptocythere cf. castanea* (Sars), а также остатки диатомей и спикул губок. Присутствие в разрезах большого количества растительного детрита указывает на эпизоды осушения современного шельфа. Так, в пробе донной станции 4, взятой в заливе Толля с глубины 24 метра, выявлены прослой торфа, показавшие по  $C^{14}$  возраст в  $16470 \pm 170$  лет (ЛУ-2592) и  $18430 \pm 190$  лет (ЛУ-2124). В 32 км к северу от рамки площади со дна залива на глубине 30 м из торфа получена дата, равная  $31870 \pm 160$  лет (ЛУ-2328) [60]. Приведенные данные свидетельствуют о том, что чехол голоценовых и современных морских осадков на поверхности дна залива Толля является не сплошным, прерывистым, нередко выходы верхнеплейстоценовых осадков. Этим обстоятельством объясняется объединение последних с голоценовыми и современными донными осадками в одно стратиграфическое подразделение. Мощность описанных отложений колеблется от первых метров до 55 м.

### Голоцен

В составе голоцена выделяются только нерасчлененные отложения. Для суши они подразделены на аллювиальные, озерные, озерные и болотные, морские (нерасчлененные по генезису) и аллювиально-морские генетические типы осадков. На дне акватории Таймырской губы и залива Толля морские голоценовые отложения расчленены на волновые пляжевой зоны и бассейновые (нефелоидные) прибрежной зоны.

Аллювиальные отложения ( $aQ_H$ ,  $aH$ ) распространены в долинах крупных рек территории: Фомина, Старая, Малиновского, Кельха, Приморская и других. Они представлены русловыми и пойменными фациями. Как первые, так и вторые сложены в основном алевритами и песками с существенной примесью растительного детрита и торфа. На участках, где водотоки размывают плиоцен-среднеплейстоценовые осадки, в аллювии появляется примесь гравийно-галечно-валунного материала. Ширина пойменно-русловой части аллювия колеблется от 0,4 до 2 км, достигая на отдельных интервалах 4-х км. Мощность аллювиальных отложений не превышает 5 м.

Озерные отложения ( $lQ_H$ ,  $lH$ ) располагаются на ограниченных участках по берегам современных озер Центральное, Крупное, Приметное и других, их ширина колеблется от 0,3 до 0,5 км при протяженности до 2-3 км. Они также выполняют днища спущенных и осушенных озерных котловин на участке верховий рек Серая и Старая; котловины имеют изометричную форму, размеры их не превышают 2,5-5,5 км в поперечнике. Подавляющая часть озерных осадков сложена алевритами и глинами с примесью песчаного материала, реже встречаются пески с гравием и гальками. Разрез в одной из спущенных котловин описан в среднем течении руч. Голубой в 7 км от устья. Здесь снизу вверх залегают:

1. Пески полимиктовые тонкозернистые серые с тонкими линзочками темно-серых глин. 1,3 м
2. Пески кварцево-полевошпатовые крупнозернистые желтовато-серые с гравием кварца и мелкими обломками древесины. 0,6 м
3. Пески глинистые полимиктовые мелкозернистые серые с примесью неразложившегося растительного детрита. 0,4 м
4. Пески полимиктовые среднезернистые желтовато-серые с линзовидными прослоями глин мощностью 3-4 мм. 0,3 м
5. Пески глинистые голубовато-темно-серые волнистослоистые. 0,25 м
6. Пески полимиктовые различной зернистости, чередующиеся между собой. Слоистость горизонтальная, волнистая, линзовидная, подчеркивается намывами

растительного шлама и угольной крошки. В крупных песках – примесь гравия и мелких галек кварца. 1,05 м

Мощность приведенного разреза 3,9 м, а общая мощность озерных отложений оценивается в 5-10 м.

Озерные и болотные отложения (I,plQ<sub>H</sub>, I,pl H) широко развиты на поверхностях пойм крупных рек района и более ограничено – на площадках морских террас, выполняя заросшие и заболоченные котловины. Они имеют различные размеры и причудливые очертания, сложены алевритами, глинами, песками, торфом, переслаивающимися между собой. Разрез озерных и болотных отложений составлен международной экспедицией «Таймыр-98» в 4 км к юго-западу от м.Оскара (в 3-х км западнее границы площади) [44]. Здесь в морском обрыве высотой 5,5 м над осыпью (1,8 м) снизу вверх залегают:

1. Алевриты темно-серые с линзами торфа черного цвета и неправильной формы. Возраст по торфу (C<sup>14</sup>) – 10130 ± 110 лет (ЛУ-4180). 0,4 м

2. Торф темно-бурый слоистый, с обломками древесины. Возраст (C<sup>14</sup>) – 9810 ± 80 лет (ЛУ-4179). 0,05 м

3. Пески мелкозернистые светло-коричневые с тонкими (2-4 мм) прослоями органического вещества и обилием веток в подошве слоя. 0,55 м

4. Алевриты с тонкими (2-4 см) линзами торфа. 0,55 м

5. Торф темно-бурый, плохо разложившийся, с редкими прослоями песков и алевритов и мелкими веточками кустарников вблизи подошвы слоя. Возраст по торфу (C<sup>14</sup>): в 0,3 м выше подошвы – 7840 ± 110 лет (ЛУ-4181), в кровле – 6540 ± 280 лет (ЛУ-4177). 1,15 м

6. Пески полимиктовые средне-крупнозернистые, переслаивающиеся с алевритами и торфом. Мощность слоев от 2 до 5 см. 1,0 м

Общая мощность приведенного разреза 3,7 м. Судя по полученным датировкам, данные отложения сформировались во время климатического оптимума первой половины голоцена. Мощность озерных и болотных образований оценивается в 5 м.

Морские нерасчлененные по генезису отложения ( $mQ_H$ ,  $mH$ ) фрагментарно распространены в узкой прибрежной полосе Таймырской губы и залива Толля и, как правило, не выражаются в масштабе карты. Они слагают полосу современного пляжа шириной 50-100 м, изредка бары и косы в устьях крупных водотоков, а также морскую террасу высотой до 10 м. Последняя отмечается на северо-западной оконечности п-ова Оскара, в низовьях р. Кельха и вблизи м. Дубовского. Состав пляжевых отложений напрямую зависит от состава размываемых морем пород. Так, на участке от м. Мальцева до м. Каюра, где в абразионных уступах вскрываются скальные породы, - это пески с гравием, гальками, щебнем и дресвой. На южном берегу зал. Толля (до м. Гафнера) пляжевые отложения состоят из песчаных алевритов и глин с примесью галек, гравия и валунов, вымываемых из плиоцен-среднеплейстоценовых отложений. Пляж на восточном берегу залива Толля преимущественно песчаный. Отложения морской террасы в низовьях р. Кельха состоят из желтовато-серых среднезернистых полимиктовых песков, хорошо промытых и сортированных. Горизонтальная слоистость в песках подчеркивается тонкими (1-2 см) прослоями намывного растительного детрита. Мощность отложений 4,5 м. На п-ове Оскара террасовые отложения залегают на плиоцен-среднеплейстоценовых породах и представлены мелкозернистыми песками и алевритами. Общая мощность голоценовых морских отложений не превышает 7 м.

Морские волновые отложения пляжевой зоны ( $mvQ_H$ ,  $mvH$ ) выделены в кутовой части Таймырской губы, они протягиваются также в виде непрерывной полосы шириной от 200 м до 2 км вдоль побережья залива Толля. Состав этих образований изучен в единичных скважинах и донных станциях [60]. В скв.12 на глубине -4 м вскрывается пачка грубого переслаивания буровато-серых полевошпатово-кварцевых песков и серых алевритисто-песчанистых глин. И те, и другие содержат существенную примесь гравия и галек. Мощность пачки 5 м. В скв. 5 (альтитуда -1 м) в пляжевой зоне вскрыты (снизу вверх):

1. Лед пресный с примесью тонкозернистых песков и алевритов. 2,8 м

2. Алевриты песчанистые темно-серые до черных, плотные, с примесью намытого растительного детрита. 2,2 м

Общая мощность морских волновых отложений составляет до 5 м.

Морские бассейновые (нефелоидные) отложения прибрежной зоны ( $m_nQ_n$ ,  $m_nH$ ) слагают дно Таймырской губы в интервале глубин 1-5 м и залива Толля – на глубинах до 10-15 м. Граница их с верхненеоплейстоцен-голоценовыми отложениями весьма условная и проведена по полосе более грубых, чем окружающие, прибрежных осадков (алевритистых песков с гальками), фиксирующих, возможно, древнюю (предголоценовую?) береговую линию. Бассейновые отложения зафиксированы в отдельных скважинах (1 и 8 в заливе Толля, 20 и 22 – в Таймырской губе) и в 9 донных станциях. Во всех выработках они представлены алевритами и песчанистыми алевритами серого и буровато-серого цвета, рыхлыми, комковатыми, водонасыщенными. Иногда в них отмечается примесь растительного детрита и обломки раковин моллюсков. Поверхность современного морского дна изобилует морскими организмами: пелециподами, гастроподами, морскими червями, усоногими рачками, губками и другими. Мощность морских бассейновых отложений колеблется от 0,5 до 7 м.

Аллювиально-морские отложения ( $amQ_n$ ,  $amH$ ) образуют дельты наиболее крупных рек района: Нижняя Таймыра, Малиновского, Фомина, Кельха, Длинная и Постоянная, а также рек и ручьев, впадающих в Гафнер-Фьорд и залив Толля. Дельтовые осадки р. Ниж/ Таймыра имеют подводное продолжение в Таймырской губе, они выполняют также дно бухты Гафнер-Фьорд и выдвинуты в зал. Толля северо западнее пролива Горло. Аллювиально-морские отложения суши представлены алевритами, песками и реже глинами. Так, в скв. 24, пробуренной вблизи м. Волчий Яр, выше каргинских морских осадков снизу вверх залегают:

1. Глины алевритовые песчанистые, темно-серые плотные. 1,2 м

2. Пески алевритистые мелко-тонкозернистые серые, рыхлые, с примесью органического вещества. 1,6 м

На акватории, судя по единичным донным станциям и дешифрированию МАКС, аллювиально-морские отложения образованы, как и на суше, алевритами

и реже песками и глинами с примесью растительного детрита. Мощность элювиально-морских голоценовых отложений не превышает 5 м.

Элювиальные отложения (е), определенные по возрасту не точнее, чем четвертичные, распространены на участках единичных выходов протерозойских метаморфических и интрузивных пород. Они представлены щебнем, дресвой, реже глыбами и связующими их коричневато-серыми суглинками. Мощность элювиальных отложений не превышает 3 м.

## ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

Территория данного листа карты более чем на 95% покрыта чехлом рыхлых мезозойско-кайнозойских отложений, поэтому о распространенности здесь интрузивных образований позволяют судить только редкие их обнажения во врезях рек и единичные элювиально-делювиальные развалы. Пространственно все эти объекты тяготеют к зоне, ограниченной Главным Таймырским и Мамонтовско-Модинским глубинными разломами, характеризующейся, по-видимому, наиболее интенсивным проявлением тектонических процессов - напряженной складчатостью и развитием разрывных нарушений. Интрузивные образования, закартированные на площади листа, принадлежат к трем тектоно-магматическим этапам, два из которых проявились в протерозое, третий - в ранне-среднекаменноугольное время. К протерозойским интрузиям первого этапа отнесены ортоамфиболиты верхнемалиновского комплекса и плагиограниты малиновского комплекса, второго этапа - граниты нансеновского комплекса. Ранне-среднекаменноугольные интрузии представлены гранитами еремеевского комплекса.

### Протерозойские интрузивные образования

#### Верхнемалиновский комплекс гипербазитовый ( $\Sigma$ PR *vm*)

Петротип комплекса [59] расположен на соседней к юго-востоку площади - в верховьях р. Малиновского (лист S-47-III,IV). Им является массив ортоамфиболи-

тов по габброидам, характеризующийся неравномерным пятнистым и полосчатым распределением серпентинитов, химический состав которых соответствует ультраосновной породе (табл. 1). Согласно Легенде Таймырской серии листов Госгеолкарты, комплекс назван гипербазитовым, хотя собственно ультраосновные разности распространены в его составе ограниченно, особенно это касается массива ортоамфиболитов мысов Ваганова и Гранитный, расположенных на рассматриваемой площади.

Интрузии древних метаморфизованных габброидов имеют региональное распространение, на сопредельных территориях аналогами верхнемалиновского комплекса являются вагановский [54], верхнерифейский [11] и папанинский [13] метагаббровые комплексы. В структуре региона тела габброидов тяготеют к ядрам горст-антиклиналей, фиксирующимся выходами наиболее древних протерозойских вулканогенных образований модинской толщи и интрузий диорит-плагиогранитового состава и выведены на дневную поверхность в виде тектонических клиньев, ограниченных разломами северо-восточного простирания. Они рассматриваются [7, 57] как фрагменты Кунарско-Малиновско-Верхнемамонтовского офиолитового пояса. в пределах которого установлена тесная пространственная связь габброидов с гипербазитами (кунарский [13,54], московичевский [29] комплексы), что характерно для офиолитовых ассоциаций. В пределах пояса амфиболизированные габброиды образуют конформные вмещающим породам тела силлообразной и линзовидной формы мощностью от первых десятков до сотен метров, преимущественно с тектоническими контактами. Совместно с вмещающими metabазальтами модинской толщи, от которых метагабброиды отличаются более крупнокристаллическим и однородным строением, они катаклазированы, интенсивно цоизитизированы, амфиболизированы, эпидотизированы, альбитизированы и окварцованы. В большинстве своем габброиды превращены в тремолит-актинолитовые (безгранатовые) амфиболиты с различными вариациями количества амфибола, вплоть до мономинеральных пород типа горнблендитов. Серпентиниты отмечаются в виде линзовидных прослоев и шпиров с резкими контактами среди полосчатых разностей габбро-амфиболитов. По-

лосчатость обусловлена изменением содержания породообразующих минералов, чередованием амфиболизированных габбро и амфиболитов по пироксенитам. Петрохимический состав ортоамфиболитов, достаточно выдержанный как в мелких телах, так и в более крупных массивах разных участков, соответствует пироксенитам, габбро-норитам, габбро; состав шлиров и линз серпентинитов - гарцбургитам и дунитам.

В геофизических полях, из-за малых размеров, габброиды верхнемалиновского комплекса и их аналоги не выражены или выражены слабо - положительными магнитными аномалиями до 100 нТл.

В пределах рассматриваемой территории верхнемалиновский комплекс представлен массивом габбро-амфиболитов мыса Гранитного площадью около 1 км<sup>2</sup>, а также мелкими (мощностью до 10 м) телами ортоамфиболитов на мысе Ваганова.

Массив габбро-амфиболитов мыса Гранитного вскрыт в разрозненных коренных выходах на протяжении 1 км вдоль берега р. Ниж. Таймыра. На северо-западном окончании массива габброиды прорваны пропилитизированными и катаклазированными крупнозернистыми плагиогранитами малиновского комплекса. На юго-восточном контакте, через зону дробления и милонитизации, ортоамфиболиты приведены в соприкосновение с метаплагиориолитами модинской толщи, которые вблизи контакта интенсивно березитизированы. Габброиды, плагиограниты и плагиориолиты пропилитизированы и метаморфизированы в условиях хлорит-биотитовой субфации зеленосланцевой фации.

Основная породная разновидность массива ортоамфиболитов мыса Гранитный - биотитизированные цоизитовые амфиболиты ( $\Sigma PR vt$ ) с лепидогранобластовой и реликтовой габбровой (бластогаббровой) крупнозернистыми структурами. Амфиболиты имеют зеленовато-темно-серый, иногда до черного цвет, характеризуются преимущественно однородными массивными текстурами, сменяющимися на отдельных участках шлирово-такситовыми. Шлиры представляют собой скопления антигорита-хризотила и тремолита-актинолита, отвечая по химическому составу (табл.1) ультраосновной породе. Минеральный состав амфиболитов [59] представлен цоизитом – 40,3%, амфиболом (тремолит-актинолит) –

## Химический состав амфиболитов верхнемалиновского комплекса (мас. %)

Таблица 1

№ п.п.	1	2	3	4	5	6
№ обр.	3352/16	3352/12	33513	155/х	155/6	102/1
ОКИСЛЫ						
SiO <sub>2</sub>	45,90	48,32	49,96	51,34	49,34	42,70
TiO <sub>2</sub>	0,24	0,48	0,49	0,45	0,24	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,92	16,67	15,70	13,57	17,76	0,77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,32	3,21	3,92	3,17	2,23	1,71
FeO	3,36	4,01	3,70	5,07	3,66	3,05
MnO	0,13	0,20	0,20	0,20	0,10	0,10
MgO	9,69	8,59	7,85	9,38	9,58	38,58
CaO	14,63	11,79	13,55	11,12	9,88	не обн.
Na <sub>2</sub> O	1,21	2,35	2,39	1,63	0,90	0,07
K <sub>2</sub> O	0,25	1,06	0,43	1,39	2,55	0,06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,15	0,12	0,08	0,06	0,03
nnn	2,85	2,71	2,19	2,64	3,81	13,1
Σ	99,54	99,54	100,50	100,04	100,11	100,19

Примечание: цоизит-тремолит-актинолитовый крупнозернистый амфиболит: 1-3 - мыс Гранитный; тремолит-актинолитовый амфиболит с прожилками кварца и эпидота: 4, 5 – мыс Ваганова; серпентинит с реликтами моноклинного пироксена и оливина: 6 – верховья р. Малиновского (за пределами площади, лист S-47-III,IV)  
 Заимствовано из отчета А. Ф. Хапилина и др. [59].

29,3%, плагиоклазом ( $Al_{44-24}$ ) – 20,6%, серпентином (антигорит, хризотил) - 5,2%, а также в незначительном количестве отмечается биотит, хлорит, карбонат, кварц, тальк, фуксит. Из первичномагматических минералов в шлифах встречаются основной плагиоклаз, сохранившийся в центральных частях зерен олигоклаза и моноклинный пироксен (диопсид) - в центральных частях амфиболов, изредка - мелкие реликтовые зерна оливина в петельчатых агрегатах антигорита и хризотила. Цоизит образует призматические и таблитчатые кристаллы размером 1-3 мм в поперечнике. Амфибол (тремолит-актинолит) имеет лейстовидные, волокнистые, реже таблитчатые формы с размером таблиц в среднем 2-3 мм. Плагиоклаз образует полисинтетически сдвойникованные таблитчатые зерна с неправильными ограничениями размером 1-10 мм.

На мысе Ваганова закартированы мелкие пластовые тела альбит-эпидот-тремолитовых амфиболитов мощностью в первые метры, залегающие согласно в кварц-альбит-эпидот-тремолит-актинолитовых сланцах модинской толщи. Амфиболиты имеют мелко-среднезернистую структуру. Минералы группы эпидота-цоизита присутствуют в них в виде раздробленных тонкозернистых агрегатов, размер их зерен варьирует в пределах 0,1-0,5 мм. Кроме того, эпидот встречается совместно с кварцем и серицитом в прожилках и в виде отдельных овальных зерен размером до 1 мм. Биотит является наиболее поздним из вторичных минеральных новообразований. Он распространен в породе в виде пластинок, табличек со средними размерами 0,5-1 мм, образуя псевдоморфозы по амфиболу, а также отмечается совместно с кварцем в гранобластовых агрегатах. Ортоамфиболитам мыса Ваганова свойственна наибольшая невыдержанность состава. В породах проявлен интенсивный катаклиз, сопровождающийся широким развитием гидротермально-метасоматических изменений с формированием агрегатов альбит-кварцевого, хлорит-эпидот-кварцевого и карбонатного состава.

В связи со значительными вторичными изменениями габброидов и присутствием лишь редких реликтов первичномагматических минералов (оливина, пироксена, основного плагиоклаза), при установлении первичного состава пород использованы главным образом петрохимические признаки.. Содержание основных

петрогенных компонентов (табл. 1) показывает, что амфиболиты в основном развиты по пироксенитам, габбро-норитам, габбро и относятся к группе основных пород нормального петрохимического ряда натриевого и калиево-натриевого типа щелочности. По коэффициенту глиноземистости и железистости амфиболиты являются высокоглиноземистыми ( $al^* = 1,01-1,15$ ) и характеризуются пониженной относительно основных пород нормального ряда железистостью ( $K_{\phi} = 38-49$ ), более близкой к основным ультрамафитам – пироксенитам. При сопоставлении структур корреляционных связей петрогенных компонентов пород комплекса [56] с типовыми для гарцбургитового формационного типа [23], наиболее близким он оказывается к дунит-пироксенит-габбровой формации.

