

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Таймырско-Североземельская

Лист S-49 – Хатангский залив

**САНКТ-ПЕТЕРБУРГ
2013**

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ УНИТАРНОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ «ВСЕРОССИЙСКИЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ ИМ. А. П. КАРПИНСКОГО»
(ФГУП «ВСЕГЕИ»)
МУНИЦИПАЛЬНОЕ УНИТАРНОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ «ПОЛЯРНАЯ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНАЯ
ЭКСПЕДИЦИЯ ХАТАНГСКОГО РАЙОНА» (МУП «ПГРЭ»)
ОТКРЫТОЕ АКЦИОНЕРНОЕ ОБЩЕСТВО «МОРСКАЯ АРКТИЧЕСКАЯ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ» (ОАО «МАГЭ»)

ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Таймырско-Североземельская

Лист S-49 – Хатангский залив

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

Проскурнин В. Ф., Гавриш А. В., Межубовский В. В., Трофимов В. Р. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Таймырско-Североземельская. Лист S-49 – Хатангский залив. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013. 275 с. + 12 вкл.

В объяснительной записке обобщены новые материалы по стратиграфии, магматизму, тектонике, истории геологического развития и полезным ископаемым восточной части гор Бырранга Таймырского полуострова, Хатангской впадины, северо-западной окраины Средне-Сибирского плоскогорья. Специальные разделы по полезным ископаемым расширены за счет рассмотрения закономерностей размещения и прогноза на нефть и газ, а также на золото и МПП (металлы платиновой группы). Геологическая карта данной территории отражает современный уровень изученности региона.

Материалы объяснительной записки рассчитаны на широкий круг специалистов, интересующихся региональной геологией и полезными ископаемыми России.

Табл. 39, ил. 14, список лит. 214 назв.

Авторы

*Проскурнин В. Ф., Гавриш А. В., Межубовский В. В., Трофимов В. Р.,
Наумов М. В., Васильев Б. С., Нагайцева Н. Н., Тарноградский В. Д.,
Карчинская М. З., Андронов В. Н., Нелюбин В. В., Кошевой В. В.,
Кямря В. В., Багаева А. А., Мозолева И. Н., Матюшев А. П.,
Мохов В. В., Шманяк А. В., Горбацевич Н. Р.,
Петрушков Б. С.*

Главный научный редактор *Проскурнин В. Ф.*

Рекомендовано к печати НРС Роснедра
31 декабря 2008 г.

- © Федеральное агентство по недропользованию (Роснедра), 2013
- © Федеральное государственное унитарное предприятие «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ФГУП «ВСЕГЕИ»», 2008
- © Открытое акционерное общество «Морская арктическая геологоразведочная экспедиция» (ОАО «МАГЭ»), 2008
- © Муниципальное унитарное предприятие «Полярная геологоразведочная экспедиция Хатангского района» («МУП «ПГРЭ»), 2008
- © Коллектив авторов, 2008
- © Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013

ВВЕДЕНИЕ

В пределы площади листа S-49 – Хатангский залив входят юго-восточная часть Таймырского полуострова (Горный Таймыр), Хатангская впадина Таймырской низменности, северо-западная окраина Средне-Сибирского плоскогорья, Хатангский залив моря Лаптевых. Она ограничена координатами $72^{\circ}00'–76^{\circ}00'$ с. ш., $108^{\circ}00'–114^{\circ}00'$ в. д., занимая площадь 91,2 тыс. км². По административному делению площадь принадлежит к Хатангскому поселению Таймырского (Долгано-Ненецкого) района Красноярского края и Анабарскому улусу Республики Саха (Якутия).

Территория листа S-49 охватывает сочленение крупнейших структур Таймыро-Североземельской, Верхояно-Колымской складчатых областей и Сибирской платформы, Енисей-Хатангского регионального прогиба. Несмотря на недостаточную степень изученности этих региональных элементов земной коры, новые аналитические, дистанционные, полевые материалы с применением научно обоснованного прогнозно-минерагенического анализа и системной организации геолого-картографической информации, созданной с применением ГИС технологий позволяют наметить на новом уровне геологических знаний формационное и глубинное строение рассматриваемой территории, показать минерагеническую специализацию и оценить перспективы основных структурно-формационных зон описываемого региона.

Территория листа разделяется на три морфологические области: Горный Таймыр, Таймырская низменность и северо-западная окраина Среднесибирского плато (рис. 1).

Горный Таймыр занимает четвертую часть площади листа, составляя 17,5 тыс. км². Основную его часть занимает горный массив Бырранга. Он имеет северо-восточное простирание и представляет собой сочетание параллельно и кулисообразно расположенных гряд, хорошо выраженных в рельефе и чередующихся с пониженными межгорными участками. Горы имеют максимальные высотные отметки на п-ове Таймыр, составляя в среднем 800–1000 м и достигая 1146 м. Относительные превышения колеблются в пределах 200–600 м. Ландшафт этой зоны характеризуется преимущественным развитием линейных столообразных возвышенностей, обусловленных распространением пермских отложений с большим количеством пластовых интрузий габбродолеритов триаса. Пологозалегающие силлы нередко образуют типичный бронированный рельеф на вершинах и куэстовый рельеф на склонах возвышенностей.

Существенное влияние на рельеф хр. Бырранга оказали ледники. Остались широкие ледниковые троговые долины, некоторые из них являются сквозными. Повсеместно встречаются небольшие цирки, кары, реликты морены и рассеянные валуны как в долинах, так и на водоразделах. В других местах наблюдаются летующие снежники на северных склонах горных гряд и в затененных участках долин.

На расстоянии 20–30 км к югу от гор Бырранга простирается одиночная цепь «островных» возвышенностей Киряка-Тас и Чернохребетнинская. Эти горстообразные поднятия, располагающиеся в пределах Енисей-Хатангского прогиба, представляют собой крупные возвышенности с крутыми высокими склонами и относительно ровной и пологой вершиной. Абсолютные высоты массивов – 442 и 688 м, относительные превышения над плоскостью равнины – 400–450 м.

Реки, дренирующие горы Бырранга, представляют собой горные потоки, не достигшие профиля равновесия, с большой скоростью течения, перекатами и порогами. Большинство рек протекает по днищам широких троговых долин, в которые врезаны узкие каньонообразные долины. Наиболее крупными водотоками являются реки Малахай-Тари, Вездеходная, Муруптума-Тари, Северная, Зеленая, Кульдима, Чернохребетная с многочисленными притоками. Вскрытие рек происходит в начале июля, ледостав – в середине–конце сентября. Главным бассейном водосбора являются акватории Хатангского залива и моря Лаптевых.

В период таяния снега и ледохода (обычно в конце июня) происходит бурный непродолжительный паводок с подъемом воды в крупных реках на 7 м от меженного уровня. Осенью в период длительных дождей бывает осенний паводок. К началу ледостава большие реки сильно мелеют, а мелкие совсем пересыхают.

Территория листа S-49, расположенная к югу от гор Бырранга на расстоянии около 250 км, занята обширной Таймырской низменностью, распространённой до северных уступов Средне-Сибирского плоскогорья. Для Таймырской низменности характерно развитие пологоувалистых возвышенностей и холмов, чередующихся с широкими, плохо выраженными заболоченными долинами и котловинами с многочисленными озерами. Абсолютные высоты возвышенностей обычно не превосходят 150–250 м, относительные превышения составляют 70–90 и редко достигают 100 м. Возвышенности обычно располагаются закономерно, образуя гряды широтного и субширотного простираения, но местами расположены беспорядочно.

Здесь распространены преимущественно четвертичные породы, образующие мощный покров, под которым захоронены мезозойские отложения. Пологоувалистый рельеф Таймырской низменности дополнен обилием озер, больших и малых, сточных и бессточных. Нередко эти озера окружены крутыми и обрывистыми склонами. Происхождение их обусловлено в большинстве своем просадкой грунтов за счет термокарста в многолетнемерзлых породах.

В пределах Таймырской низменности развита речная сеть равнинного типа. В основном это мелководные тундровые реки, берущие начало из многочисленных озер. Режим рек крайне изменчив, зависит от погоды. К середине лета реки сильно мелеют, мелкие притоки полностью