Средние содержания малых элементов в породах верхнемалиновского комплекса в целом, с привлечением анализов по его петротипу (соседний лист S-47-III,IV [59] приведены в табл. 2. Для ортоамфиболитов характерны повышенные, относительно кларка основных пород, содержания Cr (в 2 раза) и Ni (в 4 раза) и пониженные – Cu и Zn. Для метагабброидов мыса Гранитный также характерны повышенные средние содержания Cr (в 2 раза). В группу элементов с пониженными содержаниями кроме Cu и Zn здесь входят Ni и Co, что, возможно, связано с их выносом вторичными метасоматическими процессами. В ограниченно распространенных среди пород массива серпентинитах отмечаются высокие содержания Ni (0,6%), Cr (0,3%) [59]. По сравнению с кларковыми содержаниями для ультраосновных пород средние содержания Cr и Ni в ортоамфиболитах комплекса существенно ниже – в 4 и 3 раза соответственно.

По химизму амфиболизированные габброиды верхнемалиновского комплекса близки толеитовым базальтам и, по-видимому, комагматичны основным вулканитам толеитового ряда модинской толщи, являясь их плутоническими аналогами. Мелкие тела амфиболитов мыса Ваганова, учитывая степень их вторичных изменений и структуру, могут быть отнесены к субвулканическим интрузиям.

Возраст комплекса определяется не точнее, чем протерозойский, на основании его комагматичности вулканитам модинской толщи, также относящимся к протерозою, и прорывания их плагиогранитами малиновского комплекса, уста-

Средние содержания микроэлементов в интрузивных образованиях по данным полуколичественного спектрального анализа (вес.%)

Таблица 2

микроэлемент	кларк интрузивных пород по Виноградову				интрузивный комплекс (фация)														
					1			2			3			4					
	кислые	средние	основные	ультраосновные	верхнемалиновский			малиновский			нансеновский			еремеевский			пегматиты		
					X <sub>ср</sub>	S	X <sub>max</sub> -X <sub>min</sub>	X <sub>ср</sub>	S	X <sub>max</sub> -X <sub>min</sub>	X <sub>ср</sub>	S	X <sub>max</sub> -X <sub>min</sub>	X <sub>ср</sub>	S	X <sub>max</sub> -X <sub>min</sub>	X <sub>ср</sub>	S	X <sub>max</sub> -X <sub>min</sub>
Ag x10 <sup>-5</sup>	0,5	0,7	1,0	0,5	-	-	-	0,7	0,43	0,25	0,5	0	0	0,54	0,24	1,5	0,5	0	0
Ba x10 <sup>-2</sup>	8,3	6,5	3,0	0,01	3,9	3,6	14,0	4,7	4,2	9,0	7,19	6,70	38,0	6,81	5,23	38	3,94	2,04	8,0
Be x10 <sup>-3</sup>	0,55	0,18	0,04	0,02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,95	0,63	5,5	1,14	1,21	5,2
Cu x10 <sup>-3</sup>	2,0	3,5	10,0	2,0	2,5	1,2	3,8	3,74	5,70	39,8	1,83	1,85	9,80	1,68	1,28	5,7	2,0	1,53	5,7
Cr x10 <sup>-2</sup>	0,25	0,5	2,0	20,0	4,6	8,2	28,0	0,23	0,17	0,95	0,32	0,42	2,49	0,57	0,3	1,98	0,76	0,44	1,7
Co x10 <sup>-3</sup>	0,5	1,0	4,5	20,0	4,3	4,8	19,8	0,79	1,01	5,95	0,41	0,49	1,95	0,37	0,40	2,95	0,23	0,12	0,55
Ga x10 <sup>-3</sup>	2,0	2,0	1,8	0,2	0,9	0,6	2,9	0,98	0,37	1,6	1,17	0,51	1,9	2,43	0,98	5,7	2,45	1,40	5,7
Mo x10 <sup>-3</sup>	0,1	0,09	0,14	0,02	0,3	2,0	9,9	0,21	0,14	0,75	0,48	1,02	5,95	1,01	1,23	5,9	1,33	1,60	5,8
Mn x10 <sup>-1</sup>	0,6	1,2	2,0	1,5	0,8	0,4	1,7	0,51	0,28	1,4	0,39	0,25	0,9	0,30	0,21	1,4	0,28	0,32	1,4
Ni x10 <sup>-3</sup>	0,8	5,5	16,0	200,0	66,1	152,9	599,6	1,1	1,16	7,9	1,57	1,67	5,8	1,24	0,64	2,6	1,36	0,79	2,6
Nb x10 <sup>-3</sup>	2,0	2,0	2,0	0,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,61	0,57	3,5	0,83	0,98	3,5
Pb x10 <sup>-3</sup>	2,0	1,5	0,8	0,01	0,4	0,3	0,8	0,91	0,77	3,8	1,84	1,33	5,8	4,19	2,05	9,8	3,01	2,20	7,8
Sr x10 <sup>-2</sup>	3,0	8,0	4,4	1,0	5,5	6,3	19,5	4,93	5,12	19,5	3,49	2,32	9,4	2,19	1,67	7,5	1,16	0,73	2,5
Sn x10 <sup>-3</sup>	0,3	-	0,15	0,05	0,3	0,2	0,8	0,28	0,13	0,75	0,35	0,20	0,75	0,75	0,70	5,7	0,76	0,57	2,6
Ti x10 <sup>-1</sup>	2,3	8,0	9,0	0,3	6,8	5,4	19,5	5,35	1,63	6,0	3,9	1,8	8,0	2,44	1,44	7,94	1,04	0,65	2,94
V x10 <sup>-2</sup>	0,4	1,0	2,0	0,4	2,3	1,7	8,9	1,41	0,91	3,8	0,73	0,58	2,97	0,53	0,44	2,92	0,21	0,16	0,22
Zn x10 <sup>-3</sup>	6,0	7,2	13,0	3,0	3,9	2,0	6,5	3,62	1,46	6,5	3,69	2,50	13,5	3,77	1,74	6,5	2,80	1,41	4,5
Zr x10 <sup>-3</sup>	20,0	26,0	10,0	3,0	8,7	6,6	29,0	19,17	14,61	94,0	21,28	9,19	34,0	10,43	5,68	27	8,27	5,75	27,0
объем выборки					29			65			32			74			18		

Примечание: В таблице приведены статистические параметры для верхнемалиновского и малиновского комплексов - с привлечением данных с соседней площади (лист S-47-III,IV) [59], для нансеновского и еремеевского комплексов – по данным с соседних площадей (листы S-47-III,IV и T-47-XXXI-XXXIII соответственно) [59,60].

X<sub>ср</sub>-среднее содержание микроэлемента, S-стандартное отклонение, X<sub>max</sub>-X<sub>min</sub>-размах содержаний в выборке.

новленного на мысе Гранитном [59], где эндоконтактовая зона интрузии плагиогранитов содержит ксенолиты габброидов размером от первых сантиметров до метра.

#### Малиновский комплекс диорит-плагиогранитовый ( $py_2$ PR $m$ )

Гранитоиды, относящиеся к малиновскому комплексу, имеют ограниченное распространение на площади листа. Большая часть их коренных выходов, вероятно, скрыта под чехлом мезозойско-кайнозойских отложений в зоне, ограниченной Главным Таймырским и Мамонтовско-Модинским глубинными разломами. Об этом свидетельствуют редкие обнажения гранитоидов и элювиальные развалы в бортах рек Постоянная, Длинная, на восточном берегу оз. Зарастающее и в верховьях мелкого правого притока р. Ниж. Таймыра в 6 км к югу от оз. Зарастающее, а также гранитоидный массив площадью не менее 3 км<sup>2</sup>, вскрытый на мысе Гранитный. На аэрофотоснимках гранитоиды малиновского комплекса имеют серый до светло-серого фототон, полосчатый, как и у вмещающих пород. В геофизических полях они характеризуются слабыми отрицательными магнитными аномалиями, близкими местному фону.

В связи с ограниченностью распространения этих интрузий на рассматриваемой площади и недоступностью для наблюдения, общая характеристика магматических образований комплекса приводится на основе их изучения на сопредельных территориях. Петротипом комплекса является крупный (площадью около 80 км<sup>2</sup>) массив диоритов, кварцевых диоритов с мелкими телами плагиогранитов, мощностью до первых метров, на водоразделе рек Малиновского и Чукча (лист S-47-III, IV). Подобные гранитоиды описаны в районе бухты Мод на п-ове Челюскина (Кунарский массив) [54], а также в западной части Северного Таймыра на левобережье р. Ленивая [3]. Интрузии образуют пластинообразные тела, конкордантные залеганию вмещающих пород и имеющие, как правило, тектонические контакты, подчеркиваемые зонами катаклаза и милонитизации. В ассоциации с метавулканитами модинской толщи и метагабброидами верхнемалиновского комплекса они выведены на поверхность в ядрах антиклинальных структур или под-

нятых тектонических блоков Чукчинско-Челюскинской структурно-формационной зоны, представляя собой фрагменты Кунарско-Малиновско-Верхнемамонтковского офиолитового пояса [57]. Характерной чертой гранитоидов комплекса является исключительно высокий уровень динамометаморфизма пород и полное отсутствие первичных темноцветных минералов. Интрузивные породы в результате катаклаза преобразованы в порфиroidы, вплоть до филлонитов. Процессы динамометаморфизма сопровождаются зеленокаменным изменением, выраженным в широком развитии явлений пропилитизации. Петрографический состав пород определяется варьирующим соотношением серицитизированного и альбитизированного, иногда калишпатизированного плагиоклаза, кварца и минералов цоизит-эпидотовой, тремолит-актинолитовой и хлоритовой групп. Среди пород, слагающих интрузии комплекса, выделяются две фазы внедрения, из которых на площади листа встречены только плагиограниты второй фазы.

На мысе Гранитном отдельные коренные выходы плагиогранитов ( $pr_2$  PR  $m$ ) прослеживаются вдоль реки на протяжении 700 м. На южном окончании мыса они прорывают габбро-амфиболиты верхнемалиновского комплекса, о чем свидетельствует большое количество (до 5%) ксенолитов габбро-амфиболитов в эндоконтакте гранитоидов. Основная разновидность пород малиновского комплекса здесь представлена кварцитовидными катаклазированными и пропилитизированными крупнозернистыми плагиогранитами зеленовато-светло-серого цвета. Структура пород катакластическая, лепидогранобластовая, текстура сланцеватая, полосчатая, иногда массивная. Из первично-магматических минералов отмечаются лишь плагиоклаз (54-70%) и кварц (24-27%). Крупные зерна кварца обычно катаклазированы и залечены тонкозернистым новообразованным кварцевым агрегатом. Вариации количественных соотношений вторичных минералов обусловлены неравномерным проявлением метасоматических процессов и изменяются в широких пределах: калиевый полевой шпат (5-20%), серицит (3-10%), биотит (0-5%), хлорит, эпидот, карбонат (1-10%). Характерная петрографическая особенность плагиогранитов комплекса - антипертитовое развитие калиевого полевого шпата в плагиоклазе андезинового ( $An_{31-33}$ ) или олигоклазового ( $An_{27-30}$ ) состава. Акцес-

сорные минералы представлены сфеном, цирконом, апатитом, монацитом. Рудные минералы - магнетит, пирит, пирротин, халькопирит,- наиболее характерны для апогранитовых березитов, их содержание в этих метасоматитах достигает 7-10%. Полнопроявленные березиты по плагиогранитам характеризуются пирит-альбит-серицит-кварцевым составом с сохранением контуров гипидиоморфнозернистой структуры. По первичным вкрапленникам плагиоклаза формируется мелкий альбит-кварц-серицитовый агрегат, который резко отличается от средне-крупнокристаллического агрегата основной массы.

На северо-западном окончании мыса Ваганова на протяжении 700 м отмечаются несколько небольших тел плагиогранитов мощностью от нескольких метров до нескольких десятков метров, вытянутых в северо-восточном направлении и представляющих собой, по-видимому, апикальную часть массива мыса Гранитный. Они также прорывают мелко-среднезернистые цоизит-тремолит-актинолитовые амфиболиты верхнемалиновского комплекса и амфибол-кварц-альбит-эпидотовые сланцы модинской толщи. Характер контактовых поверхностей сложный и имеет апофизное и послойно-инъекционное строение. Во вмещающих сланцах контактовые изменения не сохранились. Гранитоиды вместе с вмещающими породами катаклазированы и смяты в мелкие складки, пропилитизированы и березитизированы.

Широкое развитие постинтрузивных гидротермальных и метаморфических процессов в гранитоидах малиновского комплекса обуславливает значительные вариации в химических составах однотипных пород. По петрохимическим показателям (табл. 3) породы малиновского комплекса относятся к нормальному ряду гранитоидов калиево-натриевого и натриевого типа щелочности. Плагиограниты поздней фазы характеризуются повышенной кислотностью по отношению к нормальному граниту и повышенными содержаниями  $K_2O$  в калишпатизированных и березитизированных разностях. Коэффициент глиноземистости ( $al' = 3,16-6,92$ ), указывает на принадлежность гранитоидов к группе весьма высокоглиноземистых пород. По соотношению петрогенных элементов и структуре их связей [56] гра-

## Химический состав плагиогранитов малиновского комплекса (мас. %)

Таблица 3

№ п.п.	1	2	3	4	5
№ обр.	155/4	156/1	8331/5	3352/6	3352/7
ОКИСЛЫ					
SiO <sub>2</sub>	76,20	76,28	74,60	74,01	73,40
TiO <sub>2</sub>	0,20	0,20	0,29	0,27	0,55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,75	12,45	14,06	13,90	12,12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,60	0,76	0,74	2,68	1,96
FeO	0,90	1,30	0,76	0,83	1,01
MnO	0,08	0,08	0,03	0,07	0,08
MgO	0,34	0,23	0,83	0,88	0,59
CaO	0,74	0,43	0,70	1,53	1,57
Na <sub>2</sub> O	3,00	3,40	6,24	1,90	3,65
K <sub>2</sub> O	4,23	4,33	1,47	3,69	3,48
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,05	0,04	0,08	0,11
nnn	0,74	0,84	0,72	0,59	1,01
Σ	99,83	100,35	100,48	100,43	99,73

Примечание: плагиограниты березитизированные: 1-3 – мыс Ваганова; плагиограниты березитизированные и калишпатизированные: 4, 5 – мыс Гранитный.

Заимствовано из отчета А. Ф. Хапилина и др. [59].

нитоиды малиновского комплекса соответствуют породам диорит-плагиогранитовой формации [23].

Петролого-геохимические особенности малиновских плагиогранитов свидетельствуют об их близости к гранитоидам толеитового ряда, которые являются гранитами, наиболее примитивными с точки зрения редкоэлементного состава и уровня содержания летучих компонентов и наименее перспективными в отношении потенциальной рудоносности [38]. По данным спектрального анализа (табл. 2), малиновский комплекс не имеет четко выраженной геохимической специализации. Содержания Cu, Co, Mo, Ni, Ti, Sr, V, превышающие кларк гранитных пород в 1,5-2 раза, объясняются, по-видимому, повсеместным проявлением вторичной минерализации, существенно затушевавшей первичную геохимическую специализацию интрузий. В связи с процессами березитизации по плагиогранитам и вмещающим их метавулканитам на смежных площадях отмечаются проявления золота и меди, относимые к золото-сульфидно-кварцевой [8] и колчеданной рудным формациям.

Относительный возраст комплекса определяется следующими геологическими взаимоотношениями:

- на мысах Ваганова, Гранитном плагиограниты прорывают цоизитовые амфиболиты верхнемалиновского комплекса и амфибол-кварц-альбит-эпидотовые сланцы модинской толщи;

- на правых притоках р.Малиновского (лист S-47-III, IV) филлониты по пропицитизированным кварцевым диоритам малиновского комплекса перекрываются слюдисто-кварцевыми сланцами и доломитами карбонатно-терригенной ждановской толщи;

- на левых притоках р.Чукча (лист S-47-III, IV) в туфоконгломератах и ксенотуфах борзовской толщи отмечаются обломки, размером до нескольких десятков сантиметров, диоритов и плагиогранитов, петрохимический и петрографический состав которых соответствует магматическим породам малиновского комплекса;

- в верховьях р.Малиновского пропицитизированные кварцевые диориты прорываются гранитоидами чукчинского комплекса и контактово метаморфизованы вблизи них.

Определения радиологического возраста гранитоидов Малиновского массива методом ТИЭ дают возраст  $935 \pm 70$  млн. лет [52]. Изотопно-геохронологические исследования цирконов из аналогичных гранитоидов бухты Мод (Кунарский массив) свидетельствуют об их возрасте не моложе 0,9-1,4 млрд. лет [54]. Датирование кунарских плагиогранитов, проведенное на основе изучения изотопных систем цирконов тремя методами - U-Pb, Sm-Nd и Rb-Sr [7] показывает близкие значения возраста, вписывающиеся в возрастной интервал  $727 \pm 83$  млн. лет. Учитывая приведенные данные, возраст малиновского комплекса определяется не точнее, чем протерозойский.

Приуроченность плагиогранитов толеитового ряда к офиолитовым комплексам и их пространственная сопряженность с основными и ультраосновными породами, а также особенности состава этих пород, в том числе изотопные данные, дают основание предположить, что формирование плагиогранитов малиновского комплекса и их аналогов в соседних геологических районах могло происходить в результате частичного плавления ранее образованной океанской коры при субдукции одной океанической плиты под другую [7].

#### Нансеновский комплекс гранитовый ( $\gamma$ , $\rho$ , $\alpha$ PR *n*)

Гранитоиды нансеновского комплекса закартированы в крайней северо-восточной части листа, где они вскрыты в каньоне р. Кельха и в бортах р. Изменчивая, впадающей с севера в бухту Гафнер-Фьорд. Пространственно эти коренные выходы находятся на юго-западном продолжении массивов г. Нансена и верховьев р.Тессема (лист Т-47-XXVIII,XXIX,XXX). Расстояние между обнажениями гранитоидов соизмеримо с площадью указанных массивов на соседней территории [54]. Этот факт, а также выходы гранитоидов нансеновского комплекса в среднем течении р. Кельха (лист Т-48-XXXI,XXXII,XXXIII-в подготовке к изданию), указывает на связь этих разрозненных объектов, скрытую широко развиты-

ми здесь неоген-четвертичными образованиями, и дает основание рассматривать их совместно. В магнитном поле выходы нансеновских гранитоидов объединены контрастными положительными аномалиями интенсивностью 150-400 нТл; в гравитационном поле, как и в целом массив верховьев р. Тессема, они не отражаются.

В структуре региона интрузии нансеновского комплекса и их аналоги – массивы гранитоидов чукчинского комплекса, располагаются на сочленении Карской и Чукчинско-Челюскинской структурно-формационных зон, приурочены к зоне Главного Таймырского надвига и образуют пояс, простирающийся в северо-восточном направлении не менее чем на 300 км, от верховьев р. Шренк до р. Тессема. На соседнем к востоку Челюскинском листе карты массив верховьев р. Тессема, площадью более 250 км<sup>2</sup>, и пространственно тяготеющий к нему относительно мелкий (15 км<sup>2</sup>) массив г. Нансена, в составе которых рассматриваются единичные выходы гранитоидов нансеновского комплекса данной площади, имеют в плане линейно-овальную форму, вытянуты в северо-восточном направлении и конкордантны залеганию вмещающей модинской толщи (по [54] – борзовской и дорожнинской толщ объединенных). Массивы содержат многочисленные скиалиты вмещающих пород. В породах экзоконтакта, метаморфизованных в условиях амфибол-роговиковой фации, нередко содержатся мигматитоподобные образования, представляющие собой жильно-дайковые дериваты интрузии, смятые совместно с вмещающими породами. Характерной особенностью интрузивных образований является их гнейсовидность за счет регионально проявленного динамометаморфизма. Все разновидности пород катаклазированы и метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации с широким развитием чешуйчатых гранобластовых агрегатов серицита, хлорита, биотита, реже - амфибола.

Основные разновидности пород комплекса представлены мелко- и среднезернистыми, иногда порфиroidными гранитами ( $\gamma$  PR  $n$ ), гранодиоритами, биотитовыми и роговообманковосодержащими. Они имеют светло-серую окраску, массивную, иногда гнейсовидную текстуру, гипидиоморфнозернистую структуру. Вследствие катаклаза развиваются катакластические, милонитовые, лепидогра-

нобластовые и порфиробластовые (в порфировидных выделениях - олигоклаз и кварц) структуры. Элементы директивных текстур (гнейсовидность, сланцеватость) согласны общему структурному плану территории и имеют северо-восточное простирание. Жильные образования гранитоидов представлены в основном маломощными жилами аплитов ( $\alpha$  PR  $n$ ), реже - пегматоидных гранитов. В борту каньона р. Кельха вскрыта пегматитовая жила ( $\rho$  PR $n$ ) мощностью до 2 м.

В минеральном составе гранодиоритов участвуют: плагиоклаз (25-50%), кварц (10-30%), роговая обманка (1-10%), биотит (5-15%), калиевый полевой шпат (5-15%), эпидот, хлорит, серицит (1-5%). Граниты характеризуются следующим составом: плагиоклаз (10-40%), калиевый полевой шпат (20-40%), кварц (15-35%), биотит (0,5-10%), хлорит (0-1,5%), эпидот (0-2%), карбонатов (до 1%). Среди акцессорных минералов, представленных сфеном, апатитом, цирконом, ортитом; ксенотимом, рутилом, турмалином, гранатом, наиболее характерен ортит. Он встречается практически в каждом шлифе в виде хорошо ограненных зональных кристаллов желтовато-бурого цвета, реже образует агрегаты. Рудные минералы развиваются по трещинам катаклаза, часто лейкоксенизированы, представлены пиритом, пирротинном, халькопиритом, магнетитом, гематитом.

Петрохимические характеристики (табл. 4) свидетельствуют о принадлежности гранитоидов к нормальному и умеренно-щелочному петрохимическим рядам ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=6,52-8,81$ ) весьма высокоглиноземистых пород ( $aI'=3,8-7,7$ ) калиево-натриевого и натриевого типа щелочности ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0,58-1,56$ ). От плагиогранитов толеитового ряда (малиновский комплекс) они отличаются относительно более высокой магнезиальностью и известковистостью, а также содержаниями редких и редкоземельных элементов [7]. Нансеновские гранитоиды геохимически специализированы на Мо (5 кларков) (табл. 2), остальные элементы-примеси содержатся в них в концентрациях, близких кларковым, за исключением Ва, Ga, Mn, для которых отмечаются пониженные содержания. Гранитоиды комплекса не рудоносны, но с их становлением связывается основная стадия орогенеза и широкое проявление гидротермально-метасоматических процессов во вмещающих породах.

## Химический состав гранитоидов нансеновского комплекса (мас. %)

Таблица 4

№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8
№ обр окислы	6837/3а	6837/3	4411-4	3605	4405-2	3604	3604-4	3604-5
SiO <sub>2</sub>	76,28	73,27	72,75	64,53	70,50	70,22	73,48	73,42
TiO <sub>2</sub>	0,26	0,26	0,12	0,63	0,27	0,23	0,18	0,21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,41	14,43	14,50	16,63	15,40	15,09	13,69	13,55
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,67	1,13	0,39	1,39	1,66	1,22	0,77	0,72
FeO	0,83	1,06	1,38	2,93	1,35	1,57	1,33	1,16
MnO	0,06	0,07	0,02	0,09	0,04	0,05	0,05	0,03
MgO	0,24	0,64	0,42	1,88	1,05	0,77	0,28	0,37
CaO	1,41	1,49	2,06	3,82	1,71	1,74	1,36	1,07
Na <sub>2</sub> O	2,40	3,15	4,50	3,56	3,66	3,77	4,04	3,40
K <sub>2</sub> O	4,12	3,87	2,88	3,47	3,12	4,58	4,35	5,41
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,11	0,05	0,25	0,12	1,13	0,06	0,06
nnn	0,21	0,64	0,45	0,56	0,63	1,47	0,28	0,33
Σ	99,93	100,38	99,47	100,1	99,55	100,0	100,0	99,86

Примечание: граниты: 1, 2 – р. Кельха, 3 – г. Нансена; гранодиориты: 4, 5 – верховья р. Тессема; граниты субщелочные: 6-8 - верховья р. Тессема. Заимствовано из работ: 1, 2 - А.Ф. Хапилина и др. [59]; 3-8 – А.А. Макарьева и др. по соседней с северо-востока площади (лист Т-47-XXVIII, XXIX, XXX) [53].

По химическому составу и соотношению малых элементов гранитоиды нансеновского комплекса сопоставимы с геохимическим типом гранитоидов андезитового ряда [38], которые разными исследователями относятся к обобщенному габбро-диорит-гранитовому формационному ряду. В формационной схеме магматических образований Северного Таймыра нансеновский гранитовый комплекс отвечает гранодиорит-гранитовой формации [8]. Близость химических составов и петрохимических коэффициентов интрузивных пород комплекса и андезитов, андезибазальтов борзовской толщи, приуроченность к одним и тем же тектоническим структурам предполагает их комагматичность. Гранитоиды андезитового ряда приурочены к орогенной стадии развития складчатых областей [22], следуют за вулканогенными образованиями андезитовой формации, находясь в тесной ассоциации с ними, и принадлежат к гипабиссальным образованиям.

Допозднерифейский (долаптевский) возраст нансеновского комплекса определяется на основании рвущих взаимоотношений аналогов нансеновских гранитоидов (чукчинский комплекс) с отложениями борзовской и ждановской толщ в районе р. Ниж. Таймыра [59] и обнаружения гранитов близкого типа в обломках туфоконгломератов лаптевской свиты позднего рифея (п-ов Челюскина - р. Серебрянка) [54]. Изотопно-геохронологические исследования цирконов из гранодиоритов р. Кельха свидетельствуют о возрасте пород не моложе  $720 \pm 40$  млн. лет (метод ТИЭ) [50].

#### Ранне-среднекаменноугольные интрузивные образования

##### Еремеевский комплекс гранитовый ( $\gamma C_{1-2} e$ )

Граниты еремеевского комплекса представлены на площади листа крайне ограничено. Они встречены только в элювиально-делювиальных развалах на берегу озер Крайнее и Фомы, а также вскрыты скважиной 7 на акватории залива Толля под чехлом морских четвертичных отложений мощностью 70 м. Форма и размеры интрузий, характер взаимоотношений с вмещающими породами неясны из-за отсутствия коренных обнажений на рассматриваемой территории. В магнитном поле (за пределами данной площади) массивы комплекса выражены слабо, область

их распространения совместно с гранитами бирулинского комплекса и мигматизированными гнейсами и кристаллосланцами объединяется общим “размытым” контуром слабоконтрастной положительной аномалии (200-250 нТл) на фоне положительного поля интенсивностью 100-200 нТл. На рассматриваемой территории не наблюдается четкой пространственной приуроченности повышения интенсивности магнитного поля к местам обнаружения гранитов в элювиально-делювиальных развалах, что, возможно, говорит о небольших размерах их тел. Сонахождение в развалах валунов и глыб гранитов и гранатовых кристаллосланцев свидетельствует о том, что вмещающими для еремеевских гранитов являются гранат-биотит-кварцевые кристаллические сланцы по породам стерлеговской толщи. Размещение гранитоидов в зоне развития пород не ниже эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма - общая закономерность для массивов еремеевского комплекса, область наиболее широкого распространения которых располагается западнее площади данного листа карты – на островах архипелага Норденшельда и в прибрежной части материка, где и находится его петротип (п-ов Еремеева).

Для массивов гранитоидов еремеевского комплекса (за пределами рассматриваемой площади) характерна конкордантность и конформность залеганию вмещающих пород, зазубренно-апофизный, послойно-инъекционный характер контактовых поверхностей, слабое контактовое изменение вмещающих кристаллосланцев и гнейсов, большое количество их скиалитов. По этим признакам массивы гранитоидов комплекса относятся Ю.И. Захаровым [17, 18] к автохтонным или параавтохтонным гранитоидам ультраметагенного происхождения.

Гранитоиды комплекса представлены мелко-среднезернистыми равномерно-зернистыми меланократовыми биотитовыми гранитами, реже гранодиоритами слабомусковитизированными гнейсовидными, иногда катаклазированными. Нередко гнейсовидно-сланцеватые текстуры гранитоидов совместно с вмещающими породами гофрированы в мелкие складки течения. В целом директивные текстуры гранитоидов имеют северо-восточное простирание и подчинены общему простиранию пород в регионе. Меланократовый облик пород обусловлен высоким со-

держанием биотита, достигающим иногда 15%. Мусковит развивается по трещинам катаклаза, замещая преимущественно биотит. По петрохимическим характеристикам (табл. 5) гранитоиды еремеевского комплекса относятся к нормальному и умеренно-щелочному петрохимическим рядам кислых пород семейств нормальных и умеренно-щелочных гранитов. По соотношению  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  они принадлежат к калиево-натриевому типу с примерно равным содержанием этих окислов. По химическому составу еремеевский комплекс может быть отнесен к гранитовой формации [23]. Анализ распределения элементов-примесей в гранитоидах (табл. 2) показывает, что они характеризуются повышенными содержаниями Cr, Ni, Pb, Sn, Be и специализированы на Mo [33].

Граниты ( $\gamma$  C<sub>1-2</sub> e), отмеченные в редких элювиально-делювиальных развалах на рассматриваемой площади, по петрографическим признакам соответствуют приведенной выше общей характеристике гранитоидов еремеевского комплекса, для них так же характерно развитие вторичного мусковита, гнейсовидные и катакластические текстуры, меланократовый облик. Кроме того, в пользу принадлежности этих гранитов к “гранитоидам Карского континента” [7] говорит и их размещение в Карской структурно-формационной зоне, к северу от зоны Главного Таймырского надвига.

Большинство исследователей (Даминова А.М., Погребницкий Ю.Е., Гулин С.А., Беззубцев В.В. и др.) связывают образование рассматриваемых интрузий с позднепалеозойским этапом развития региона. Геохронологическими исследованиями гранитоидов Берега Харитона Лаптева, близких еремеевским, комплексом методов (U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr, Ar-Ar и K-Ar) установлено [7], что возраст метаморфизма флишоидных отложений, вмещающих согласные тела гранитоидов, составляет 273-279 млн. лет, а сами автохтонные граниты датируются возрастом  $306 \pm 2$  млн. лет (U-Pb метод по монациту) [7], что соответствует среднему карбону.

## Химический состав биотитовых гранитов еремеевского комплекса (мас. %)

Таблица 5

№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7
№ обр.	1509	1507	1535/1	1516/4	1524/1	1559/1	1523
ОКИСЛЫ							
SiO <sub>2</sub>	71,86	71,87	69,22	69,24	71,39	70,62	71,62
TiO <sub>2</sub>	0,42	0,22	0,42	0,50	0,14	0,45	0,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,26	14,29	14,77	15,06	14,94	15,10	15,46
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,10	0,32	0,35	0,01	0,95	0,94	0,22
FeO	1,28	1,15	1,45	2,10	0,78	1,46	0,94
MnO	0,04	0,03	0,03	0,02	0,01	0,06	0,01
MgO	0,60	0,94	0,44	0,76	0,98	0,56	0,32
CaO	1,32	1,18	2,30	1,32	0,99	1,28	0,95
Na <sub>2</sub> O	4,44	3,58	5,00	4,07	4,14	3,94	4,77
K <sub>2</sub> O	4,06	4,81	4,34	4,73	4,15	5,16	3,93
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	0,31	0,29	0,30	0,33	0,18	0,18
nnn	0,11	0,11	0,09	0,15	0,13	0	0,14
Σ	98,69	98,81	98,70	98,26	98,93	99,75	98,71

Примечание: граниты биотитовые крупнозернистые мусковитизированные:  
 1,2 - м. Гелленорм; 3, 4 - о. Таймыр; граниты биотитовые мелко-  
 среднезернистые мусковитизированные: 5 - г. Эффект, 6 - о. Пи-  
 лота Махоткина, 7 - бух. Безымянная.  
 Заимствовано из отчета А. Ф. Хапилина и др. [59] по смежной с  
 запада площади (лист Т-47-XXXI, XXXIII).

## ТЕКТОНИКА

Таймырская складчатая система, согласно взглядам Ю.Е. Погребицкого [35], Н.С. Малича [8], рассматривается как тектонически активизированная в позднегерцинско-раннекиммерийскую эпоху периферическая часть древнего кратона. В тектоническом районировании Таймыра выделяются три мегаструктуры: Карская плита (молодая платформа), Сибирская палеоплатформа и зона их сочленения – пояс складчатых структур более мелких порядков, выделяющийся как Центрально-Таймырский аккреционный пояс [7, 23, 41]. Эти мегаструктуры разделяются крупнейшими разрывными нарушениями региона - Главным Таймырским и Пясино-Фаддеевским надвигами. Структурно-формационные комплексы Карской плиты слагают одноименную – Карскую структурно-формационную зону (=Ленивенско-Большевикскую [54], Мининско-Челюскинскую [12, 59, 60]). Часть Центрально-Таймырского аккреционного пояса, входящая в площадь данного листа карты, разделена Мамонтовско-Модинским взбросо-надвигом на две структурно-формационные зоны: Чукчинско-Челюскинскую и Шренк-Фаддеевскую. Таким образом, лист Т-47-XXXIV,XXXV,XXXVI располагается в пределах трех структурно-формационных зон: Карской, Чукчинско-Челюскинской и Шренк-Фаддеевской, различающихся набором слагающих их структурно-формационных комплексов пород, образовавшихся в разных фациальных и геодинамических условиях

Карская структурно-формационная зона, в которую входит северо-западная половина площади данного листа, в современном структурном плане представляет собой комплекс тектонических пластин разновозрастных образований с различным уровнем эрозионного среза, разделенных региональными взбросо-надвигами, субпараллельными Главному Таймырскому надвигу, ограничивающему фас Карской плиты. Эта зона сложена флишоидными отложениями – ритмично переслаивающимися метапесчаниками, метаалевролитами и метааргиллитами, смятыми в складки, зонально регионально метаморфизованными и гранитизированными в течение позднепалеозойской коллизии Карской плиты с Палео-Сибирью, в ре-

зультате которой образовалась складчато-надвиговая структура Таймырской складчатой системы и завершилось формирование структурного плана всего Таймыра в его современном виде.

Стратифицированные формации Карской структурно-формационной зоны образуют флишоидный формационный комплекс и составляют протерозойский структурный этаж этой зоны. На площади данного листа они представлены только стерлеговской толщей, являющейся верхней частью флишоидной глинисто-песчано-углеродистой формации и обособляющейся в ранне-среднерифейский структурный ярус протерозойского этажа. Отложения воскресенской и мининской толщ, относящиеся соответственно к нижней части ранне-среднерифейского яруса и к второму ярусу этажа - верхнерифейско-нижневендскому, на данной площади не вскрыты, но их возможное присутствие под чехлом рыхлых отложений подтверждается простиранием выходов этих пород на сопредельных территориях. Мощность ранне-среднерифейского яруса 1500 м.

Характер гравитационного поля в пределах Карской структурно-формационной зоны свидетельствует об относительно простой структуре осадочного чехла, сложенного породами ранне-среднерифейского яруса. Постепенное повышение интенсивности поля к северу, вероятно, отражает воздымание поверхности кристаллического фундамента к ядру наиболее крупной структуры – Карского мегаантиклинория. Магнитное поле в пределах распространения пород ранне-среднерифейского яруса носит спокойный характер с интенсивностью +50-150 нТл и линейной северо-восточной ориентировкой изодинам.

Чукчинско-Челюскинская структурно-формационная зона занимает центральную часть рассматриваемой территории. Она характеризуется вулканогенно-осадочным типом разреза с рядом формаций, отражающих геодинамические обстановки доколлизийного этапа развития межконтинентального рифта и континентальных окраин. Здесь представлена формация толеитовых metabазальтов океанского комплекса [7] (спилито-кератофировая по [8]), metabазальт-андезит-дацит-риолитовая, андезит-базальтовая и метариолитовая формации островодужного комплекса, а также осадочные и вулканогенно-осадочные формации, ха-

ракетные для окраинных бассейнов. Все эти образования, собранные последующей коллизией островной дуги с блоками континентальных масс в аккреционный пояс, составляют протерозойский структурный этаж Чукчинско-Челюскинской структурно-формационной зоны, который, в свою очередь, делится поверхностями угловых и стратиграфических несогласий на структурные ярусы.

Нижний (раннепротерозойский) ярус в разрезе протерозойского структурного этажа Чукчинско-Челюскинской структурно-формационной зоны представлен модинской толщей вулканитов толеитового ряда. На рассматриваемой площади они распространены между Главным Таймырским надвигом и Мамонтовско-Модинским разломом, что предполагается по серии выходов сланцев модинской толщи на берегах р. Ниж. Таймыра, так как вся остальная часть площади листа покрыта чехлом мезозойско-кайнозойских образований. К северо-востоку, за пределами рассматриваемой территории, в этой зоне, наряду с толеитовыми метабазальтами, закартированы терригенно-карбонатные отложения серебрянской и ждановской толщ и островодужные вулканогенные образования борзовской толщи, выделяемые в отдельный (верхний) ярус [54]. Указанные толщи, возможно, распространены и на площади данного листа, но плохая обнаженность территории позволяет судить о ее структуре только по фрагментарным выходам модинской толщи. Мощность нижнего яруса составляет до 1800 м.

По данным гравиметрической съемки, область распространения пород нижнего структурного яруса выражена спокойным слабо отрицательным полем интенсивностью от 0 до  $-8$  мГл. Магнитное поле над ней имеет положительный знак в общем, но характеризуется наибольшей неоднородностью, которая проявлена в наличии мелких линейных положительных аномалий северо-восточного простирания, отражающих, по-видимому, широкое развитие в породах модинской толщи гидротермально-метасоматических процессов по многочисленным зонам тектонических нарушений.

Шренк-Фаддеевская структурно-формационная зона представлена терригенно-карбонатным формационным комплексом, состоящим из гравелито-кварцево-песчаниковой (становская толща) и согласно залегающей на ней известняково-

доломитовой (колосовская свита) стратифицированных формаций, слагающих верхнерифейский структурный ярус протерозойского этажа Шренк-Фаддеевской зоны. На данной площади распространение названных свит предполагается под чехлом мезозойско-кайнозойских отложений к юго-востоку от Мамонтовско-Модинского разлома по аналогии со смежной с востока территорией. На этой же смежной площади, в районе устья р. Дорожная, базальные кварцевые песчаники становской свиты с угловым несогласием залегают на метаморфизованных терригенно-карбонатных отложениях ждановской толщи и вулканитах дорожнинской толщи (стратиграфический аналог борзовской толщи), что дает основание для выделения верхнерифейского яруса. Мощность яруса более 1300 м.

В физических полях терригенно-карбонатные породы верхнерифейского яруса отчетливо выражены пониженной (до 0 - +50 нТл) интенсивностью магнитного поля и площадной отрицательной гравитационной аномалией слабой интенсивности (-8 – 18 мГл).

Большая часть рассматриваемой территории покрыта чехлом рыхлых отложений, которые составляют мезозойско-кайнозойский структурный этаж, разделенный на два яруса. Нижнему ярусу соответствует юрско-меловой структурно-формационный комплекс, представленный конгломератовой, углисто-глинисто-песчаной и песчаной угленосной формациями, образованными в платформенных континентальных условиях. Мощность яруса около 170 м. Верхнему ярусу отвечает неоген-четвертичный структурно-формационный комплекс, представленный валунно-песчано-алеврито-глинистой, валунно-галечной и торфяно-алеврито-песчаной континентальными и прибрежно-морскими формациями. Мощность яруса составляет до 160 м. Наличие региональной поверхности выравнивания (пенеплена) в подошве кайнозойских отложений на границе ярусов фиксируется на соседних территориях [32, 54, 63] площадными и линейными корами химического выветривания мел-палеогенового возраста.