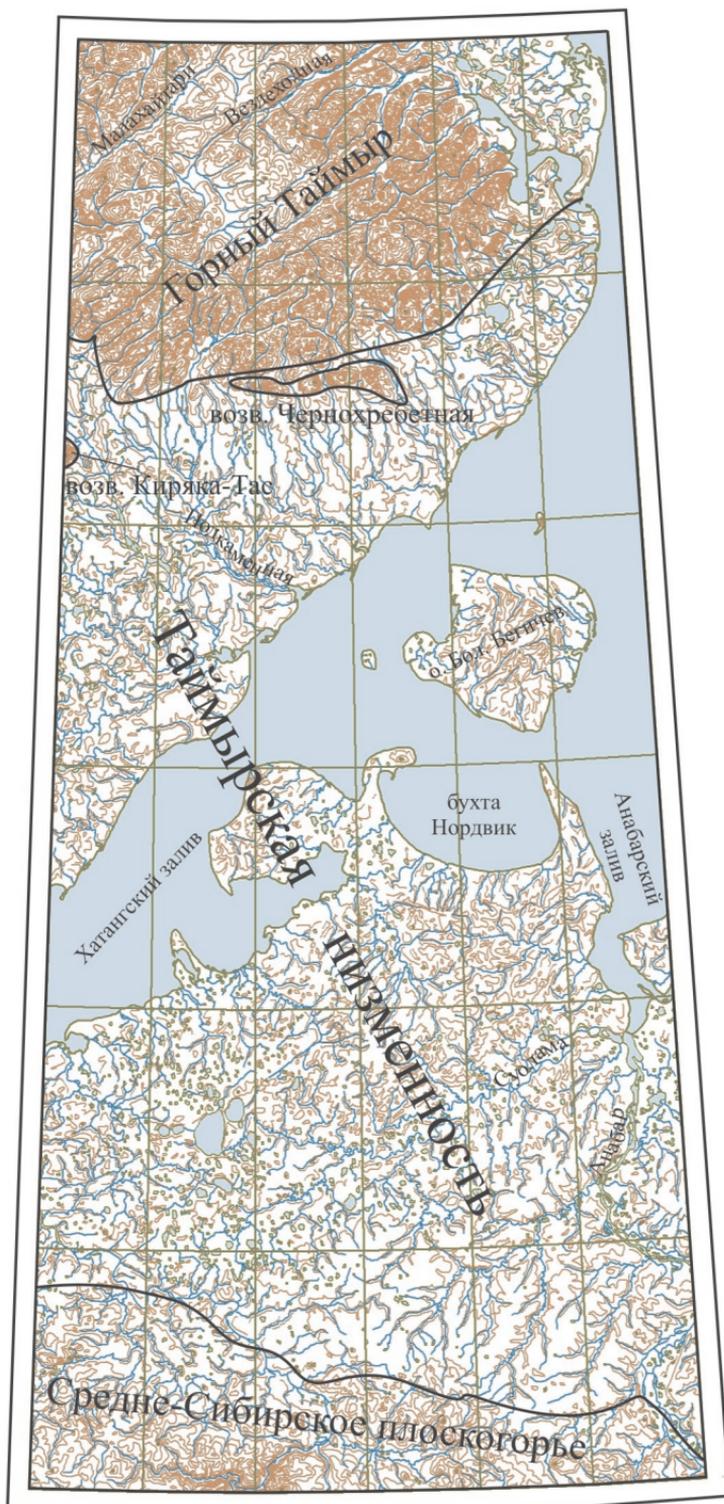


Рис. 1. Схема орогидрографии листа S-49.

пересыхают. Долины рек довольно широкие, неглубокие. Течение спокойное, замедленное.

Территория, примыкающая к южной рамке листа, представляет собой северную окраину Средне-Сибирского плоскогорья. В его пределах вскрываются карбон-пермь-триасовые и кембрийские осадки чехла Сибирской платформы, а также палеогеновые образования Попигайской астроблемы.

Переход от низменности к плато выражен различно: наблюдается плавное понижение поверхности плато до отметок низменности и только на некоторых участках появляются невысокие скальные обрывы палеозойских пород, ограничивающих покров четвертичных отложений. Здесь абсолютные высоты 150–200 м. Полого воздымаясь к югу, они достигают 300–400 м в юго-восточном углу листа.

Долины рек расчленяют плато на ряд плосковерхих массивов и одиночных столовых гор, а иногда гор с пологими куполовидными вершинами. Формирование этих типов гор обусловлено бронирующим эффектом трап-овых покровов и силлов, перекрывающих более древние карбонатные и терригенные породы на значительных площадях северной окраины плато.

Долины рек на территории плато довольно глубокие, с крутыми склонами, местами каньонообразные. Большинство из них в пределах плато на территории листа относятся к бассейну рек Попигай и Анабар. В общем это горные реки с невыработанным профилем равновесия, местами порожистые.

Территория листа S-49 изобилует пресноводными водоемами-озерами разных очертаний и размеров. Особенно много их в пределах Таймырской низменности. Наиболее крупным водоемом севернее Хатангского залива являются озера Прончищева и Поперечное, южнее – оз. Киенг-Кюель. Для Горного Таймыра характерны небольшие узкие, но глубокие озера (до 130 м), приуроченные к поперечным тектоническим долинам.

На территории листа повсеместно распространена мерзлота. Нижний предел глубины развития мерзлоты 500–600 м, в районе побережья Хатангского залива – около 400 м. Среди четвертичных отложений и под ними встречаются погребенные льды.

Климат весьма суровый, арктический. В течение короткого полярного лета оттаивает лишь незначительный почвенный горизонт, на котором господствуют тундровые мхово-лишайниковые растительные ассоциации, местами с кустарниками карликовой березы и ивы. Территория, прилегающая к южной рамке листа, занята лесотундрой.

Животный мир довольно богат, особенно летом, когда много перелетных птиц и в тундру приходят северные олени. Постоянные обитатели – полярный волк, песец и лемминг, за последние годы размножились стада овцебыков. На севере листа, на побережье моря Лаптевых обитает белый медведь, отмечаются лежбища моржей и тюленей. Из птиц постоянно обитают полярная сова и белая куропатка. Перелетные – многочисленные виды куликов, уток, гусей.

Коренное население п-ова Таймыр – нганасане, долгане, якуты. Район экономически не освоен, наиболее крупным населенным пунктом является с. Хатанга. Наиболее крупный пос. Юрюнг-Хая располагается на р. Анабар. Вдоль побережья находятся поселения Сындаско, Кожевниково, Хорго. Обширные пространства таймырской тундры безлюдны.

Сегодня геологическое строение региона освещено геологосъемочными работами масштаба 1:1 000 000 на 100 %, аэрофотогеологическим картированием масштаба 1:200 000 на 40 %, геологосъемочными работами масштаба 1:200 000 на 60 %, на отдельных участках проведены поисковые работы на кимберлитовые и импактные алмазы, нефть, газ, бурый уголь, флюорит, а также специальные научные разработки в области стратиграфии, магматизма, тектоники и минерогенеза, отраженные на схеме использованных материалов. Кондиционной геохимической основой масштаба 1:1 000 000 лист S-49 обеспечен на 20 %. Полностью обеспечен аэромагнитной съемкой масштаба 1:200 000, выполненной в 1962–1964 гг. Сводная гравиметрическая карта в редукции Буге построена по материалам гравиметрических съемок масштаба 1:200 000 и 1:1 000 000. Территория листа пересекается опорным региональным профилем оз. Тенгиз–море Лаптевых МОВЗ-ГСЗ «Битум».

В истории геологических исследований рассматриваемой территории выделяются несколько этапов.

Первый этап на Таймыре охватывает картографические работы участников Великой Северной экспедиции 1733–1743 гг.: В. В. Прончищева с молодой женой Марией (1735–1736 гг.), С. И. Челюскина, Х. П. Лаптева, Н. Чекина и др. (1737–1743 гг.). Позднее значительный вклад в изучение Восточного Таймыра внесли А. Э. Норденшельд (1878–1879 гг.), Э. В. Толль (1901 г.), Н. А. Бегичев (1906–1908 гг.), Б. А. Вилькицкий (1913 г.), Н. Н. Урванцев (1922 г., 1929 г.). На северном Прианабарье рекогносцировочные работы проводились А. Л. Чикановским (1874 г.), Э. В. Толлем (1893 г.), И. П. Толмачевым (1905–1929 гг.).

Второй этап исследований (1930–1950-е годы) характеризуется началом систематических геологических исследований в связи с организацией Главного управления Северного Морского пути, которому было поручено комплексное изучение Советской Арктики. Нефтепоисковые работы сопровождались на п-ове Юрюнг-Тумус и на уч. Южный Тигян колонковым и глубоким бурением; были получены промышленные и полупромышленные притоки нефти. Ведущими в большом коллективе геологов были Т. М. Емельянцева, Н. Н. Урванцев, А. И. Березин, Ю. А. Колодяжный, В. И. Лапко, Т. П. Кочетков, М. К. Калинин, Б. Н. Рожков, Г. Г. Моор, Б. В. Ткаченко, Г. Э. Фришенфельд. Работы продолжались вплоть до 1950-х годов. Одновременно начала разворачиваться планомерная геологическая съемка масштаба 1:1 000 000, которой после Великой Отечественной войны была охвачена вся территория листа. Работы проводились экспедициями треста «Арктикразведка» и Научно-исследовательского института геологии Арктики (НИИГА).

На Восточном Таймыре картированием занимались Г. П. Вергунов (1948 г.) Ф. Г. Марков (1949 г.), А. П. Иванов (1949 г.), В. Д. Дибнер (1951 г.), В. А. Черепанов (1951 г.) и др. В результате получены данные об истории геологического развития Таймыра, установлены новые разрезы, оценены проявления различных полезных ископаемых, в том числе угля. Работы по изучению геологического строения района мыса Цветкова, проведенные в 1949 г. под руководством И. М. Мигая, решили ряд вопросов по стратиграфии, магматизму и тектонике Восточного

Таймыра. Было доказано, что район мыса Цветкова и бассейн нижнего течения р. Чернохребетная сложен толщей осадочных, в основном обломочно-терригенных пород, в нижней части которой присутствуют эффузивные и интрузивные породы трапповой формации. Стратиграфически вся эта толща представлена осадками перми, триаса, юры, мела и четвертичными, в составе последних были выделены древнечетвертичные (морские и ледниковые) и современные (морские, речные и озерные) отложения. Собран большой объем органических ископаемых остатков по каждому из стратиграфических подразделений. Основной акцент при изучении полезных ископаемых региона был сделан на угленосность территории. Авторами было выяснено, что маломощные угленосные отложения содержатся среди пермских, триасовых и меловых осадков, перспективным же на угленосность является район мыса Цветкова.

На Анабаре и Прианабарье рекогносцировочные и геологосъемочные работы проводились Б. Н. Рожковым, Г. Г. Моором и Б. В. Ткаченко (1934 г.), Г. Э. Фришенфельдом (1935–1936 гг.), М. И. Рабкиным (1948 г.), М. Т. Кирюшиной (1949 г.), И. В. Суминым (1949 г.), Л. П. Смирновым (1948–1949 гг.), М. Н. Злобиным (1948–1949 гг.), А. Н. Наумовым (1950 г.), К. С. Забурдиным (1954 г.), Т. Н. Емельянцева (1943 г.), Д. В. Кожевиной (1946 г.), М. С. Шлейфером и П. Т. Кочетковой (1947 г.), Н. Н. Цесарцевой (1950 г.) и др. В результате были выделены тектонические этажи и ярусы и фаунистически охарактеризованы ниже- и верхнепалеозойские отложения, рыхлые мезо-кайнозойские образования, закартированы эффузивные и интрузивные породы.

В период со второй половины 1950-х годов по 1970-е годы – *третий этап* исследований – были выполнены ревизионно-увязочные маршруты, завершившие подготовку к первому изданию листов Государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000.

В 1956 г. Ф. Г. Марковым и М. Г. Равичем была составлена геологическая карта и карта полезных ископаемых СССР масштаба 1 : 1 000 000 по Восточному Таймыру (листы S-48, 49). В объяснительных записках к этим картам обобщены материалы всех предшествующих работ по геологической съемке и поискам полезных ископаемых, сделаны прогнозы по дальнейшим поискам месторождений полиметаллов, ртути, сурьмы, мышьяка, меди, никеля, алмазов, золота и угля. По северо-восточной части Сибирской платформы составляется группа карт различного содержания и масштаба. Отдельно следует выделить геологическую карту масштаба 1 : 500 000 (Гроздилов, Рудяченко, Рабкин, 1963), тектоническую карту масштаба 1 : 1 000 000 (Эрлих, 1961), карту прогноза алмазности масштаба 1 : 500 000 (Крутойарский, Милашев, 1961), схему распространения шлихоминералогических ассоциаций современного аллювия масштаба 1 : 2 500 000 (Горина, Стахевич, 1961).