Угленосные отложения нижнего яруса выполняют днища двух юрско-меловых депрессий: Оскаровской и Фоминской, ранее объединявшихся в одну Усть-Таймырскую наложенную впадину [43, 59]. Эти отрицательные структуры,

разделенные узким поднятием, заложены в результате блоковых движений по долгоживущим разломам, о чем свидетельствуют многочисленные перерывы и деформации в юрских и раннемеловых отложениях [28, 32, 40]. Накопление прибрежно-морских и континентальных отложений верхнего яруса также происходило в режиме блоковых перемещений, обусловивших ингрессии моря по опущенным блокам. Блоковое строение территории и унаследованность основных тектонических швов подтверждается данными сейсмоакустического профилирования на акватории Таймырского залива западнее границ листа [60].

### Разрывные нарушения

Особенность морфоструктурного плана района – его контроль ортогональной сетью разломов северо-восточного и северо-западного направлений, предопределяющий конфигурацию конкретных морфоструктур (блоков) и различную степень их активности на неотектоническом этапе. Другой отличительной чертой является унаследованность развития разломов от более древних тектонических этапов. Тектонические нарушения северо-западного простирания связываются большинством исследователей с дейтерогенезом в позднем палеозое-раннем мезозое [32, 63]. Некоторые авторы [55] считают, что заложение всей ортогональной сети разломов происходило в позднем протерозое (рифее), а в дальнейшем, в различные тектонически активные эпохи, движения по ним возобновлялись. Наиболее активными на неотектоническом этапе, при этом, являлись разломы северо-западного простирания, определяемые ими как сдвиговые структуры. Так или иначе, существование на севере Центрального Таймыра ортогональной сети разломов признается всеми исследователями.

Основой для выделения разломных зон на акватории и плохо обнаженной суше послужили в основном результаты аэромагнитной съемки и геоморфологические признаки. В зависимости от соотношения с общим северо-восточным структурным планом региона, выделяются продольные (согласные) разломы: Оскаровский, Прибрежный, Главный Таймырский, Мамонтовско-Модинский, Дорожнинский, а также поперечные (секущие) разломы: Красинский, Усть-

Таймырский, Толлевский и Гафнерский. Продольные разломы, вслед за А.А. Межвилком, интерпретируются как взбросо-надвиговые структуры, а поперечные разломы относятся к сбросо-сдвиговым [55].

Оскарковский разлом выделен по аэромагнитным данным и геоморфологическим признакам. Он протягивается от устья р. Неудобная на п-ове Оскара через залив Толля и далее в северо-восточном направлении за пределы листа, переходя в Паландерскую зону разломов, интерпретируемую как серия сбросов с амплитудами не более 300 м [54]. На юго-западном своем продолжении Оскарковский разлом прослеживается через устье р. Коломейцева. В магнитном поле он подчеркивается линейной северо-восточной ориентировкой изодинам, сгущение которых фиксирует сглаженный переход между областями с разной интенсивностью поля. Сейсмоакустическим профилированием Таймырского залива и залива Толля установлено [60] ступенеобразное блоковое строение коренного цоколя, контролирующее контур Оскарковской юрско-меловой депрессии; южным ограничением одного из таких блоков является это тектоническое нарушение. Оскарковский разлом полностью совпадает с Восточно-Солнечнинско-Ахматовским региональным разломом сложной морфологии, заложенным в ранне-среднекаменноугольное время и относящимся к глубинным и долгоживущим [13].

Прибрежный разлом выделен по геоморфологическим признакам. Он ограничивает с северо-запада блоковое поднятие правобережья Таймырской губы на северо-восточном продолжении Мамонтовско-Устьтаймырского горст-антиклинория. В магнитном поле разлом слабо отражен сгущением линейно ориентированных изодинам и изменением интенсивности положительного поля вкрест простиранья структур. На северо-востоке, за пределами листа, это нарушение, вероятно, примыкает к Оскарковскому разлому, образуя Паландерскую зону разломов [54]. На юго-западе, за пределами рассматриваемой площади, Прибрежный разлом, фиксируясь также по геоморфологическим признакам, прослеживается через устье р. Зееберга. По данным бурения на п-ове Оскара [60] установлена ступень на поверхности коренного цоколя высотой около 150 м, отражающая относительное перемещение блоков на неотектоническом этапе и составляющая

только часть истинной амплитуды смещения по этому сбросу. Время заложения Прибрежного разлома, так же как и Оскаровского, соответствует раннему-среднему карбону.

Зона Главного Таймырского надвига на рассматриваемой площади скрыта под рыхлыми отложениями мезозойско-кайнозойского чехла. В гравитационном поле она выражена резкой контрастной сменой знака вкрест простирания структуры, а судя по контрастным линейным магнитным аномалиям, состоит из нескольких сопряженных субпараллельных разломов, протягивающихся от п-ова Равича и бухты Особенная через кутовую часть Гафнер-фьорда и далее на северо-восток за пределы листа. На юго-западном продолжении, за пределами данной площади, зона Главного Таймырского надвига прослеживается до озер Астрономических и далее к западу и интерпретируется всеми исследователями как сложная система взаимно пересекающихся эшелонированных разноамплитудных надвигов и взбросов, разделяющая структурно-формационные зоны Таймырской складчатой системы. Эта зона является региональным тектоническим швом, по которому более метаморфизованные породы и граниты окраины Карского континента надвинуты на слабо метаморфизованные (низы зеленосланцевой фации) породы Чукчинско-Челюскинской зоны. Резкая смена структурно-формационных комплексов пород, характеризующих указанные зоны, фиксируется на левобережье Таймырской губы, на берегу бухты Особенная, а также на юго-западном простирании надвига за пределами данной территории [59]. Заложение зоны надвига как шовной структуры относится к позднему рифею, когда сформировались две структурно-формационные зоны, границей между которыми он является, позднее он неоднократно подновлялся. Как структура, в современном плане, он сформировался в конце мезозоя. Поздняя его активизация проявилась в формировании северного борта Фоминской юрско-меловой депрессии.

Мамонтовско-Модинский разлом выделяется по данным аэромагнитной съемки. Он отчетливо прослеживается от устья р. Фомина в северо-восточном направлении до устья р. Меандр по границе однородного слабо положительного (0 - +50 нТл) магнитного поля. Далее к северо-востоку, за пределами листа, разлом

протягивается по геологическим признакам через плато Лодочникова к бухте Мод (п-ов Челюскина). В юго-западном направлении разлом также трассируется по линии резкого изменения характера магнитного поля, ограничивая с северо-запада Шренковскую депрессию и, по-видимому, сопрягается с Главным Таймырским надвигом в районе озер Астрономических. На разных участках за пределами рассматриваемой территории Мамонтовско-Модинский разлом и оперяющие его нарушения имеют различный характер и интерпретируются как взбросы и сбросы с вертикальной амплитудой смещения до 1 км и круто падающими на северо-запад сместителями. В районе г. Академика Смирнова (лист Т-48-XXXI,XXXII,XXXIII) участок этого разлома, изогнутый в виде выпуклой с юго-востоку дуги, закартирован как надвиг с налеганием вулканитов модинской толщи на карбонатные породы колосовской свиты. Мамонтовско-Модинский разлом на всем своем протяжении отделяет область распространения вулканитов нижнего яруса протерозойского структурного этажа Чукчинско-Челюскинской структурно-формационной зоны от терригенно-карбонатных пород верхнерифейского яруса протерозойского структурного этажа Шренк-Фаддеевской зоны. По масштабу проявления и морфологии он сопоставим с Главным Таймырским надвигом, имеет также взбросо-надвиговую природу и позднерифейский возраст заложения.

Дорожнинский разлом на рассматриваемой территории и к юго-западу от нее скрыт рыхлыми отложениями. В физических полях этот его участок отчетливо не выражен. Положение нарушения предполагается по его простиранию с соседнего листа карты (Т-48-XXXI,XXXII,XXXIII-в подготовке к изданию), где он прослежен по геологическим признакам, более контрастно проявляется в магнитном поле и классифицируется как сброс с опущенным северо-западным блоком и амплитудой от 1 до 2 км. Заложение этого нарушения, вероятно, произошло в поздне-рифейское время, в дальнейшем оно подновлялось в пермский и триасовый периоды, что подтверждается пересечением им интрузивных массивов и даек соответствующего возраста.

В крайнем юго-восточном углу площади листа под рыхлыми отложениями по аналогии со смежной с востока территорией предполагается сброс с падением сместителя на юго-восток. Это нарушение совместно с Дорожнинским разломом образует структуру типа горст-антиклинали, в ядре которой, на соседней к востоку площади, залегают породы ждановской и дорожнинской (аналог борзовской) толщ и прорывающие их позднепалеозойские гранитоиды, а по периферии – породы становской толщи и колосовской свиты. В магнитном поле ядро этой структуры отражается цепочкой контрастных линейных положительных аномалий интенсивностью 200-600 нТл, постепенно затухающих к юго-западу, фиксируя погружение ее шарнира.

Секущие разломы северо-западного простирания в физических полях выражены слабее и выделяются в предположительной форме в основном по границам между блоками, различающимися характером поля (степень изрезанности, направление аномальных осей и др.). Наиболее достоверным из этих разломов представляется Красинский сброс, предполагаемый фрагмент которого показан в юго-западном углу листа. Существование этого нарушения косвенно подтверждается крутым уступом в рельефе смежной к западу территории, отделяющим приморскую равнину от приподнятой платообразной возвышенности (г. Посадочная). Красинский разлом практически полностью совпадает с выделенным ранее А.А. Межвилком поперечным сдвигом позднепротерозойского времени заложения, активизированным в позднепалеозойско-раннемезозойское и неогеновое время [55].

К северо-востоку от Красинского разлома по аэромагнитным и геоморфологическим признакам выделяются Устьтаймырский, Толлевский и Гафнерский разломы. Первый из них прослеживается в юго-восточном направлении от центральной части о. Тыртов (соседний к западу лист) в устье р. Ниж. Таймыра, второй и третий, имеющие также северо-западное простирание, трассируются в центральной и северо-восточной части площади. Эти разломы проводятся по границе раздела магнитных полей близкой интенсивности, но с различной конфигурацией изодинам. Они имеют сбросовый характер и образуют погребенные уступы в рельефе коренного цоколя, контролируя контуры депрессий юрско-мелового воз-

раста, что свидетельствует об их активности на мезозойском и неотектоническом этапе. Сдвиговая составляющая этих нарушений проявлена очень слабо, она отражена в незначительном смещении осей линейных магнитных аномалий.

### Складчатые структуры

Структурный план складчатого основания территории можно представить только с большой долей предположительности из-за повсеместного распространения рыхлых мезозойско-кайнозойских отложений. Данные гравиметрической и аэромагнитной съемок свидетельствуют о том, что в целом он согласуется с генеральным северо-восточным простиранием структур Северного Таймыра. Площадь данного листа лежит в пределах двух региональных структур: Карского мегаантиклинория и Челюскинского мегасинклинория [13], разделенных Главным Таймырским надвигом. Эти мегаструктуры на сопредельных территориях осложнены более мелкими складками, интрузиями и ограничены крупными разломами. Реконструкция структур второго и более мелких порядков на данной территории невозможна из-за крайне плохой обнаженности, они выделены условно на основе анализа складчатых структур соседних площадей и прослеживания их в физических полях данного листа.

Карский мегаантиклинорий сложен флишоидными толщами протерозойского структурного этажа Карской структурно-формационной зоны. В составе Карского мегаантиклинория выделяются Вальтеровский грабен-синклинорий и Паландерский горст антиклинорий.

Вальтеровский грабен-синклинорий расположен в северо-западной части площади. Эта структура протягивается в северо-восточном направлении от кутовой части залива Вальтера (лист Т-47-XXXI,XXXII,XXXIII) через мыс Оскара и далее за пределы листа - к о. Лишний и островам Фирнлея. юго-восточное крыло грабен-синклинория сопрягается по Оскаровскому разлому с Паландерским горст-антиклинорием. Структура имеет сложное блоковое строение и трудно поддается интерпретации, тем более что наблюдению доступно только ее юго-западное периклинальное замыкание (берег залива Вальтера), основная же часть

скрыта водами Карского моря и чехлом мезозойско-кайнозойских отложений Оскаровской депрессии.

Паландерский горст-антиклинорий занимает центральную часть района, протягиваясь в северо-восточном направлении от устья р. Ниж. Таймыра через южное побережье зал. Толля и бух. Паландера. Он является северо-восточным продолжением Мамонтовско-Устьтаймырского горст-антиклинория, выделяемого на соседнем к западу листе [59]. Бурением установлено, что в погребенном под рыхлыми отложениями рельефе свод этой структуры, фиксируемый редкими коренными выходами пород стерлеговской толщи, представляет собой блоковое поднятие шириной вкрест простирания 16-20 км с относительным превышением около 150 м. Юго-восточное крыло горст-антиклинория срезается Главным Таймырским надвигом. Фрагменты внутреннего строения Паландерского горст-антиклинория прослеживаются в береговых обнажениях пород стерлеговской толщи п-ова Пурнемцова и мыса Каменецкий на левобережье Таймырской губы, а также мысов Лаврова и Гафнера в горле Гафнер-Фьорда. Алевролиты и песчаники толщи, метаморфизованные до уровня эпидот-амфиболитовой фации, здесь смяты в изоклиналильные складки, опрокинутые на юго-восток с азимутом падения крыльев 310-340° под углом 40-70°.

Челюскинский мегасинклинорий слагают вулканогенные и терригенно-карбонатные породы протерозойского структурного этажа Чукчинско-Челюскинской структурно-формационной зоны. На простирании этой мегаструктуры за границами рассматриваемой площади породы смяты в линейные складки северо-восточного простирания, осложнены разрывными нарушениями и крупными интрузивными массивами. В пределах данного листа мегаструктура закрыта мезозойско-кайнозойскими образованиями Фоминской наложенной впадины. Фрагменты внутреннего строения мегасинклинория обнажаются только в коренных выходах берега р. Ниж. Таймыра (п-ов Равича и мыс Ваганова), где вулканогенные породы модинской толщи, метаморфизованные в зеленосланцевой фации, имеют северо-восточное простирание, крутое, преимущественно северо-западное, падение и характеризуются обилием зон трещиноватости и согласных кварцевых

жил. На мысе Поворотном по встречному падению пород в разрозненных береговых обнажениях реконструируется синклинальная складка шириной первые сотни метров с более крутым (Аз. пад.  $140-150^\circ$  угол  $75^\circ$ ) северо-западным крылом.

## ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В структурно-вещественной эволюции земной коры Северного Таймыра выделяется семь крупных этапов: раннепротерозойский, ранне-среднерифейский, позднерифейско-ранневендский, поздневендско-раннекаменноугольный, среднекаменноугольно-триасовый, юрско-меловой и неоген-четвертичный, объединяющиеся в три мегацикла: пермобильный, эоплатформенный и плитный [8]. Ввиду отсутствия на рассматриваемой территории отложений большей части разреза от нижнего венда до триаса включительно, история геологического развития района может быть восстановлена только в общем виде с привлечением данных со смежных площадей.

К модинскому времени ( $PR_1$ ), с которого может быть начата реконструкция геодинамических обстановок и режима осадконакопления на данной территории, земная кора региона претерпела протогеосинклинальный (пермобильный) режим-развития и вошла в состав Северо-Азиатского материка. В раннепротерозойское время произошел раскол этого древнего кратона с обособлением Сибирской и Карской континентальных плит, разделенных подвижной зоной деструкции. Она, скорее всего, представляла собой рифтогенный прогиб, заложенный по структурным швам, разделяющим геоблоки архейского фундамента [8].

На раннепротерозойском этапе в рифтогенном желобе межконтинентального бассейна, в обстановке интенсивного прогибания, происходило излияние лав толеитовых базальтов модинской толщи. Они образуют нижний ярус протерозойского структурного этажа Чукчинско-Челюскинской структурно-формационной зоны и относятся к офиолитовой ассоциации совместно с ультрабазитами и габброидами верхнемалиновского и плагиогранитами малиновского интрузивных комплексов. К концу модинского времени в зоне субдукции Карской и Сибирской

плит проявились первые фазы складчатости, в результате которых в межконтинентальном бассейне образовалась островная дуга. Она поднялась, по-видимому, над шовной зоной, унаследованной затем Главным Таймырским надвигом, который является границей формационных зон. К северо-западу от него располагается Карская структурно-формационная зона, к юго-востоку – Чукчинско-Челюскинская. Геологические образования этих зон имеют черты автономного развития, что говорит об их значительной разобщенности во время накопления осадков в их пределах.

Ранне-среднерифейский этап характеризовался формированием осадочной оболочки в условиях подвижной платформы. На этом этапе в Чукчинско-Челюскинской структурно-формационной зоне устойчивые продукты эрозии послужили исходным материалом для кварцевых песчаников и гравелитов фрагментарно развитой на соседней к северо-востоку площади серебрянской толщи, лежащей в основании среднего яруса протерозойского структурного этажа указанной зоны. Этот ярус отвечает этапу развития островной дуги, включающему образование метабазальт-андезит-дацит-риолитовой, андезито-базальтовой и метариолитовой формаций островодужного комплекса, а также осадочных и вулканогенно-осадочных формаций окраинных бассейнов. Состав вулканогенных пород менялся от базальтов до риолитов при резком преобладании андезитов. Излияния лав сопровождалась выбросами грубообломочного пирокластического материала, свидетельствующими о широком развитии жерловых фаций и формировании их в субаэральных прибрежно-морских условиях. На данной площади породы островодужного комплекса не вскрыты, но их распространение к юго-востоку от Главного Таймырского надвига можно предполагать по аналогии с соседними территориями.

В Карской структурно-формационной зоне на ранне-среднерифейском этапе происходило накопление глинисто-песчано-углеродистой флишоидной формации в составе воскресенской и стерлеговской толщ (наличие первой из них можно предполагать под чехлом рыхлых отложений по аналогии со смежными листами). Ритмичное строение разреза флишоидных толщ, разнообразные косослоистые

текстуры, следы местных размывов и оползаний свидетельствуют о том, что они осаждались в условиях высокодинамичной среды в обстановке континентального склона и его подножия. Существенно полевошпатово-кварцевый состав обломочной части осадков свидетельствует о размыве сиалического фундамента, сложенного глубоко метаморфизованными породами основания Карской плиты. Таким образом, флишоидные толщи Карской структурно-формационной зоны представляют собой краевую часть плитного чехла над архейским Северо-Карским массивом.

Конец ранне-среднерифейского этапа ознаменовался крупным событием в геологической истории региона. Им явилось столкновение островной дуги с блоками континентальных масс, которые были представлены Шренк-Фаддеевским передовым выступом Сибирской плиты. Коллизионный процесс сопровождался заложением Мамонтовско-Модинского и Дорожнинского разломов, внедрением гранитоидных интрузий нансеновского комплекса, зональным метаморфизмом и поднятием территории, особенно контрастно проявившимся в Чукчинско-Челюскинской зоне. В результате образовался Центрально-Таймырский аккреционный пояс, состоящий из выведенных на поверхность складчатых структур островной дуги и блоков архейского фундамента.

Рудоносность стратифицированных толщ ранне-среднерифейского этапа определяется регионально проявленными процессами пропилитизации и березитизации в вулканитах модинской толщи, и плагиогранитах малиновского комплекса. В связи с региональными гидротермально-метасоматическими процессами, широко распространенными за пределами рассматриваемой площади в зонах смятия, установлены проявления золотосодержащей сульфидной минерализации, относящейся к колчеданной формации. На территории данного листа отмечаются единичные пункты минерализации указанного формационного типа, характеризующиеся слабым проявлением метасоматических процессов.