Одновременно с проведением мелкомасштабных геологических работ были развернуты полистная съемка масштаба 1 : 200 000 и поиски в южной цепи гор Бырранга. Работы выполняли сотрудники НИИГА А. Б. Алексеева, Р. В. Былинский, В. Д. Дибнер, Г. Э. Григуров, Г. А. Закржевский, В. В. Захаров, Ф. И. Иванов, Г. И. Степанов, И. Б. Успенская, В. А. Черепанов.

В результате был решен ряд вопросов по стратиграфии, магматизму, метаморфизму, тектонике Таймыра и Прианабарья.

В 1963 г. Стратиграфическим отрядом Таймырской партии НИИГА под руководством В. В. Захарова были проведены тематические работы, направленные на решение вопросов расчленения верхнепалеозойской терригенной формации восточной оконечности Таймырского полуострова. Материал, собранный в районе истоков р. Осипа (лист S-49), позволил выявить ряд новых и подтвердить ранее известные особенности строения терригенной формации. Впервые для этого района были выделены палеонтологически охарактеризованные отложения среднего карбона. Непрерывность разреза дала основание говорить о наличии осадков позднекаменноугольного возраста. В изученном разрезе было четко установлено, что терригенная толща распадается на два крупных цикла осадконакопления, которые хорошо устанавливаются и сопоставляются по большинству разрезов Восточного Таймыра. Также было выяснено, что характер ритмичности обладает ритмами как прямого, так и обратного типов.

Геологосъемочные работы под руководством Г. И. Степанова и Р. В. Былинского, проводимые в это же время в пределах листа S-49 на соседних площадях, свидетельствуют о резком увеличении мощностей и другой схеме стратификации терригенных отложений в зоне, расположенной к северу от участка проведения тематических работ. Этими же авторами в результате проведенных исследований были установлены новые полевые разрезы многочисленных стратиграфических подразделений, палеозойские разрезы получили новую и дополнительную палеонтологическую характеристику, были разработаны региональные стратиграфические схемы для палеозоя и раннего мезозоя, выявлены и оценены ряд месторождений и проявлений различных полезных ископаемых. Составлены рекомендации по направлению и производству дальнейших, более детальных поисково-разведочных работ на наиболее перспективных участках.

Примерно в эти же годы проводятся аэрогеофизические съемки масштабов 1:1 000 000 и 1:200 000. В восточной части Горного Таймыра проводятся аэромагнитная съемка (М. И. Залипухин, В. В. Большаков) масштаба 1:200 000 и гравиметрическая съемка (А. П. Четвергов, В. А. Одегов) масштаба 1:1 000 000 (листы S-44, 45, 46, 47, 48, 49; T-46, 47, 48, 49). По данным этих съемок были составлены карты магнитных и гравиметрических полей, выявлены их связи с геологическими структурами, даны глубинные характеристики основных элементов структур.

В 1956 г. в северном Прианабарье выполнена аэромагнитная съемка масштаба 1:1 000 000 (Левин, 1957). В 1961 г. тем же коллективом проведена аэромагнитная съемка масштаба 1:200 000, захватившая южную часть листа S-49 (Левин, 1961). В 1976 г. южная часть листа S-49 была охвачена гравиметрической съемкой масштаба 1:200 000, на основании которой составлены гравиметрические карты в редукции Буге. В результате геофизических исследований были определены глубины до поверхности кристаллического фундамента, которые на площади работ достигают 6–7 км. Кроме того, отбиты контуры интрузивных тел и тектонические нарушения.

Обширные материалы по геологии Таймыра обобщены в ряде сводных трудов и тематических работ. Данные о геологии и петрографии трапповой

формации в 1962 г. обобщены в работе В. А. Вакара [11]. В 1971 г. Ю. Е. Погребницким опубликована монография «Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы».

Четвертый этап исследований (1972–1981 гг.) характеризуется проведением аэрогеологического картирования масштаба 1:500 000 ПГО «Красноярскгеология» (1972–1979 гг.) на всей территории Горного Таймыра (В. В. Беззубцев, Ю. И. Гончаров, Р. Ш. Залялеев и др.), аэрофотогеологической съемкой масштаба 1:200 000 НПО «Аэрогеология» (1973–1978 гг.) предгорных районов Таймырской низменности (В. С. Скундин, Э. Л. Фишер и др.) и космогеологическим картированием масштаба 1:1 000 000 Енисей-Хатангского прогиба с привлечением данных сейсмических исследований и в том числе профилей ГСЗ (Д. А. Кукушкин).

Б. Н. Андросов проводит обобщение материалов по угленосности, в результате которых создана Прогнозная карта угленосности Таймырского угольного бассейна масштаба 1:1 000 000. Н. К. Шануренко, Ю. И. Захаровым, Г. А. Русаковым и др. (1978–1981 гг.) завершена тема «Минерагения Североземельско-Таймырского региона». В работе обобщены результаты предшествующих геологосъемочных и научно-исследовательских работ по эндогенным месторождениям разных типов, составлена металлогеническая карта масштаба 1:500 000, дана прогнозная оценка рудных формаций Таймыра.