На следующем, поздне-рифейско-ранневендском, этапе осадкообразование происходило также в различных по тектоническому режиму обстановках, но характер отложений в них уже отражает общее ослабление фациальных различий и

переход к относительно стабильным, собственно платформенным условиям развития. В Карской формационной зоне в течении всего этапа шло накопление вулканомиктовых граувакковых флишоидных отложений мининской толщи (она картирована на смежном с запада листе). Чукчинско-Челюскинская зона продолжала существование в качестве островной дуги с формированием терригенно-карбонатных преддуговых отложений (продольнинская толща на соседней к востоку площади) и излияниями лав среднего и кислого состава (лаптевская свита на смежных с юга и востока площадях). В Шренк-Фаддеевской зоне формировался сложный терригенно-карбонатно-вулканогенный комплекс, отражающий крупный трансгрессивно-регрессивный цикл, который начинается отложениями карбонатно-терригенной формации (становская свита), включает морскую карбонатную формацию (колосовская свита и скальнинская толща) и завершается терригенной молассоидной формацией (посадочнинская свита). Эти отложения также не вскрыты на данной территории, но картируются на сопредельных площадях в непосредственной близости от границы листов. В начале становского времени в окраинно-континентальном море, которое простиралось к юго-востоку от островной гряды, маркирующей границу формационных зон, преобладали условия морского терригенного осадконакопления с трансгрессивной направленностью. Незначительное развитие карбонатных пород, фиксирующих завершение седиментационных ритмов, горизонтальная слоистость отложений и присутствие зерен глауконита однозначно определяют прибрежно-морскую обстановку осадконакопления. Карбонатные, преимущественно доломитовые, рифоидные образования колосовской свиты и доломито-изветняковые отложения скальнинской толщи накапливались в условиях теплого морского бассейна повышенной солености глубиной не более 20 м. Молассоидные грубозернистые отложения посадочнинской свиты образовались в конце этапа, после общего воздымания территории, которое связывается с предвендской коллизией аккреционного блока, включающего передовой Шренк-Фаддеевский платформенный массив, с Сибирской палеоплатформой.

Стратифицированные толщи и слабопроявленные магматические образования позднерифейско-ранневендского этапа на рассматриваемой площади не несут признаков рудоности.

С позднего венда континентальная окраина Сибирской палеоплатформы и аккреционный пояс в ее составе становится пассивной со стабильным платформенным режимом развития [32], при котором в условиях эпиконтинентального моря происходило накопление терригенных и карбонатно-терригенных отложений. В течение поздневендско-раннекаменноугольного этапа территории, прилегающие с юго-востока к рассматриваемому району, развивались в условиях относительно слабых нисходящих тектонических движений и устойчивого режима осадконакопления [8], а исследуемый район, по видимому, являлся областью сноса.

В пределах обнаженных фрагментов Карской плиты и Центрально-Таймырского аккреционного пояса на данной территории отложения палеозойского и раннемезозойского (триасового) возраста отсутствуют, что затрудняет реконструкцию геодинамических обстановок этого временного отрезка. В качестве индикатора тектонической эволюции коры рассматриваемого района могут быть использованы особенности развития интрузивного магматизма на соседних площадях, где широко представлены гранитоиды еремеевского, бирулинского, коломейцевского, книповического и моржовского комплексов. Временной интервал становления массивов первых трех комплексов, представляющих собой типично коровые образования, сформировавшиеся в условиях тектонического утолщения коры и регионального метаморфизма, и соответствующий нижне-среднекаменноугольному времени, фиксирует начало коллизии Карской плиты и Сибирской платформы. Расчешуивание и скупивание южного фаса Карской плиты с выводом на дневную поверхность автохтонных и параавтохтонных гранитов, а также заложение крупных взбросо-надвигов, определяющих современный структурный план северной части Таймыро-Североземельской складчатой области, вероятно, синхронно с внедрением интрузий книповического комплекса субщелочных гранитов.

Таким образом среднекаменноугольно-триасовый этап в геологической истории региона – это время коренной перестройки всего структурно-тектонического плана территории. В результате коллизии в пределах Карской плиты произошла глубинная тектоно-термальная переработка с образованием гранитно-гнейсово-сланцевых комплексов и “выжиманием” в осевых зонах поднятий гранито-гнейсовой инфраструктуры, созданной в условиях амфиболитовой фации метаморфизма [32]. Сформировалась Таймырская складчатая система линейных дислокаций, при этом общий подъем территории, наряду с интенсивным складкообразованием, сопровождался заложением новых (Прибрежного, Оскаровского,) и подновлением старых разрывных нарушений, в том числе зон Главного Таймырского, Мамонтовско-Модинского и Дорожнинского долгоживущих разломов. Морские условия предыдущего, поздневендско-раннекаменноугольного, этапа сменились длительным этапом преимущественно континентального развития. Таймырские складчатые сооружения образовали крупный Карский ороген.

В конце среднекаменноугольно-триасового этапа на рубеже триасового и юрского периодов, вероятно, проявилась последняя фаза тектоно-магматической активизации платформы, сопровождавшаяся заложением сбросов северо-западного простирания, очередным подновлением северо-восточных разломов, сводово-глыбовыми движениями и внедрением в постколлизиионной внутриконтинентальной обстановке малых интрузий монцонит-сиенитового состава, завершивших активную магматическую деятельность на Таймыре. Орогенный режим этого времени подтверждается поздне триасовыми-раннеюрскими корами выветривания на сопредельных площадях и грубообломочными породами раннеюрской кунарской свиты, которые выполняют днища наложенных впадин, заложившихся в результате сводово-глыбовых движений этой фазы [54].

Среднекаменноугольно-триасовый этап, в связи с интенсивным проявлением интрузивного магматизма, является, как показывает анализ закономерностей размещения полезных ископаемых на сопредельных площадях, вторым по продуктивности после ранне-среднерифейского этапа. Но на рассматриваемой территории, почти полностью скрытой чехлом мезозойско-кайнозойских отложений, от-

мечены только повышенные содержания ильменита во флишоидных отложениях Карской формационной зоны. Металлогеническая специализация метапесчаников и метаалевролитов стерлеговской толщи, характеризующаяся проявлением россыпеобразующей формации титансодержащих ильменитовых сланцев, по-видимому, сложилась в результате зонального регионального метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации, проявившегося на рассматриваемом этапе, с перераспределением стратиформной рассеянной титановой минерализации в порфиробласты ильменита.

Юрско-меловой этап характеризуется сменой режима тектонической активизации режимом молодой платформы, но тектонические движения в регионе еще продолжаются. Об этом свидетельствуют многочисленные перерывы и деформации в юрских и раннемеловых отложениях [28, 32, 40]. В середине ранней юры, за счет активизации ранее сформированных тектонических структур, произошло заложение и обособление Оскарской и Фоминской депрессий, которые на последующих этапах развития испытывали преимущественно нисходящие движения. Во второй половине раннеюрского времени в первой из них шло накопление грубообломочных аллювиальных осадков (кунарская свита), а в конце раннеюрского и в среднеюрское время в лагунно-континентальных условиях формировались терригенные угленосные осадки унгинской свиты. В последующее, позднеюрско-меловое, время, после перерыва в осадконакоплении, территории депрессий представляли собой озерно-болотную равнину с теплым гумидным климатом, в пределах которой шло накопление слабоугленосных осадков малиновской, угленосных осадков шренковской и слабоугленосных отложений траутфеттерской свит. Очередное понижение базиса эрозии во второй половине позднего мела привело к преобладанию эрозионных процессов над аккумулятивными, и в палеогеновое время площадь рассматриваемого листа представляла собой континентальную равнину, на которой формировались коры химического выветривания [54].

Основное металлогеническое значение юрско-мелового этапа определяется формацией погребенных россыпей золота (кунарская свита) и буроугольной формацией (шренковская и траутфеттерская свиты).

История развития района на неоген-четвертичном этапе связана с историей развития рельефа и описана в главе “Геоморфология”. На этом этапе идет формирование современных россыпей золота разного генезиса, а также прибрежно-морских титаноносных россыпей ильменита.

## ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Территория листа представляет собой террасированную морскую абразионно-аккумулятивную равнину, повышающуюся от побережья залива Толля, Таймырской губы и Гафнер-Фьорда до высоты 100-150 м. На отдельных участках морская равнина осложнена поверхностями и формами рельефа эрозионного, эрозионно-денудационного, озерного, озерно-аллювиального, озерно-болотного, ледникового и флювиогляциального происхождения.

Исследуемая площадь, согласно геоморфологическому районированию, располагается в пределах северо-западного фланга Шренк-Ленинградской депрессии [59]. Особенности геоморфологического строения определяются в целом стабильной неотектонической обстановкой на большей части площади. Однако на протяжении мезо-кайнозойского этапа формирования рельефа в районе происходили малоамплитудные (первые десятки-первые сотни метров) тектонические движения клавишно-блокового характера, причем переменного знака, что нашло отражение в морфологических особенностях как предмезозойского (предъюрско-мелового) рельефа фундамента, так и в современном рельефе. Так, на площади отчетливо выделяются (по геолого-геоморфологическим данным, результатам дешифрирования МАКС) линейно вытянутые в северо-восточном направлении и изометричные (в плане) приподнятые блоки доюрского фундамента, перекрытые лишь маломощным (10-40 м) чехлом позднеплейстоценовых осадков. С ними сопряжены опущенные блоки, заполненные как юрско-меловыми породами мощностью от 30 до более чем 100 м, так и неоген-четвертичными образованиями мощностью более 100 м. Границы блоков часто прямолинейные, резкие, подчеркиваются спрямленными участками речной сети, побережья, уступами морских

террас и другими линейными элементами рельефа. Эти элементы, по-видимому, фиксируют долгоживущие тектонические нарушения, подновлявшиеся как в постмеловое, так и в четвертичное время, вплоть до позднего неоплейстоцена. Так, на крайнем юго-востоке площади нижнемеловые породы, залегающие моноклиinally с углами 5-20°, в узкой линейной зоне северо-восточного простирания интенсивно дислоцированы, аналогичным дислокациям подверглись нижнемеловые угленосные породы и казанцевские морские пески на участке междуречий Лагерной и Кельхи, Широкой и Старой, в районе бухты Угольная. Эти дислокации в плане укладываются в узкую протяженную зону, названную Усть-Таймырско-Кельхинским валом, к ней же приурочены максимальные абсолютные отметки рельефа и максимальная степень эрозионно-денудационного расчленения морской равнины. От площадок морских террас сохранились лишь узкие гребневидные водоразделы, и рельеф приобрел облик "бедленда".

Вторым фактором, способствующим формированию эрозионно-денудационного рельефа, является широкое распространение на площади сильно льдистых глинисто-алевритовых осадков плиоцена-среднего неоплейстоцена. На таких участках при максимальном оттаивании пород в летнее время происходят интенсивные солифлюкционные процессы, практически полностью уничтожающие площадки террас и формирующие сильно расчлененный овражно-балочный рельеф дендритовидного (в плане) рисунка. Эти процессы наиболее проявлены на территории, прилегающей к побережью залива Толля и восточному берегу Таймырской губы.

Морская абразионно-аккумулятивная равнина, занимающая основную часть территории, отчетливо террасирована. Основываясь на возрасте осадков, залегающих на различных гипсометрических уровнях, в пределах морской равнины выделяется три комплекса террас: голоценового, каргинского и казанцевского возраста. Голоценовая морская терраса высотой 0-10 м аккумулятивная, развита фрагментарно на мысе Оскара и вблизи устья р. Кельха, представлена плоской часто заболоченной площадкой шириной 0,5-1 км. На других участках побережья отмечаются лишь фрагменты абразионных площадок этой террасы, выработанных

в плиоцен-среднеплейстоценовых осадках, а также узкие полосы современного пляжа, бары, косы шириной от первых метров до первых десятков метров. Береговая линия на большей своей протяженности представлена абразионными (на участках выходов рыхлых льдистых пород –термоабразионными) уступами высотой от первых метров до 20-30 м. Каргинская морская терраса высотой 15-50 м непрерывной полосой распространена вдоль побережья Карского моря, ширина ее колеблется от 5 до 35 км, при этом она прослеживается вглубь суши вдоль долины р. Нижняя Таймыра и Гафнер-Фьорда на расстояние более 40 км. Терраса в основном абразионно-аккумулятивная, на участках п-вов Равича и Пурнемцова она выработана в скальных породах, а на остальных участках - в сильно льдистых алевроито-глинистых плиоцен-среднеплейстоценовых осадках. Мощность каргинских отложений на площадках террасы составляет первые метры и редко превышает 10-15 м. Тыловые швы террас обычно четкие, подчеркиваются береговыми валами высотой 1-3 м и протяженностью первые десятки метров. С каргинской морской террасой сопряжена поверхность озерно-аллювиальной равнины каргинского возраста, распространенная в бассейнах рек Старая и Фомина на абсолютных отметках 15-50 м. Ее поверхность плоская и пологоволнистая, сложена песчано-алевритовыми, песчано-гравийными осадками, содержащими обильный растительный детрит и древесные остатки. Площадки террасы часто заболочены и осложнены замкнутыми озерно-болотными котловинами голоценового возраста. Комплекс абразионно-аккумулятивных казанцевских террас на абсолютных отметках 50-100 м располагается в центральной, юго-восточной и северо-восточной частях площади. Площадки террас плоские, пологонаклонные к морю, сложены песчано-алевритовыми осадками мощностью 5-10 м, а вблизи палеобереговых линий - песчано-гравийно-галечными образованиями мощностью 30-40 м. На большей части листа казанцевские террасы интенсивно расчленены эрозией, так что от них сохранились лишь узкие фрагменты площадок. Это расчленение могло быть связано с деятельностью последующего, муруктинского, оледенения.

Рельеф акватории Таймырской губы и залива Толля представляет собой предельно выровненную абразионно - аккумулятивную равнину в интервале глубин

0-35 м. Она разделена по возрасту на голоценовую и позднеплейстоцен - голоценовую равнины, граница между ними проведена в среднем по 15 - метровой изобате, где, по данным донного опробования, отмечается прерывистая полоса песчано - алевритовых осадков, фиксирующих, по-видимому, древнюю (предголоценовую?) затопленную береговую линию. Голоценовая подводная равнина (терраса) слабо наклонная, выполнена алеврито-песчано-галечными осадками пляжевой зоны на глубине 0-5 м ( в Таймырской губе - 1-2 м ) и бассейновыми алеврито-глинистыми образованиями прибрежной зоны (глубина 5-15 м ). Вблизи м. Оскара выявлен абразионный участок голоценовой подводной террасы, выработанный в плотных миктитовых осадках плиоцена - среднего неоплейстоцена. Позднеплейстоцен - голоценовая подводная равнина на глубинах 15-35м практически плоская субгоризонтальная. По данным бурения и донного опробования, на поверхности этой равнины вскрываются уплотненные алеврито-глинистые осадки верхнего неоплейстоцена, покрытые в верхней части (первые десятки см ) разжиженным слоем современных морских осадков. Иногда в донных станциях на глубине 0,5-0,7 м встречаются прослой плохо разложившегося торфа. Радиоуглеродные датировки по торфу показывают значение 18 и 16 тыс. лет, что свидетельствует об осушении залива Толля в сартанское время и последующем затоплении этого участка, по-видимому, в начале голоцена.

В морфологии речных долин территории отмечаются следующие основные черты. Мелкие водотоки, верховья крупных рек и их притоки представляют собой V-образные ложбины с узкими (шириной 5-30 м) днищами и пологими ( $5-10^\circ$ ) склонами. Чаще всего такие водотоки в плане имеют интенсивно разветвленный, дендритовидный рисунок. Средние и нижние течения крупных рек (Старая, Фомина, Малиновского, Кельха, Широкая и других ) имеют трапециевидный поперечный профиль, пологие и средней крутизны склоны высотой от 10 до 30 м, плоские заболоченные днища, занятые русловыми и пойменными образованиями голоценового возраста. Ширина пойменных днищ речных долин колеблется от 200 до 800 м, в низовьях она нередко достигает 1,5-2 км. Речные долины практически повсеместно выработаны в сильно льдистых алеврито-глинистых осадках, на

склонах интенсивно развиты солифлюкционные процессы. На участках пересечения реками скальных пород (Кельха, Изменчивая ) отмечаются каньоны глубиной до 5-10 м и протяженностью в сотни метров. В устьевых частях крупные реки формируют дельты. Наиболее значительные дельты заполнения образованы в кутовой части Таймырской губы реками Ниж. Таймыра, Фомина и Малиновского. Длинная и Постоянная. По берегам Гафнер-Фьорда наблюдаются как дельты заполнения (реки Болотная, Меандр ), так и выдвинутые дельты ( реки Изменчивая, Выносная, Широкая ). Сам Гафнер-Фьорд представляет собой подтопленную бухтовую дельту реки Ленинградская, к западу от пролива Горло отчетливо выражена авандельта этого водотока, выдвинутая в залив Толля на расстояние 5 км. В юго-восточной части Таймырской губы на глубине до 2 м наблюдается авандельта р. Ниж. Таймыра. Поверхности дельт располагаются на абсолютных отметках 0,5-5 м, площадки их предельно плоские и осложнены многочисленными старичными озерами и руслами, заросшими озерно-болотными котловинами. Микро-рельеф дельт полигональный, бугристо-западинный.

Ледниковые поверхности и формы рельефа муруктинского возраста отмечаются фрагментарно в юго-западной и юго-восточной частях площади. Они представлены холмистой моренной равниной, осложненной на ограниченных участках хаотично расположенными холмами и грядами высотой до 10-15 м, вероятно, камового происхождения. Более обширные моренные массивы располагаются южнее и юго-западнее рассматриваемой площади. Муруктинский возраст рассматриваемых образований определяется по их геоморфологическому взаимоотношению с морскими террасами. С одной стороны, эти образования залегают на поверхности казанцевской морской террасы. С другой стороны, ледниковый массив севернее р. Малиновского по периферии обрамлен абразионным уступом и прибрежно-морскими формами каргинского времени. Аналогичный останец ледниковых образований в районе истоков ручья Приметный ограничен эрозионным уступом каргинской озерно-аллювиальной террасы.

История формирования рельефа территории в кайнозойе восстанавливается на основании стратиграфических и геоморфологических данных с привлечением

сведений по сопредельным площадям. Существенную роль играют материалы, полученные при бурении картировочных скважин на суше и акватории.

К концу мелового и в первой трети (?) палеогенового времени территория представляла собой плоскую либо полого всхолмленную заболоченную озерно-аллювиальную равнину, на окружающих возвышенностях активно протекали процессы химического выветривания. О событиях в палеогене и миоцене можно судить лишь предположительно по осадкам на сопредельных территориях. Так, реликты аллювиальных отложений (каменский горизонт), известные на п-ве Челюскина и в бассейне р. Шренк [54, 57] и датируемые палеогеном, свидетельствуют об активизации тектонических движений и усилении эрозионных процессов. В эоцене, вероятно, имели место континентальные условия осадконакопления: в корях выветривания по породам ленивенской серии на п-ове Челюскина содержатся споры и пыльца раннего-среднего эоцена [54]. В олигоцене территория заливалась морем - остатки морских диатомей этого времени в переотложенном состоянии повсеместно обнаруживаются в более молодых осадках [54]. В раннем (?) миоцене также имела место трансгрессия мелководного морского бассейна – галечно-песчаные осадки миоцена выявлены вблизи устья р. Мамонта [59] и, предположительно, на характеризуемой площади (скв. 19 в бассейне р. Постоянная). В позднем миоцене – раннем плиоцене благодаря активным тектоническим движениям осадки предшествующих этапов были размыты и сохранились лишь в понижениях палеорельефа.

В плиоцене (вероятно, поздней его части) установился морской режим осадконакопления, который сохранялся и в эоплейстоцене. Отложения этого этапа (нижняя часть разреза нерасчлененной плиоцен-среднеэоплейстоценовой толщи) с четкими, резкими контактами залегают на различных горизонтах юрских, меловых, миоценовых пород, заполняя все неровности древнего рельефа. Они представлены своеобразными песчано-алеврито-глинистыми породами (миктитами), в различной степени насыщенными валунами, гальками, гравием пестрого петрографического состава, реже в разрезах вскрывается валунно-галечно-песчаный материал. В пользу морского генезиса этой части разреза свидетельствует ее по-

всеместное площадное (на сотни километров) распространение, наличие раковин моллюсков, остракод, фораминифер. Последние указывают на образование осадков в холодноводном арктическом бассейне, испытывавшем опреснение и регрессию, предположительно, на рубеже эоплейстоцена и неоплейстоцена.