Кондиционная геологическая съемка масштаба 1:200 000 проведена геологами НИИГА в Анабарской губе (Г. К. Видмин-Лобзин, 1973 г.) и на левобережье р. Анабар (С. Ф. Духанин, 1974 г.). В 1970–1973 гг. В. В. Жуковым проводились работы по оценке перспектив россыпной алмазности кайнозойских образований юго-западной части побережья моря Лаптевых. В ходе этих работ были определены перспективы алмазности Гуримиской области, а также выявлены шлиховые ореолы золота, платиноидов, минералов-спутников алмазов.

В результате проводимых в 1973–1976 гг. опытно-производственных работ Полярной экспедицией Красноярского ГУ (В. Т. Кириченко, Л. А. Маркович, Г. Г. Лопатин, М. М. Гончаров и др.) и научно-исследовательских работ ВСЕГЕИ (В. Л. Масайтис, М. А. Гневушев, М. С. Мащак и др.) на территории Попигайской астроблемы было открыто и разведано коренное месторождение импактных алмазов.

В 1975–1978 гг. в северной части Анабарского щита и Прианабарья геологами Красноярской геологосъемочной экспедиции ПГО «Красноярскгеология» (В. Т. Кириченко, В. Г. Межубовский и др.) проводилась групповая геологическая съемка масштаба 1:200 000. Авторами изучены и расчленены по обнажениям и скважинам мезо-кайнозойские осадки, выявлены проявления меди и никеля. По результатам работ Л. И. Федотовой (ГСЭ) под редакцией Ф. Г. Маркова издана Государственная геологическая карта.

В 1978 г. были проведены работы тематической направленности в районе мыса Цветкова. Коллективом геологов (А. М. Казаков, А. С. Дагис, Ю. Н. Карагодин) были проведены работы по уточнению и стратиграфическому расчленению триасовых отложений.

Пятый этап (1982–2003 гг.) характеризуется проведением геологосъемочных работ масштаба 1:200 000 на севере и западе п-ова Таймыр,

территория листа S-49 охвачена лишь космофотогеологическим картированием масштаба 1:500 000 в 1985–1989 гг. ПГО «Аэрогеология» (А. К. Уфлянд, Л. М. Натапов, В. М. Лопатин и др.). В результате составлена карта структурно-вещественных комплексов, впервые рассмотрена история геологического развития Таймыра с позиции теории тектоники плит.

В южной части территории листа S-49 в период с 1985 по 1990 г. силами ПГО «Аэрогеология» проводилась групповая геологическая съемка масштаба 1:200 000 (В. Н. Бобров и др.). Результатами выполненных работ явились: уточнение геологического строения северной части Прианабарья и района Енисей-Хатангской депрессии; выявление новых и корректировка оценки ранее открытых месторождений и проявлений полезных ископаемых, в частности драгоценных камней (кимберлитовых и импактных алмазов), золота, полиметаллов, каменной соли, твердых и жидких горючих полезных ископаемых; разработка рекомендаций по постановке поисковых работ на следующем этапе изучения территории.

В 1991–1993 гг. на интрузивном массиве Тулай-Киряка проводились поисковые работы с широким использованием колонкового бурения на медно-никелевую минерализацию. Работы проводились Полярной партией Норильской экспедиции. В результате была дана оценка слабой перспективности массива на промышленные руды.

В 1997 г. была утверждена Легенда Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 (новое поколение, серия Таймырская), вобравшая в себя весь фактический материал, накопленный за предыдущие годы по Таймыру, обобщившая и систематизировавшая огромный объем геологической информации как прошлых лет, так и появившейся в последнее десятилетие, отразившая качественно новый взгляд на геологию Таймыра. В 1999 г. во ВСЕГЕИ составлена металлогеническая карта Горного Таймыра масштаба 1:500 000 под редакцией Н. С. Малича.

В 2000 г. была подготовлена Легенда Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 (новое поколение, серия Оленекская) под редакцией В. Н. Боброва.

Научные тематические разработки осуществлялись параллельно в соответствии с задачами геологосъемочных и поисковых работ. Развитие на территории листа геологические формации освещены в обобщающих трудах и специальных исследованиях по стратиграфии, литологии и палеогеографии палеозоя (Ф. Г. Марков, Н. А. Шведов, И. С. Грамберг, В. И. Бондарев, С. В. Черкесова, Р. Ф. Соболевская, Л. В. Нехорошева, М. С. Жижина, В. И. Устрицкий, Г. Е. Черняк, Э. Н. Преображенская, Н. Н. Соболев, Г. Н. Садовников, С. Б. Шишлов), расчленению, петрографии и литологии мезозойских толщ (В. Н. Сакс, З. З. Ронкина, И. С. Грамберг, Н. И. Шульгина, Г. Н. Карцева, М. С. Месежников, В. А. Басов, Б. Н. Шурыгин, Т. И. Нальняева, С. В. Меледина, А. Д. Егоров, В. А. Захаров, С. А. Чирва). Магматические образования региона исследовались В. А. Вакаром, В. А. Черепановым, Л. А. Чайкой, Л. В. Махлаевым, В. В. Золотухиным). Петрография и стратиграфическое расчленение эффузивов освещены в работах В. А. Вакара, Г. А. Ковалевой, Н. Н. Нагайцевой, В. Н. Егорова. Проблемы тектоники Таймырской складчатой системы и ее сочленения с Сибирской платформой рассматривались Н. Н. Урванцевым, И. П. Атласо-

вым, В. А. Вакаром, П. С. Вороновым, Ф. Г. Марковым, А. М. Даминовой, И. М. Мигаем, Ю. Е. Погребницким и в последние годы стали предметом специальных исследований В. А. Верниковского (1996 г.), В. Ф. Проскурнина (2003 г.). Структура Енисей-Хатангского прогиба и северного склона Сибирской платформы освещена в работах Д. Б. Тальвирского, Д. С. Сорокова, Д. В. Лазуркина, Л. Л. Кузнецова, Н. Е. Кот, В. И. Казаиса, В. И. Коваленко, А. П. Афанасенкова, А. В. Пантелева, В. А. Балдина. Анализ дислокаций по аэрокосмическим данным выполнен А. А. Межвилком [82] и А. К. Уфляндом.

Шестой этап (с 2003 г.) характеризуется постановкой работ по созданию комплектов Госгеолкарты-1000/3 (листы S-48 – 2003 г., и S-49 – 2004 г.) с проведением полевых прогнозно-минерагенических исследований. В 2005 г. была завершена легенда Таймыро-Североземельской серии листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение), включающая семь сдвоенных трапеций масштаба 1 : 1 000 000, легшая в основу составления листа S-49.

В производстве полевых исследований 2005–2006 гг. на листе S-49 были задействованы специалисты ФГУП «ВСЕГЕИ» – В. Ф. Проскурнин (отв. исп.), А. В. Гавриш, В. Н. Егоров, А. Н. Ларионов, И. Н. Мозолева, А. С. Бетту, М. В. Наумов, А. М. Павлов, А. В. Шманяк, А. А. Савицкий и МУП «Полярная ГРЭ Хатангского района» – В. В. Межубовский (отв. исп.), В. Р. Трофимов, В. Н. Андронов. В составлении комплекта Госгеолкарты-1000/3 листа S-49 участвовали также А. А. Багаева, Б. С. Васильев, Б. С. Петрушков, В. В. Кошевой, В. В. Нелюбин, Н. Н. Нагайцева, О. Б. Иванов, В. В. Лаптев, В. В. Кямяря, В. В. Мохов.

Обзор основных работ свидетельствует о геологической изученности региона, достаточном для составления геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Вместе с тем, ряд вопросов геологического строения, и особенно для пермско-триасовых толщ гор Бырранга, юрско-меловых толщ Енисей-Хатангского прогиба, остается дискуссионным.

Согласно требованиям по представлению в НРС и ГБЦГИ сопровождающих баз данных к листам Госгеолкарты-1000/3 от 2004 г., в приложении к объяснительной записке по листу S-49 приводится цифровая база данных, в которую включены описания структур для хранения базы данных (БД) с фактографической информацией, поддерживающей, обосновывающей и расширяющей содержание комплекта графических материалов. В соответствии с «Методическими рекомендациями по составлению и подготовке к изданию» данная цифровая база данных содержит: петрохимические, палеонтологические данные, базу данных по проявлениям и месторождениям полезных ископаемых на 1.01.2006 г.

Работа над листом выполнена во ФГУП «ВСЕГЕИ» и МУП «Полярная ГРЭ Хатангского района». Исполнители карт и авторы разделов объяснительной записки указаны в подписях к картам и в содержании записки.

Неоценимую помощь в составлении листа и проведении работ на Таймыре оказали И. В. Вербицкий, П. Г. Падерин, Г. В. Брехов, М. А. Мартышкин, Н. Н. Калашник, Н. Г. Науменко, Ф. Д. Лазарев, В. И. Фокин.

СТРАТИГРАФИЯ

В соответствии с зональной легендой Таймыро-Североземельской серии листов СЛ-1000/3 (2005 г.) и Дополнениями к ней – № 1 (2006 г.) и № 2 (2007 г.), в строении листа S-49 принимают участие следующие геологические образования (табл. 1): архейско-раннепротерозойские (только на разрезе) Хапчанского геологического района, протерозойские Котуйканского геологического района (только на разрезе); поздневендско-среднекаменноугольные Фалабигай-Нордвикского и Северо-Анабарского геологических районов; среднекаменноугольно-раннеюрского Южно-Быррангского, Цветковско-Нордвикского и Лено-Анабарского геологических районов; юрско-меловые Чернохребетнинско-Нордвикского, Хетско-Анабарского, Усть-Анабарского геологических районов. Палеоген-четвертичные образования территории на геологической карте распространены в Таймыро-Североземельском и Северосибирском геологических районах.

В основу районирования листа S-49 положен зональный принцип: блоками, по крупным единицам районирования – структурным этажам, ярусам, соответствующим крупным циклам и этапам геологического развития территории. Внутри них – по геологическим площадям или структурно-формационным (фациальным) зонам. Намечаются четыре крупных тектонических цикла: допоздневендский, поздневендско-среднекаменноугольный, среднекаменноугольно-раннеюрский и раннеюрско-кайнозойский. При этом архейские и нижнепротерозойские образования фундамента, отраженные только на разрезе, рассматриваются по данным интерполяции с соседней территорией. Раннеюрско-кайнозойский тектонический цикл разделяется на два крупных этапа: юрско-меловой и поздний мел-кайнозойский. На протяжении каждого из них существуют в площадном выражении геологические районы. Четвертичные образования на Геологической карте изображаются там, где это необходимо, причем расчлененными только по возрасту с выделением подразделений общей шкалы.