В раннем неоплейстоцене территория подвергалась оледенению. Остатки погребенных глетчерных льдов отмечены в разрезах девяти скважин на полуострове Оскара, в устьях рек Фомина и Малиновского. Льды залегают на «миктитовой» пачке, их мощность колеблется от 3 до 46 м. В начале среднего неоплейстоцена произошла трансгрессия моря (тобольское время) - морские глинисто-алевритовые осадки с обским (туруханским) комплексом фораминифер образуют нижнюю часть разреза третьей пачки нерасчлененных плиоцен-среднеоплейстоценовых образований. Осадки самаровского оледенения в разрезах достоверно не определены. Отложения второй среднеоплейстоценовой трансгрессии (ширтинской) более широко представлены как в разрезах скважин, так и в естественных выходах на дневной поверхности, хотя палеонтологическая характеристика их на площади листа крайне скудна. В 50 км восточнее границы листа в скважине, пробуренной ГПП ЦАГРЭ в 1996 г., из пелитовых алевритов выявлен санчуговский комплекс фораминифер, характеризующий достаточно глубоководный и холодноводный морской бассейн. В конце среднего неоплейстоцена (тазовское время) произошла регрессия моря и, вероятно, наступление оледенения [31], хотя осадки этого события на площади неизвестны.

Начало позднего неоплейстоцена ознаменовалось обширной трансгрессией морского бассейна (казанцевское время). Она охватила более половины площади Северного Таймыра, суша (за пределами границ листа) представляла собой низменный архипелаг крупных островов. Море наступало постепенно, со стороны современного шельфа, поэтому в основании разрезов казанцевского горизонта повсеместно присутствует пласт базальных грубообломочных пород как морского (в Таймырской губе), так и аллювиального генезиса (в долинах, пересекающих водораздельные возвышенности юго-западнее площади листа). В разрезах скважин на акватории и прибрежной части суши видна постепенная смена (снизу вверх)

песчано-галечных осадков более глубоководными алевро-пелитовыми (трансгрессивная стадия). Древние береговые линии максимума казанцевской трансгрессии (абс. отметки 100-110 и 130-140 м) отмечаются южнее площади работ (такое высотное положение береговые линии приобрели, по-видимому, за счет гляциоизостатических движений в послемуруктинское время). Прибрежные фации казанцевских отложений отмечены лишь в самом юго-восточном углу исследуемой площади и в его центре, они располагаются на абсолютных отметках 70-80 м и знаменуют регрессивную стадию развития бассейна. Параллельно с понижением уровня моря благодаря прохладному и влажному климату на возвышенных участках суши происходило накопление фирновых полей, а затем и формирование оледенения (муруктинское время). Хронология описываемых событий стала возможной благодаря полученным в последние годы датировкам ЭПР-методом из морских осадков [5, 42]. Анализ материалов российско-шведской экспедиции «Таймыр-98», датировки и геоморфологические соотношения показывают, что в интервале 90-70 тыс. л. н. уровень казанцевского бассейна был еще достаточно высок (60-80 м выше современного), и ледники, возникшие на возвышенностях, разгружали моренный материал в море (следует еще раз подчеркнуть, что положение береговых линий на указанных отметках, скорее всего, связано с последующими восходящими гляциоизостатическими движениями).. В интервале 70-50 тыс. л. н. море регрессировало (не менее чем на 50 м ниже современного уровня), и оледенение охватило, по-видимому, всю исследуемую площадь. Краевые формы муруктинского ледника расположены южнее и юго-западнее характеризуемой площади, а на территории листа имеются лишь ограниченные участки развития основной морены, залегающей на казанцевских морских осадках. Распад муруктинского ледника привел к увеличению массы талой воды, активизации эрозионной деятельности водотоков и интенсивному размыву накопленных ранее осадков.

Каргинская трансгрессия наступала с севера, со стороны шельфа, и достигла современной суши 45-50 тыс. л. н. При этом на определенном этапе в низовьях р. Нижняя Таймыра формировались дельтовые осадки (косослоистые гравийно-

галечно-песчаные серии), сменяющиеся вверх по разрезу морскими фациями. Древние береговые линии каргинского бассейна отмечаются на территории на абсолютных отметках 45-50 м (что указывает на продолжающееся гляциоизостатическое поднятие территории) и подчеркиваются абразионными уступами и береговыми валами. В максимальную фазу трансгрессии море проникало вглубь суши по долинам крупных рек (Нижняя Таймыра, Ленинградская) на расстояние до 80-100 км. По данным анализа фораминифер, найденных в скважине в бассейне р. Ленинградская (восточнее площади работ), каргинский бассейн был холодно-водным, мелководным, с пониженной соленостью. На пониженных участках суши (бассейны рек Фомина, Старая) формировалась подтопленная морем озерно-аллювиальная равнина. В конце каргинского времени произошла регрессия моря. Время начала этого события определяется неоднозначно. С одной стороны, по данным Д.Ю. Большиянова и В.М. Макеева [5], на архипелаге Северная Земля времени 34-32 тыс.л.н. соответствует максимум трансгрессии. С другой стороны, на акватории залива Толля (в 32 км севернее рамки площади) с глубины 30 м ниже уровня моря в донной станции поднят торф, возраст которого по  $C^{14}$  составил  $31870 \pm 160$  л.н. [60]. Вопрос требует дальнейшего изучения с применением геохронологических методов.

Сартанское время, ознаменовалось глубокой регрессией Арктического бассейна до абсолютных отметок -100-120 м [5] и возникновением оледенения. Вопрос же о его масштабах является остро дискуссионным – от предположения об образовании Панарктического ледникового щита мощностью несколько км, перекрывающего Карский шельф, Северную Землю, полуостров Таймыр и часть Западно-Сибирской низменности [1], до практически полного отрицания такого щита, допуская лишь наличие на возвышенностях небольших ледниковых «шапок» типа североземельских, но даже уступающих им в размерах [5, 53]. В последние годы появились новые данные, опровергающие глобальные масштабы сартанского ледника в горах Бырранга: практически непрерывное озерное и озерно-аллювиальное осадконакопление в западной части оз. Таймыр (мыс Саблера) и во внутригорной котловине озера Левинсон-Лессинга во временном интервале 40-10

тыс. лет назад [30, 42]. И, наконец, на характеризуемой площади, в заливе Толля, с глубины 24 м поднята грунтовая колонка алевроитов с прослоями торфа, накопленного 16-18 тыс. л. назад. Последний факт заставляет усомниться и в распространении какого-либо ледника в пределах современного шельфа в это время. Таким образом, вся совокупность информации по примыкающим к данной территории площадям позволяет нам отрицать наличие Панарктического сартанского ледника как на шельфе, так и на материковой суше. Если сартанские ледники и были, то в виде небольших куполов на вершинах водораздельных возвышенностей, и их размеры не превышали современных североземельских ледников. По-видимому, в этот период на низменных участках суши и осушенном шельфе протекали процессы интенсивной эрозии и склоновой денудации. К этому же этапу, видимо, следует отнести и формирование переуглубленного тальвега р. Нижняя Таймыра (20-40 м ниже современного уровня моря). Максимум оледенения на Северной Земле, по данным Д.Ю. Большиянова [5], наступил 13-15 тыс. лет назад, хотя его размеры не намного превышали современные, после чего произошла быстрая его деградация и повышение уровня Мирового океана, но к началу голоцена и в первой его половине уровень моря еще не достиг современного. В пользу этого утверждения говорит находка мощного торфяника в разрезе 5,5-метровой террасы вблизи мыса Оскара (чуть западнее характеризуемой площади). Радиоуглеродные даты по торфу охватывают временной интервал от 10,1 до 6,5 тыс. л. назад [44]. Тем не менее, уровень моря, видимо, был уже близок к современному, что вызвало подтопление устьев современных рек и формирование обширных участков дельт заполнения и пойменных пространств. Эпизодические повышения уровня моря (не более чем на 10-12 м) приводили к образованию фрагментов голоценовой аккумулятивной террасы. На поверхностях более высоких морских террас шло формирование озерных и озерно-биогенных отложений.

Современные процессы рельефообразования в короткие летние периоды (2-2,5 месяца) сводятся к абразии на морском побережье, вытаиванию погребенных льдов и (в аномально теплые годы) интенсивной солифлюкции на склонах, сложенных сильно льдистыми глинисто алевроитовыми породами.

## ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В результате проведения геологосъемочных, поисковых и тематических работ (по состоянию на 1. 01. 2000 года) на площади листа Т-47-XXXIV,XXXV,XXXVI открыты два месторождения бурого угля, установлены многочисленные проявления бурых углей на поверхности и в скважинах. Кроме того, отмечены единичные пункты минерализации титана и меди, слабоконтрастные вторичные ореолы рассеяния и точечные геохимические аномалии молибдена, олова и хрома, а также два шлиховых ореола со знаковыми содержаниями золота.

Из выявленных проявлений полезных ископаемых и их признаков прогнозное значение на данном этапе изученности имеют только находки пластов бурых углей, свидетельствующие о широком распространении угленосных отложений на рассматриваемой площади и их высокой продуктивности.

### Твердые торючие ископаемые

#### Бурый уголь

Первые сведения о скоплении обломков бурого угля на южном берегу Гафнер Фьорда (в районе бухты Угольная) получены Западно-Таймырской экспедицией Гидрографического управления Главсевморпути в 1939-1940гг. Этот факт, а также находки маломощных линзовидных прослоев бурого угля в мезозойских отложениях послужили основанием для постановки в 1950 г. поисковых работ на уголь в нижнем течении р. Ленинградской. В этом же году в истоках р. Фомина было обнаружено поле нижнемеловых отложений, содержащих шесть пластов бурого угля рабочей мощности. В результате поисковых работ этих лет на площади данного листа открыты месторождения бурого угля в районе бухты Угольной и ее притоков и в истоках р. Фомина. Подсчет запасов угля по категории С<sub>2</sub> произведен Л.Д. Мирошниковым [28].

Запасы месторождения бухты Угольной и ее притоков составили 730 млн. т. Здесь на площади 180 км<sup>2</sup> (проявления II-5-1, II-5-2, II-5-3, II-4-4, III-4-1) в песча-

но-глинистых отложениях шренковской свиты нижнего мела залегает до 5 угольных пластов мощностью от 0,6 м до 2,5 м. Залегание пластов моноклиналиное с падением на юго-восток под углом до 50-70°. В некоторых случаях по выходам и расчисткам установлены сбросы с амплитудой до нескольких метров, секущие угольные пласты, что, по-видимому, является следствием неотектонических движений в зоне Главного Таймырского надвига.

Месторождение в истоках р. Фомина располагается на границе листа карты, его запасы в целом составляют 320 млн. т., а участок площадью 35 км<sup>2</sup>, входящий в рассматриваемую территорию, равен его половине. Здесь вскрываются два пласта бурого угля мощностью 2,5 м и 5 м (проявление IV-6-3), всего в разрезах шренковской свиты этого участка отмечены фрагменты шести угольных пластов. Залегание пластов моноклиналиное с падением на запад под углом 25-37°.

Угли указанных месторождений черные и буровато-черные, полублестящие и полуматовые, с раковистым и ступенчатым изломом, гумусовые (представлены дюреном с линзами витрена и фюзена), реже сапропелито-гумусовые. Сапропелевый материал представлен остатками мелких водорослей и образует линзы мощностью несколько сантиметров в теле пластов. Показатели технического анализа углей [27, 28, 59] свидетельствуют о том, что они отличаются малой зольностью (содержание золы  $\leq 10\%$ ) и обладают относительно высокой теплотой сгорания (6071-6527 ккал/кг). Выход летучих веществ 46,24-52,85%, водорода – до 5,3%, содержание серы 0,3-3,93%. По степени углефикации угли относятся к бурым углям марки 2Б и пригодны в качестве сырья для перегонки в жидкое топливо, а также могут использоваться как готовое топливо для местных нужд.

Проявления бурых углей II-1-1, II-1-2, II-2-1, II-4-3 и IV-3-1 вскрыты скважинами в ходе региональных геолого-геофизических работ 1986-1989гг. [60]. Пересеченные пласты мощностью 1-5 м залегают на глубинах от 39 м до 140 м в песчано-алеврито-глинистых отложениях шренковской и траутфеттерской свит. Строение угленосной толщи в различных частях района достаточно однообразно, тождество разрезов отложений и однотипность строения пластов указывает на общность условий формирования осадков и выдержанность угленосности на

большой территории. Данные проявления и месторождения бурого угля являются частью обширного Северо-Таймырского буроугольного бассейна (Шренк-Ленинградской буроугольной МЗ), охватывающего Шренковскую, Траутфеттерскую, Фоминскую и Оскаровскую юрско-меловые депрессии и приуроченного к песчаной угленосной формации мела [58].

## Металлические ископаемые

### Черные металлы

#### Хром

Вторичные геохимические ореолы хрома низкой концентрации (до 5 фонов) отмечены в донных осадках мелких водотоков бассейнов рек Болотная, Меандр и Правая Старая (ВГХО II-6-2, III-4-2). Природа этих аномалий осталась невыясненной из-за сплошного развития мезозойско-кайнозойских отложений в районе. Возможно, их источником являются серпентиниты, которые отмечены в габбро-амфиболитах верхнемалиновского комплекса и характеризуются повышенными содержаниями Cr, Cu и Ni [59]. Косвенным подтверждением этого предположения может служить комплексный (Cr, Cu) характер ореола в верховьях р. Прав. Старая, точечные геохимические аномалии Ni в рыхлых отложениях внутри него, а также расположение этих ореолов на простирании массивов габбро-амфиболитов мысов Ваганова и Гранитный.

#### Титан

Повышенные содержания ильменита отмечены в метапесчаниках стерлеговской толщи по берегам пролива Горло в устье Гафнер-Фьорда (ПМ I-4-1). Породы здесь метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой фации и представляют собой кристаллические сланцы. Слои ильменитсодержащих сланцев выдержаны по простиранию, имеют мощность до 20 м. Ильменит встречается в виде порфиробласт размером до 1 см, равномерно распределенных в породе и составляющих до 10% ее объема. Содержание Ti-0,8% (спектр. ан.), TiO<sub>2</sub>-1,32% (хим. ан.). Ильменитсодержащие метаморфические сланцы по терригенным породам не имеют само-

стоятельного промышленного значения из-за низких содержаний полезного компонента и технических трудностей его извлечения, но являются главными источниками ильменита и рутила, образующими высокие концентрации в россыпях.

## Цветные металлы

### Медь

Пункты минерализации меди IV-2-1, IV-2-2, IV-2-3 связаны с сульфидизированными метасоматитами локальных зон пропилитизации и березитизации. Они расположены в зоне распространения метавулканитов модинской толщи и плагиогранитов малиновского комплекса. Эти геологические образования не имеют четко выраженной геохимической и металлогенической специализации. Локализованное в них сульфидное оруденение носит наложенный характер, оно генетически связано с регионально проявленными процессами пропилитизации и березитизации, пространственно приурочено к зонам трещиноватости и расланцевания и относится к колчеданной формации. В указанных пунктах гидротермально-метасоматические изменения, выраженные в хлоритизации, серицитизации, альбитизации и окварцевании пород, проявились в линейно ориентированных в северо-восточном направлении локальных линзовидных зонах размером 2x5 м. Оруденение представлено гнездовой и рассеянной вкрапленностью сульфидов пирит-пирротин-халькопиритового состава. Содержание Cu – 0,04%, Ni – 0,01-0,04%, Ag – 0,1 г/т, Au – 0,005 г/т. Локальный характер развития и относительно слабая степень проявления метасоматитов в рассматриваемых пунктах минерализации свидетельствует, по-видимому, о значительной удаленности их от массивов гранитоидов нансеновского (= чукчинского) комплекса, со становлением которых они парагенетически связываются. К юго-западу (за пределами рассматриваемой площади – лист S-47-III,IV) в районе левобережья р. Чукча на простирании линейных зон метасоматитов мысов Ваганова и Гранитный расположены крупные зоны метасоматитов пропилит-березитового ряда, в сульфидизированных частях которых отмечены повышенные содержания золота (до 1 г/т) и его видимые выделения [59].

Слабоповышенные содержания меди и никеля отмечаются также в карбонатно-кварцевых и кварцевых жилах мощностью до 1 м, согласно залегающих в регионально метаморфизованных терригенных породах стерлеговской толщи. Эти жилы несут бедную неравномерную сульфидную вкрапленность пирит-пирротинового состава, составляющую не более 1% объема жильного материала. Содержания металлов, по данным полуколичественного спектрального анализа, составляют: Cu - 0,015-0,08%, Ni – 0,04%, Au – 0,005 г/т. Широко распространенные во флишоидных отложениях за пределами рассматриваемой площади, кварцево-жильные образования этого типа не связаны с гранитоидными массивами, имеют, вероятно, метаморфогенно-гидротермальный генезис и относятся к сульфидно-кварцевой формации. При этом жилы, локализованные в породах высоких степеней зонального регионального метаморфизма (выше зеленосланцевой фации), как правило отличаются крайне низкой степенью сульфидной минерализации, однообразием ее состава (пирит, пирротин) и стерильностью сульфидов в отношении рудных элементов (Cu, Ni, Au).

### Молибден

Слабоконтрастные вторичные ореолы молибдена отмечены при донном опробовании мелких водотоков в бассейне оз. Мелкое (ВГХО II-2-2), в междуречье Широкой и Иистой (ВГХО II-6-1), Болотной и Меандр (ВГХО II-4-1). Источником повышенных концентраций Mo (до 5 фонов) могут являться гранитоиды еремеевского комплекса, имеющие соответствующую геохимическую специализацию. Ореолы II-2-2 и II-6-1 пространственно тяготеют к единичным выходам еремеевских гранитов. Природа ореола II-4-1 не ясна из-за отсутствия коренных выходов на этом участке; по аэромагнитным данным, здесь отмечается слабоконтрастная положительная аномалия интенсивностью 150-200 нТл, кроме того, внутри ореола в рыхлых отложениях зафиксирована единственная на площади листа точечная геохимическая аномалия олова. Эти факты, а также приуроченность к рассматриваемому участку слабоконтрастного вторичного ореола хрома косвенно

свидетельствуют о возможном присутствии под чехлом рыхлых отложений массива позднепалеозойских гранитоидов книповического комплекса.

### Благородные металлы

#### Золото

Шлиховые ореолы со знаковыми содержаниями золота (до 5 знаков) отмечены на п-ове Оскара в верховьях р. Пересекающая (ШО II-1-3) и в крайней юго-восточной части площади листа – в истоках р. Фомина (ШО IV-6-2). Золотины в форме чешуек и пластинок имеют малые размеры (0,1-0,5 мм), хорошую окатанность; скорее всего, до попадания в песчано-глинистые аллювиальные отложения этих участков они были многократно переотложены. Промежуточными коллекторами рассеяного в знаковых содержаниях золота являются горизонты песков траутфеттерской свиты и морские гравийно-песчаные отложения миоцена, в которых при шлиховом опробовании керн скважин (скважины 17 и 19) также отмечены мелкие (до 0,3 мм) единичные знаки золота.

### Строительные материалы

В качестве строительных материалов на площади листа могут быть ограничено использованы изверженные породы и более широко – рыхлые неоген-четвертичные песчаные, песчано-гравийно-галечные и глинистые отложения.

Изверженные породы – граниты нансеновского и еремеевского и плагиограниты малиновского комплексов - вскрываются на площади в единичных выходах, в основном в виде элювиально-делювиальных развалов. Коренные выходы этих пород известны в каньонах рек Кельха и Изменчивая, а также в уступе мыса Гранитный в низовьях р. Ниж. Таймыра. Здесь они вскрываются в виде моноблоков размером 0,5х3х6 м, имеют крупнозернистую, до гигантозернистой, структуру и отчетливо выраженную матрацевидную отдельность. Результаты химических анализов, а также структурно-текстурные особенности, приведенные в главе “Интрузивный магматизм”, свидетельствуют о том, что указанные гранитоиды могут быть использованы в качестве сырья для производства щебня и бутового камня, в меньшей степени - как облицовочный материал. Истинные масштабы распростра-

нения массивов гранитоидов определить сложно из-за почти полного их перекрытия мезозойско-кайнозойскими отложениями.

Рыхлые песчаные, песчано-гравийно-галечные и глинистые породы занимают почти всю территорию листа, однако чистые их разновидности, лишенные примесей, встречаются на поверхности редко. В разрезах шренковской, траутфеттерской свит и плиоцен-средненеоплейстоценовых отложений, вскрытых скважинами, присутствуют пачки существенно однородных преимущественно кварцевых мелко-среднезернистых песков мощностью до 20 м, однако низкий модуль крупности (от 0,86 до 1,2) и наличие примеси пылеватых частиц в количестве от 7 до 11% не позволяют использовать их как наполнители для бетона и кладочных растворов, они пригодны лишь для изготовления низкомарочных штукатурных растворов. Пески и песчано-гравийно-галечные отложения в прибрежно-морских верхненеоплейстоценовых осадках широко развиты на правом берегу р. Малиновского, в верховьях рек Фомина и Серая, между Гафнер-Фьордом и р. Кельха. Поскольку технические испытания этих пород на указанных участках не проводились, определение их пригодности для целей строительства затруднительно.

Глины, лишенные примесей обломочного материала, отмечаются в верхней части разреза плиоцен-средненеоплейстоценовой толщи на участках восточнее озера Центрального и между Гафнер-Фьордом и р. Кельха, где они образуют водораздельные возвышенности на абсолютных отметках 80-130 м. Но и здесь примесь алевритовой составляющей в глинах колеблется от 10 до 40%, а порой порода представлена тонким равноправным ленточным переслаиванием алевритов и глин. Поэтому можно констатировать, что объекты, пригодные для использования глинистых пород в строительстве, на площади листа отсутствуют.

## ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Площадь листа карты Т-47-XXXIV, XXXV, XXXVI расположена в центральной части Таймыро-Североземельской золотоносной провинции, основные пер-

спективы которой связываются с эндогенными проявлениями золота различной формационной принадлежности, а также с современными и погребенными морскими и аллювиальными россыпями.

На рассматриваемой площади выделено две металлогенические зоны: Мининско-Большевистская и Чукчинско-Челюскинская. На сопредельных территориях установлено, что каждая из зон имеет свою металлогеническую специализацию, определяющуюся набором проявлений и пунктов минерализации конкретных рудных формаций. В Мининско-Большевистской металлогенической зоне ведущая роль принадлежит проявлениям золото-сульфидно-кварцевой и золото-сульфидной черносланцевой формаций, наряду с ними, в этой зоне локализованы проявления, молибденит-кварцевой формаций и формации титансодержащих ильменитовых сланцев. В Чукчинско-Челюскинской металлогенической зоне наиболее перспективны проявления колчеданной формации, связанной с приразломными метасоматитами пропицит-березитового ряда и проявления золото-сульфидно-кварцевой формации. Все золоторудные формации региона, за исключением черносланцевой, являются россыпеобразующими.

В условиях полного перекрытия территории данного листа мощным чехлом рыхлых мезозойско-кайнозойских отложений, выделяемые металлогенические зоны лишь оконтуривают площади, благоприятные для локализации в погребенном коренном основании оруденения указанных формаций. Покровный чехол песчано-глинистых отложений, мощностью более 200 м, исключает прогнозную значимость возможных рудных объектов в пределах обозначенных металлогенических зон. Сами же отложения чехла, как показали буровые работы, продуктивны только в мезозойской части разреза, где выявлены пласты бурого угля рабочей мощности ( $\geq 0,7$  м). Таким образом, в настоящее время, при экономической неосвоенности района, неразвитой инфраструктуре и отсутствии промышленно значимых объектов на сопредельных площадях, среди проявлений полезных ископаемых рассматриваемой территории внимания заслуживает только угленосность мезозойских отложений.

По степени угленосности в разрезе юрско-меловых отложений выделяется три толщи: нижняя и верхняя слабоугленосные, соответствующие малиновской и траутфеттерской свитам, и средняя продуктивная – в шренковской свите нижнего мела. В малиновское и начале шренковского времени геодинамическая обстановка осадконакопления не способствовала образованию продуктивных залежей угля. В разрезе малиновской свиты и в нижней пачке шренковской свиты выявлены маломощные (5–50 см) линзовидные пропластки угля низкого качества. В позднешренковское время осадконакопление, в тектонически спокойной обстановке обширной озерно-болотной низменности с гумидным климатом, привело к образованию мощных (до 5 м) пластов бурого угля высокого качества. В строении верхней пачки шренковской свиты принимают участие до 6 пластов угля рабочей мощности ( $\geq 0,7$  м). В траутфеттерское время в условиях интенсивной аккумулятивной деятельности процессы торфонакопления были затруднены, вследствие этого в средней части разреза траутфеттерской свиты встречаются только пропластки угля мощностью до 0,2 м, а в ее прикровельной части - единичные невыдержанные по простиранию линзующиеся пласты мощностью до 4,3 м (скв. 13).

Значительная часть площади данного листа входит в контур обширного Северо-Таймырского буроугольного бассейна. Перспективы территории на бурый уголь связаны с юрско-меловыми терригенными образованиями, выполняющими Оскарскую и Фоминскую депрессии, которые соответствуют одноименным буроугольным районам. Оскарский район, охватывающий п-ов Оскара и простирающийся на запад за пределы площади листа, не представляет промышленной значимости, так как большая его часть скрыта водами Таймырского залива. Фоминский буроугольный район, контуры которого обоснованы буровыми работами, занимает половину площади листа. За ее пределами на востоке Фоминский буроугольный район простирается до устья р. Жданова, а на юге соединяется со Шренковским и Траутфеттерским районами.

Площадь Фоминского буроугольного района, оконтуренная по распространению наиболее продуктивной в отношении угленосности верхней пачки шренковской свиты, в пределах листа составляет 2670 км<sup>2</sup>. В контурах района на рас-

смаатриваемой площади находятся два месторождения бурого угля, относящиеся по величине запасов к группе средних: месторождения бухты Угольной и истоков р. Фомина. Запасы этих объектов, подсчитанные по категории С<sub>2</sub> [27], составляют соответственно 730 млн. т и 160 млн. т (в пределах данного листа). Ресурсы мезозойских углей Северо-Таймырского буроугольного бассейна в целом, определенные подсчетом 1968 г., оцениваются до глубины 100 м по категории Р<sub>3</sub> в 6200 млн. т [58]. Проведенные в ходе региональных геолого-геофизических исследований 1986-1990 г.г. [60] буровые работы, выявившие ряд проявлений угля в скважинах по периферии Фоминского буроугольного района, позволяют увеличить достоверность оценки его прогнозных ресурсов с переводом их в категорию Р<sub>2</sub>. При подсчете принимается средняя суммарная мощность пласта 3 м, составляющая среднюю величину между суммарной мощностью пластов на периферии района и в контурах известных месторождений; понижающий коэффициент 0,5, учитывающий возможное расщепление и выклинивание пластов; объемный вес бурого угля 1,4 т/м<sup>3</sup>. Таким образом, прогнозные ресурсы бурых углей Фоминского буроугольного района в пределах площади листа составят  $2\ 670\ 000\ 000\ \text{м}^2 \times 3\ \text{м} \times 1,4\ \text{т/м}^3 \times 0,5 = 5607\ \text{млн. т}$ . Глубина залегания кровли угленосного горизонта 0-200 м, мощность его 30-63 м. Залегание угольных пластов почти горизонтальное с локальными изменениями падения до 50-70° в зонах долгоживущих глубинных разломов вследствие проявления неотектонических движений. Качественные показатели углей, приведенные в главе “Полезные ископаемые”, позволяют использовать их в качестве готового топлива для местных нужд, а в перспективе – как сырье для перегонки в жидкое топливо. В границах буроугольного района рекомендуется постановка специализированных поисковых работ масштаба 1 : 50 000 с применением буровых работ до глубины 200 м.

## ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Исследуемый район относится к Таймыро-Североземельской системе трещинных вод и расположен в пределах зоны развития многолетнемерзлых пород,

мощность которых составляет не менее 500 м. В пределах акватории залива Толля и Таймырской губы мерзлота, как правило, отсутствует, лишь в скважине 7 вскрывается участок «островной мерзлоты» с глубины 60 м над уровнем моря. В связи с наличием многолетней мерзлоты и малой глубиной изучения района сведений о подмерзлотных и межмерзлотных водах не имеется. Мощная толща рыхлых и слабо сцементированных мезо-кайнозойских отложений, скованная на территории листа многолетней мерзлотой, содержит обильные включения льдов. В верхней (глинисто-алевритовой) части разреза плиоцен-среднеплейстоценовой толщи лед находится в виде линз, прослоев, жил, обособлений неправильной формы. По генезису лед является как сегрегационным, так и инъекционным, его содержание в породе колеблется от 10 до 30%. В нижней части упомянутой толщи, вскрытой бурением, имеются крупные тела погребенных льдов мощностью от первых метров до 46 м. По происхождению эти льды большей частью являются, вероятнее всего, древними погребенными глетчерами.

Надмерзлотные воды распространены практически повсеместно в период кратковременной (не более 3-х месяцев) летней оттайки поверхностного слоя пород. Глубина оттайки различна и зависит от состава пород и геолого-геоморфологической обстановки. Пески и галечники в пойменных и прирусловых частях рек, на вершинах береговых и ледниковых валов и холмов, склонах южной экспозиции оттаивают до глубины 0,7-1 м, а глины и суглинки – на 0,2-0,3 м. На задернованных площадях и склонах северной экспозиции глубина оттайки составляет 0,3-0,5 м. Оттаивание деятельного слоя начинается в июне и достигает наибольшей глубины в августе, промерзание его происходит в конце августа-начале сентября. В зимнее время большинство озер и водотоков промерзает до дна, исключение составляют наиболее крупные реки (Нижняя Таймыра, Малиновского) и термокарстовые озера, где глубина их превышает 3-5 м.

По составу преобладающим классом поверхностных вод на территории являются гидрокарбонатные воды, реже распространены хлоридно- гидрокарбонатные (левобережье Таймырской губы, участок озер Ледовое и Фомы) и сульфатно-гидрокарбонатные воды (бассейн р. Изменчивая). Среди гидрокарбонатных вод

доминирует натриево-кальциево-магниевая группа, менее развиты магниево-кальциевая (бассейны рек Широкая, Болотная, Фомина) и кальциево-магниевая группы (к северу от бухты Гафнер-Фьорд). Минерализация их колеблется от 0,04 до 0,17 г/л, а показатель концентрации водородных ионов (рН) варьирует от 7,3 до 8,4. По генезису они относятся к надмерзлотным водам, фильтрующимся через карбонатные и карбонатно-терригенные породы либо рыхлые морские образования, и сильно разбавлены атмосферной влагой. Хлоридно-гидрокарбонатные магниево-кальциевые, кальциево-магниевые, иногда с присутствием катиона натрия, воды с минерализацией 0,04-0,11 г/л и рН от 7,0 до 7,6, происходят от смешения пресных вод с морскими и за счет фильтрации рыхлых морских осадков. Сульфатно-гидрокарбонатные магниево-кальциевые и кальциево-натриевые воды с минерализацией 0,1-0,18 г/л и рН от 7,9 до 9,7 развиты ограниченно, и генезис их не ясен. Для целей водоснабжения поверхностные воды практического значения не имеют вследствие кратковременности их существования и незначительной мощности деятельного слоя. Воды рек и озер можно использовать для питьевых нужд и технических целей.

## ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Оценка эколого-геологической обстановки района произведена по материалам ГСР-200 [59] и региональных геолого-геофизических работ м-ба 1:500 000 – 1:1000000 [60], специальных исследований не проводилось.

На основании карты четвертичных образований и геоморфологической схемы построена эколого-геологическая схема м-ба 1:500 000, на которой выделено 6 ландшафтных комплексов, характеризующихся определенным рельефом, составом отложений, растительными сообществами, а также геохимической и геодинамической устойчивостью. На схеме показаны области распространения природных экологически опасных объектов. Все эти данные приведены в легенде к схеме.

Территория является стерильной с позиции техногенного загрязнения грунтов и природных вод. Редкие геохимические аномалии по потокам рассеяния марганца, молибдена, никеля имеют слабую контрастность, природное происхождение и значения намного ниже ПДК для данных элементов, поэтому на схеме не показаны.

Определенный интерес вызывает развитие на территории некоторых экзогенных геологических процессов. Главные из них – это интенсивное эрозионное расчленение поверхности морской равнины и активное оврагообразование, приведшие к формированию на больших площадях эрозионного и эрозионно-денудационного рельефа типа «бедленд». Этим процессам способствуют два фактора: наличие на поверхностях морских террас небольшого по мощности чехла рыхлых песчано-алевритовых осадков, легко подверженных размыву талыми водами, а также подстилающих их сильно льдистых глинисто-алевритовых пород плиоцена- среднего неоплейстоцена. Благодаря этим факторам в период интенсивного весеннего таяния снеговых вод верховья множества мелких рек и ручьев формируются в виде крутосклонных оврагов с дендритовидным в плане рисунком. В середине – конце лета (вторая половина августа) в связи с оттаиванием верхнего слоя многолетней мерзлоты на склонах речных долин, где вскрываются льдистые алеврито-глинистые породы, происходит интенсивное оползание грунта по ледяной корочке, образующейся на границе сезонной оттайки (глубина ее от 0,5 до 1,2 м). В результате этого процесса долины рек в их средних течениях и низовьях приобретают полого-V-образный и блюдцевидный поперечный профиль, а водоразделы становятся узкими и гребневидными. Главную роль в формировании южного берега залива Толля играет термоабразия благодаря выходам тех же льдистых пород, а зачастую и линз льда мощностью до нескольких метров. Проявление термокарста в пределах суши не столь велико. С вытаиванием ледяных тел связано, по-видимому, образование крупных озер в центральной части листа (Центральное, Яристое, Крупное и другие). Более мелкие термокарстовые впадины к настоящему времени заплыли (благодаря пластичности и текучести алеврито-глинистых грунтов) и заполнились озерно-биогенными отложениями. Процес-

сам интенсивного заболачивания подвержены также пойменные участки крупных рек, чему немало способствует затопление их весенними паводковыми водами. Приливно-отливная деятельность моря наиболее ощутима в устьевой части р. Нижняя Таймыра и в Таймырской губе. Гидрологические наблюдения, проведенные международной экспедицией “Таймыр-98” в конце августа 1998 года [44], зафиксировали суточные колебания уровня воды в районе м. Гранитный в пределах от +15 до –67 см (относительно условного нуля), а в устье р. Неудобная – от +55 до –25 см. Приливно-отливные колебания амплитудой до 0,5 м отражаются на уровне воды р. Нижняя Таймыра и в 60-ти километрах от ее устья. Существенные приливно-отливные течения зафиксированы в кутовой части бухты Гафнер-Фьорд, о них детально сказано в главе “Введение”.

Таким образом, геологическая среда изученного района является практически не нарушенной вмешательством человека. Экзогенные геологические процессы, способные видоизменить эту среду, максимально ослаблены в течение 9,5-10 месяцев, когда территория скована морозом, снежным покровом и льдом. Активизация процессов происходит лишь в весенне-летнее время (с середины июня по конец августа) и сводится к эрозионной деятельности водотоков, абразии и термоабразии на морском побережье. В аномально теплые годы резко оживают солифлюкционные процессы на склонах речных долин, что приводит к образованию многочисленных оползней и оплывин. Это обстоятельство делает большую часть территории очень ранимой к любому механическому воздействию на поверхность тундры. Поэтому любое перемещение наземного транспорта, как гусеничного, так и колесного, в весенне летний период недопустимо.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Составленная Государственная геологическая карта на лист Т-47-XXXIV-XXXVI является первой работой такого масштаба, ранее на характеризуемую территорию была издана только Госгеолкарта масштаба 1:1000 000. Комплект карт и объяснительная записка объединяют результаты групповой геологической

съемки масштаба 1: 200 000, проведенной в 1982-86 гг., и региональных геолого-геофизических работ масштаба 1:500 000-1:1 000 000, выполненных в 1986-90 гг.

Стратиграфическое наполнение карты и записки, систематизация магматических комплексов приведены в соответствие с Легендой Государственной геологической карты РФ масштаба 1:200 000 (новое поколение, серия Таймырская). Впервые на данную площадь составлена карта четвертичных образований, ГК и КЧО на акваторию Карского моря. По данным бурения дано свитное деление юрско-меловых образований, дополнены сведения о стратификации кайнозойских отложений, впервые произведена оценка эколого-геологической обстановки на территории.

Однако, имеется ряд вопросов по геологии территории, которые ждут своего разрешения. К их числу относятся:

1) Получение петро- и геохимических характеристик пород модинской толщи на современном научном уровне в связи со слабой изученностью этого подразделения в процессе ранее проведенных работ.

2) Дальнейшая разработка схемы интрузивного магматизма, в первую очередь - изучение взаимоотношений между магматическими образованиями разных комплексов, проведение многометодного радиологического датирования верхне-малиновского гипербазитового, малиновского диорит-плагиогранитового, нансеновского гранитового, еремеевского гранитового комплексов.

3) Изучение вещественного состава, получение палеонтологических характеристик и радиологическое датирование рыхлых кайнозойских образований с целью более обоснованного определения их возрастной и генетической принадлежности. Вопрос может решаться вовлечением в комплексную обработку коллекции образцов из скважин в рамках тематических работ.

4) Выяснение реальной продуктивности современных пляжевых отложений на участках с повышенными содержаниями ильменита, циркона, монацита.

Решение этих вопросов требует постановки специализированных геологических исследований.

Государственная геологическая карта на лист Т-47-XXXIV-XXXVI может быть использована для перспективного планирования последующих стадий геологосъемочных и поисковых работ, а также в качестве геологической основы для построения специализированных и сводных карт.

## ЛИТЕРАТУРА

### Опубликованная

1. Антропоген Таймыра. М.: Наука, 1982.
2. Баклунд О.О. Кристаллические породы северного побережья Сибири. - Зап. АН СССР, 1929, т. 21, N 7.
3. Беззубцев В.В., Залялеев Р.Ш., Сакович А.Б. Геологическая карта Горного Таймыра, м-б 1:500 000. Объяснительная записка. Красноярск: Красноярск. Кн. Изд-во, 1986, 177 с.
4. Большианов Д.Ю., Макеев В.М. Архипелаг Северная Земля - оледенение, история развития природной среды. СПб, Гидрометеиздат, 1995, 185 с.
5. Большианов Д.Ю., Молодьков А.Н. Морские отложения полуострова Таймыр и их возраст по данным ЭПР-датирования.- В кн.: Сборник тезисов докладов к Всероссийскому совещанию «Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке». СПб, ВСЕГЕИ, 1998, с.12.
6. Вакар В.А., Егиазаров Б.Х. Основные этапы геологической истории Таймыра и Северной Земли. - Л., 1965 (Тр. НИИГА, т. 145, с. 153-163).
7. Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск, 1996, 203 с.
8. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых, том 4, Сибирская платформа. -Сборник научных трудов под ред. Н.С. Малича, В.Л. Масайтиса, В.С. Суркова. Л., Недра, 1987, 447с.

9. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000. Лист Т-45, 46, 47 (архипелаг Норденшельда). - Госгеолтехиздат, М., 1961, 30 с.
10. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000. Лист S-46,47 (р. Нижняя Таймыра). - Госгеолиздат, М., 1962, 60 с.
11. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Серия Таймырская. Листы: S-46-VII-VIII (р. Непонятная), S-46-IX-X (исток р. Шренк), S-46-XI-XII (р. Тихая), S-46 XIII-XIV (оз. Сожаления), S-46-XV-XVI (гр. Геологическая). Объяснительная записка. М., 1998, 207 с.
12. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000. Лист S-47-49 – оз. Таймыр. Объяснительная записка. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 1998, 231 с.
13. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000. Листы Т-45-47 (о. Октябрьской Революции), Т-48-50 (о. Большевик). Объяснительная записка. СПб., 2000 (в издании).
14. Гуревич В.И., Яковлев А.В. Железисто-марганцовистые корки и конкреции Карского моря. В кн.: - Кобальтоносные железомарганцевые корки Тихого океана., СПб., 1993, с. 97-111.
15. Забияка А.И. Стратиграфия и осадочные формации докембрия Северо-Западного Таймыра. – Красноярск: Красноярское Кн. издат., 1974, 128 с.
16. Забияка А.И., Коробова Н.И., Махлаев Л.В. Протерозойские ильменитсодержащие метаморфические сланцы Таймыра и ассоциирующие с ними россыпи (информационное сообщение). - СНИИГГиМС, 1965.
17. Захаров Ю.И. Мусковитовые и мусковит-редкометальные пегматиты Центрального Таймыра. Автореф. канд. дис., Л., 1977.
18. Захаров Ю.И. Интрузивный комплекс мусковитизированных гранитов и магматогенных пегматитов Центрального Таймыра. - В сб.: Рудномагматические комплексы северо-запада Сибирской платформы и Таймыра. Л., 1985, с.122-129 (ПГО Севморгеология).

19. Зоненшайн А.П., Натапов Л.М. Тектоническая история Арктики. - В кн.: Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. - М., Наука, 1987, с. 31-57.
20. Зоненшайн А.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. - М., Недра, 1990, 334 с.
21. Кинд Н.В., Левчук Л.К. Морские каргинские отолжения в бассейне Н. Таймыры и их микропалеонтологическая характеристика. – Бюл. комис. по изуч. четвертич. периода, 1981, №51.
22. Магматические формации СССР. Л., Недра, 1979, 279с.
23. Марин Ю.Б., Скублов Г.Т., Ванштейн Б.Г. Петрохимическая эволюция фанерозойских гранитоидных формаций. – Л., Недра, 1983, 151с.
24. Марков Ф.Г. Геологическое строение Центрального Таймыра. Геологические исследования по меридиональному пересечению от бассейна среднего течения р. Котуйкана через Таймырский полуостров до устья р. Нижняя Таймыра. - Л., 1951 (Тр. НИИГА, т. 16).
25. Марков Ф.Г., Равич М.Г. Государственная геологическая карта СССР. М-б 1:1000 000. Объяснительная записка к листу Т-48, 49 (мыс Челюскин).-М., госуд. Научно-технич. изд-во лит-ры по геологии и охране недр, 1955, 100 с.
26. Миддендорф А.Ф. Путешествие на северо-восток Сибири. Часть 1. - Санкт-Петербург, 1860.
27. Мирошников Л.Д. Мезозойские угли Северного Таймыра. – Геол. месторождений угля и горючих сланцев СССР, т. 3, М., Недра, 1963, с. 379-388.
28. Мирошников Л.Д., Щеглова О.С. Мезозойские отложения Северного Таймыра и их угленосность. Л., 1958. Тр. НИИГА, т.80, вып. 5, с. 23-40.
29. Нагайцева Н.Н., Погребницкий Ю.Е. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000. Лист S-44-46 - Усть-Тарей. Объяснительная записка.СПб. Изд-во ВСЕГЕИ. 2000.
30. Новые данные о современном и древнем оледенении Таймыро-Североземельской области. Большианов Д.Ю., Саватюгин Л.М., Шнейдер Г.В.,

- Молодыков А.Н. – В сб.: Мат-лы гляциол. исследований, вып. 85, М., 1998, с.219-222.
31. Падерин П.Г., Шнейдер Г.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Серия Таймырская, листы S-46-XVII, XVIII; S-47-XIII, XIV; S-46-XXI, XXII; S-46-XXIII, XXIV; S-47-XIX, XX. Объяснительная записка. Санкт-Петербург. 1996.
  32. Погребницкий Ю.Е. Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. - Л., Недра, 1971 (Тр. НИИГА, т. 166, 284 с).
  33. Принципы и методика геохимических исследований при прогнозировании и поисках рудных месторождений. Л., Недра, 1979, 247с.
  34. Равич М.Г. Докембрий Таймыра. - Л.-М., 1954 (Тр. НИИГА, т. 74, 307 с).
  35. Равич М.Г. Докембрий Таймыра. - Тр. Межвед. совещ. по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. - М.-Л., 1956.
  36. Равич М.Г. Стратиграфия докембрия Таймырской складчатой области. Тезисы докладов на межведомственном совещании по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. Секция стратиграфии докембрия. - Л., 1956, с. 21-23.
  37. Равич М.Г., Погребницкий Ю.Е. Стратиграфическая схема докембрия Таймыра. - В кн.: Проблемы геологии и минеральных ресурсов Таймыра, Северной Земли и севера Средне-Сибирского плоскогорья. М., Недра, 1965, с. 13 - 26.
  38. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. Изд. Наука, М., 1977, 278 с.
  39. Урванцев Н.Н. Таймырская геологическая экспедиция 1929 г. Тр. ГГРУ ВСНХ СССР, 1931, вып. 65, 40 с.
  40. Уфлянд А.К., Натапов Л.М., Лопатин В.М. и др. О тектонической природе Таймыра. - Геотектоника, 1991, N 6, с. 76-93.
  41. Щербаков А.В. Геологическое строение правобережья реки Нижней Таймыры. - Тр. Ин-та геол. Арктики, 1952, т. 41.
  42. Moller, P., Bolshiyarov, D. Yu. & Bergsten, H. 1999 (March): Weichselian geology and palaeoenvironmental history of the central Taumyr Peninsula, Siberia, indicating

no glaciation during the last global glacial maximum. *Boreas*, Vol. 28, pp.92-114/ Oslo. ISSN 0300-9483.

Фондовая

43. Беззубцев В.В., Мальцев Ю.И., Залялеев Р.Ш. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые Таймырской складчатой области. Отчет Таймырской опытно-производственной партии по результатам аэрофотогеологического картирования масштаба 1:200 000 Таймырской складчатой области в 1972 - 1979 гг. ВСЕГЕИ, 1983.
44. Большианов Д.Ю. Научно-технический отчет экспедиции Таймыр-98 (А-162-А) на полуострове Таймыр в июле-сентябре 1998 г. СПб, ААНИИ, 1999.
45. Величко Е.А. Геологическое строение побережья Таймырского залива к западу от Таймырской губы. Отчет о работах 1947 г. ВНИИОкеангеология, 1948.
46. Залипухин М.И., Поводатор В.И., Большаков В.В. Отчет об аэрогеофизической съемке м-ба 1:200 000 в районе Горного Таймыра (Таймырская партия №46/61-62). ВНИИОкеангеология, 1962.
47. Зацепин Е.Н. Тектоническое строение Карского шельфа по геофизическим данным. Диссерт. на соиск. уч. степ. канд. г.-мин. наук. ВНИИОкеангеология, 1981.
48. Злобин М.Н. Стратиграфия и фациальные особенности нижнего и среднего палеозоя Восточного Таймыра. Отчет по работам 1950- 1954 гг. ВНИИОкеангеология, 1956.
49. Кальной Г.А., Кулаков С.В. Отчет о результатах геологической съемки шельфа масштаба 1:200 000 в восточной части Карского моря в 1989-1994 гг. Норильск, ЦАГРЭ, 1995.
50. Киреев С.Б., Кабаньков В.Я., Проскурнин В.Ф., Соболевская Р.Ф. Разработка схемы стратиграфии докембрийских отложений Таймыра и Северной Земли с целью повышения качества геолого-съёмочных и поисковых работ в регионе (отчет по теме). ЦАГРЭ, 1994.

51. Кузьмин В.Г., Суздальский О.В., Шануренко Н.К. и др. Оценка россыпной золотоносности шельфа Карского моря (включая Пай-Хой, Новоземельскую и Таймыро-Североземельскую провинции). ВНИИОкеангеология, 1993.
52. Легенда Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 (новое поколение, серия Таймырская). Объяснительная записка. ВСЕГЕИ, 1997.
53. Макарьев А.А., Шнейдер Г.В., Падерин П.Г. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые северо-восточной оконечности Таймырского полуострова (отчет о результатах групповой геологической съемки м-ба 1:200 000 в 1980-1984 гг.). - Норильск, ЦАГРЭ, 1985.
54. Марковский В.А., Кабаньков В.Я. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000, серия Таймырская. Листы Т-47-XXVIII, XXIX, XXX; Т-48-XIX, XX, XXI; Т-48-XXII, XXIII, XXIV; Т-48-XXV, XXVI, XXVII; Т-48-XXVIII, XXIX, XXX. ЦАГРЭ, 1994.
55. Межвилк А.А. Космофотографическая карта разломов Таймырского региона и прилегающего шельфа масштаба 1:1000 000. Отчет по теме Т 1. ВНИИОкеангеология, 1984.
56. Проскурнин В.Ф. Гранитоиды и гидротермально-метасоматические образования Центрального Таймыра. Диссерт. на соиск. уч. степ. канд. г.-мин. наук. ВНИИОкеангеология, 1987.
57. Седов В.Н., Гаврилов А.В., Проскурнин В.Ф. и др. Изучение закономерностей размещения комплексных мезо-кайнозойских россыпей в золото-редкометальной Североземельской зоне с целью повышения эффективности поисковых работ и совершенствования их методики (Отчет Североземельской партии за 1986 - 1989 гг.). ВНИИОкеангеология, 1989.
58. Составление металлогенической карты Горного Таймыра масштаба 1:500 000 (главный редактор Н.С. Малич). Объяснительная записка. СПб., ВСЕГЕИ, Таймыркомприродресурсы, 1999.
59. Хапилин А.Ф., Рогозов Ю.Г., Верещагин М.Ф. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые северной части Центрального Таймыра. Отчет о резуль-

татах групповой геологической съемки масштаба 1:200 000 за 1981-1985 гг. ВНИИОкеангеология, 1986.

60. Хапилин А.Ф., Проскурнин В.Ф., Кальной Г.А. и др. Отчет о результатах региональных геолого-геофизических работ в юго-восточной части Карского моря в 1986-1989 гг. ВНИИОкеангеология, 1990.
61. Четвергов А.П., Одегов В.А. Отчет о работе Северной и Полярной гравиметрических партий за 1968 - 1970 гг. Гравиметрическая съемка масштаба 1:1000 000 на площади листов S-45 - 49; T-45 - 49. ВГФ, 1971.
62. Шануренко Н.К., Захаров Ю.И., Русаков Г.А. и др. Перспективы золотоносности и общая минерагения "черных сланцев" докембрия и нижнего палеозоя Горного Таймыра. Отчет по работам 1975-1977 гг. ВНИИОкеангеология, 1978.
63. Шануренко Н.К., Захаров Ю.И., Русаков Г.А. и др. Минерагения Североземельско-Таймырского региона (Отчет по теме "Прогнозно-металлогеническая карта Североземельско-Таймырской складчатой области"). ВНИИОкеангеология, 1984.
64. Шануренко Н.К., Васильев Б.С., Захаров Ю.И. и др. Эндогенные золоторудные и золотоносные формации Североземельско-Таймырского региона. Отчет по теме "Разработать типизацию эндогенных золоторудных и золотоносных формаций и обосновать направление геолого-разведочных работ в Североземельско-Таймырском регионе". ВНИИОкеангеология, 1988.

Список месторождений полезных ископаемых,  
показанных на геологической карте, совмещенной с картой полезных иско-  
паемых листа Т-47-XXXIV,XXXV,XXXVI Государственной геологической карты  
Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Ин-декс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название (местонахождение) месторождения	Тип (К-коренное)	Номер по списку использованной литературы	Примечание, состояние эксплуатации
Твердые горючие ископаемые Уголь бурый					
II-4	2	берег бух.Угольной	К	[27]	разведано
IV-6	1	истоки р.Фомина	К	[27]	разведано

Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых,  
шлиховых ореолов (ШО) и вторичных геохимических ореолов (ВГХО),  
показанных на геологической карте, совмещенной с картой полезных иско-  
паемых, листа Т-47-XXXIV,XXXV,XXXVI.

Ин-декс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название (местонахождение) проявления, пункта минерализации, ореола	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
1	2	3	4	5
Твердые горючие ископаемые Уголь бурый				
II-1	1	п-ов Оскара	[59]	П. Скважиной вскрыты два пласта угля мощностью 4 м и 5 м на глубинах 39 м и 87 м.

1	2	3	4	5
II-1	2	п-ов Оскара	[59]	П. Скვაжиной вскрыт пласт угля мощностью 1 м на глубине 125 м.
II-2	1	п-ов Оскара	[59]	П. Скვაжиной вскрыт пласт угля мощностью 5 м на глубине 80 м.
II-4	3	р. Широкая	[59]	П. Скვაжиной вскрыты два пласта угля мощностью 1,5 м и 2 м на глубинах 40 м и 125 м.
II-5	1	берег бухты Угольной	[28]	П. В обрывах вскрываются пять пластов угля мощностью от 0,6 м до 2,5 м. Мощность пород, разделяющих пласты – 2-12 м.
II-5	2			
II-4	4	истоки правых притоков р. Широкой	[28]	П. На площади 15 км <sup>2</sup> обнажены 12 фрагментов угольных пластов мощностью от 1,2 м до 2,5 м, прослеживающихся по простиранию на 600-700 м.
II-5	3			
III-4	1			
IV-3	1	низовья р. Фомина	[59]	П. Скვაжиной вскрыты три пласта угля мощностью 2 м, 1 м и 1 м на глубинах 98 м, 106 м и 140 м.
IV-6	3	истоки р. Фомина	[28]	П. В береговых обрывах истока р. Фомина вскрываются шесть пластов углей. Мощность четырех нижних пластов не выяснена, два верхних пласта имеют мощность 2,5 м и 5 м. Мощность пород, разделяющих пласты – 2-7 м.
Металлические ископаемые Черные металлы <i>Хром</i>				
II-6	2	междуречье нижнего течения рек Болотная, Меандр	[58]	ВГХО. В донных осадках мелких водотоков повышенные концентрации (до 5 фонов) хрома
III-4	2	бассейн р. Прав. Старая	[58]	ВГХО. Комплексный (Cr, Cu). Повышенные концентрации (до 5 фонов) в донных осадках.

1	2	3	4	5
<i>Титан</i>				
I-4	1	горло Гафнер-Фьорда	[58]	ПМ. В породах стерлеговской толщи, метаморфизованных в эпидот-амфиболитовой фации, слои ильменитсодержащих метапесчаников мощностью до 20 м. Ильменит в виде порфиروبласт размером до 1 см. Содержание Ti-0,8% (спектр. ан.) TiO <sub>2</sub> -1,32% (хим. ан.)
<b>Цветные металлы</b>				
<i>Медь</i>				
IV-2	1	правобережье р. Ниж. Таймыра, 5 км выше устья р. Фомина	[58]	ПМ. В плагиогранитах малиновского комплекса и метабазальтах модинской толщи линейные зоны пропилитизации и березитизации с гнездовой и рассеянной вкрапленностью сульфидов пирит-пирротин-халькопиритового состава. Содержание Cu – 0,04%, Ni – 0,01-0,04%, Ag – 0,1 г/т, Au – 0,005 г/т
IV-2	2	правый берег р. Ниж. Таймыра, мыс Гранитный	[58]	
IV-2	3	левый берег р. Ниж. Таймыра, мыс Ваганова	[58]	
<i>Молибден</i>				
II-2	2	правобережье Таймырской губы, бассейн оз. Мелкое	[58]	ВГХО. В донных осадках мелких водотоков повышенные концентрации (до 5 фонов) молибдена.
II-4	1	междуречье нижнего течения Болотная и Меандр	[58]	
II-6	1	междуречье Широкая и Илистая	[58]	

1	2	3	4	5
Благородные металлы <i>Золото</i>				
II-1	3	п-ов Оскара, верховья р. Пересекающая	[58]	ШО. 19 шлихов с знаковыми содержаниями (до 5 знаков). Золотины хорошей и средней окатанности мелкие (0,1-0,5 мм), среди них два крупных знака (около 1 мм).
IV-6	2	истоки р. Фомина	[58]	ШО. 8 шлихов с знаковыми содержаниями (до 5 знаков). Золотины в форме чешуек и пластинок мелкого размера (0,1-0,5 мм).

Список  
буровых скважин, донных станций, показанных на геологической карте (ГК)  
и карте четвертичных образований (КЧО)

№№ по карте	Характеристика объекта	№ источника по списку литературы, авторский № объекта
1	2	3
1.	Скважина, 84 м, вскрывает разрез плиоцен-плейстоценовых образований	(60), скв. 24600
2.	Скважина, 63 м, вскрывает неполный разрез плиоцен-плейстоценовых образований	(60), скв. 22574
3.	Скважина, 113 м, вскрывает разрез плиоцен-плейстоценовых образований, малиновской свиты (18.4 м)	(60), скв. 20566
4.	Донная станция, 0.7 м, получен абсолютный возраст по торфу	(60), дон.ст. 21636
5.	Скважина, 99 м, вскрывает разрез плиоцен-плейстоценовых образований	(60), скв. 24680
6.	Скважина, 66 м, вскрывает неполный разрез плиоцен-плейстоценовых образований	(60), скв. 22654
7.	Скважина, 65 м, вскрывает разрез плиоцен-плейстоценовых образований	(60), скв. 20646
8.	Скважина, 73 м, вскрывает разрез плиоцен-плейстоценовых образований	(60), скв. 22734
9.	Скважина, 90 м, вскрывает разрез плиоцен-плейстоценовых образований	(60), скв. 24760
10.	Скважина, 18 м, вскрывает неполный разрез плиоцен-плейстоценовых образований	(60), скв. 20726
11.	Скважина, 67 м, вскрывает разрез плиоцен-плейстоценовых образований	(60), скв. 22814
12.	Скважина, 38 м, вскрывает верхнюю часть шренковской (6.4 м) свиты, траутфеттерскую (13.5 м) свиту, плиоцен-плейстоценовые образования	(60), скв. 20806
13.	Скважина, 146 м, вскрывает унгинскую (10.3 м), малиновскую (23.2 м), шренковскую (61.5 м), траутфеттерскую (17.2 м) свиты, плиоцен-среднео-плейстоценовые образования	(60), скв. 18767
14.	Скважина, 138 м, вскрывает малиновскую (2.5 м), шренковскую (52.4 м), траутфеттерскую (30.2 м) свиты, плиоцен-плейстоценовые образования	(60), скв. 20806К
15.	Скважина, 124 м, вскрывает малиновскую (22.2 м), шренковскую (63 м), траутфеттерскую (13 м) свиты, плиоцен-плейстоценовые образования	(60), скв. 22894

1	2	3
16.	Скважина, 55 м, вскрывает плиоцен-плейстоценовые образования	(60), скв. 20886
17.	Скважина, 158 м, вскрывает кору выветривания (13 м), шренковскую (59 м), траутфеттерскую (37.5 м) свиты, плиоцен-плейстоценовые образования	(60), скв. 18847
18.	Скважина, 14 м, вскрывает плиоцен-плейстоценовые образования	(60), скв. 18927
19.	Скважина, 120 м, вскрывает кору выветривания, шренковскую (35 м) свиту, миоцен (12.2 м), плиоцен-плейстоценовые образования	(60), скв. 181007
20.	Скважина, 140 м, вскрывает плиоцен-плейстоценовые образования	(60), скв. 16984
21.	Скважина, 34 м, вскрывает плиоцен-плейстоценовые образования	(60), скв. 161064
22.	Скважина, 89 м, вскрывает плиоцен-плейстоценовые образования	(60), скв. 161144
23.	Скважина, 97 м, вскрывает, шренковскую (40.6 м), плиоцен-плейстоценовые образования	(60), скв. 161224
24.	Скважина, 121 м, вскрывает, шренковскую (> 3 м), траутфеттерскую (40.5 м) свиты, плиоцен-плейстоценовые образования	(60), скв. 161304
25.	Скважина, 88 м, вскрывает плиоцен-плейстоценовые образования	(60), скв. 141306
26.	Скважина, 61 м, вскрывает плиоцен-плейстоценовые образования	(60), скв. 141346
27.	Скважина, 154 м, вскрывает малиновскую (18 м), шренковскую (40.4 м), траутфеттерскую (46.5 м) свиты, плиоцен-плейстоценовые образования	(60), скв. 161384

## Список

пунктов, для которых имеются определения возраста

№№ на карте	Наименования геологического подразделения	Метод определения	Возраст, тыс. лет	№ источника по списку литры, авторский № пункта
1.	Торф из позднеплейстоценовых-голоценовых образований	Радиоуглеродный...	18	(60), дон. ст. 21636, глубина - 24 м
2.	Древесина из образований каргинской морской террасы	Радиоуглеродный...	49	(устн.сооб), обн.641, глубина - 1,8 м
3.	Растительный детрит из образований каргинской морской террасы	Радиоуглеродный...	39	(устн.сооб.), обн.644, глубина - 2,6 м
4.	Раковины <i>Portlandia arctica</i> из морских алевритов каргинского горизонта	Электронно-парамагнитный резонанс	42	(устн.сооб.), обн.1186, глубина - 16.5 м