АРХЕЙСКО-НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Хапчанский геологический район

Верхнеархейско-нижнепротерозойские образования (AR_2 – PR_1) (только на разрезе) выделяются условно по геофизическим данным и общей структурной позиции. Залегают они под платформенными

Геологическое районирование листа S-49

Акротема	Эонотема	Эрагема	Система	Отдел	Геологические районы (СФО)	Геологические площадки (СФЗ)
	Фанерозойская	Кайнозойская	Четвертичная		1. Таймыро-Североземельский 2. Северосибирский	
			Неогеновая			
			Палеогеновая			
		Мезозойская	Меловая	K ₂	1. Чернохребетнинско-Нордвикский 2. Хетско-Анабарский 3. Усть-Анабарский	1а – Цветковская 1б – Нордвикская 2а – Анабарская 3а – Рассохинско-Балахнинская
				K ₁		
				J ₃		
				J ₂		
			Юрская	J ₁		
				T ₃	1. Южно-Бырангский 2. Цветковско-Нордвикский 3. Лено-Анабарский	1а – Озеротаймырская 2а – Чернохребетнинская 2б – Нордвик-Анабарская 3а – Попигай-Далдынская
				T ₂		
			T ₁			
			Пермская	P ₂	1. Фалабигай-Нордвикский 2. Северо-Анабарский	1а – Фалабигайская 1б – Нордвикская
		P ₁				
		Палеозойская	Каменноугольная	C ₃		
				C ₂		
				C ₁		
			Девонская			
			Силурийская			
	Ордовикская					
	Кембрийская					
	Протерозой	Верхний Рифей	Вендская	V ₂	1. Котуйканский (только на разрезе)	
V ₁						
Нижний						
Архей	Верхний					

породами рифея, венда, кембрия и верхнего палеозоя–нижнего мезозоя. Наиболее близкими к ним геологическими образованиями являются интрузивные и метаморфические комплексы позднего архея и раннего протерозоя Хапчанского геологического района Анабарского выступа [74]. Фундамент Анабарского блока, по геофизическим данным, протягивается до Нордвикского разлома и далее до Центрально-Таймырского шва под отложениями Анабаро-Ленского юрско-мелового прогиба и полого-складчатými образованиями Цветковско-Нордвикской складчатой системы. Верхнеархейско-нижнепротерозойские образования представлены гнейсами, гранито-гнейсами пироксеновыми, кальцифирами, гнейсами глиноземистыми и графитовыми, эндробитами, чарнокитами, пегматитами. Мощность образований – 4700–5500 м [127].

ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Котуйканский геологический район

Образования Котуйканского геологического района выделяются между верхнеархейско-нижнепротерозойскими комплексами Хапчанского геологического района Анабарского выступа [127, 130] и отложениями верхнего палеозоя–нижнего мезозоя Северо-Анабарского и Лено-Анабарского геологических районов по геофизическим данным и протягиваются до Нордвикского разлома и далее до Центрально-Таймырского шва под отложениями Анабаро-Ленского юрско-мелового прогиба и полого-складчатými образованиями Цветковско-Нордвикской складчатой системы.

Верхнепротерозойские (рифейско-нижневендские) образования представлены лагунными терригенными красно- и пестроцветными и терригенно-карбонатными пестро- и сероцветными лагунно-морскими и морскими (эпиконтинентальными) отложениями. Они залегают с угловым несогласием на метаморфических образованиях архея или корях выветривания нижнего протерозоя и повсеместно перекрываются отложениями немакитдалдынского горизонта. Рифейские отложения представлены двумя сериями: мукунской терригенной (RF₁) и билляхской, терригенно-карбонатной (RF₁₋₃), а вендские – старореченской свитой терригенно-сульфатно-карбонатной, не имеющей широкого распространения [74, 121].

В наиболее полных разрезах Котуйканского геологического района южнее рассматриваемой площади рифейские серии (общей мощностью 1800 м) расчленены на свиты. Нижнерифейская мукунская серия представлена ильинской, бурдурской и лабазстахской свитами конгломерато-гравелито-песчаниковой (молассовидной) формации красноцветной (две первые) и пестроцветной (последняя). Билляхская серия включает устьильинскую (RF₁), котуйканскую (RF₁), некуюлээхскую (RF₂) и чурбукскую (RF₃) свиты. Две последние выделены [130] вместо невалидной юस्ताхской свиты [74]. Свиты сложены терригенно-карбонатными отложениями пестроцветной песчано-доломитовой и сероцветной кремнисто-доломитовой битуминозной (некуюлээхская свита) формаций.

Старореченская свита представлена доломитами, песчаниками, гипсоносными доломитами и гипсами с конгломератами в основании (сульфатно-карбонатная формация).

Верхнепротерозойские отложения рассматриваемой территории отличаются от типичных разрезов Котуйканского района резко сокращенной мощностью при общей их формационной принадлежности и сокращенным набором слагающих стратиграфических подразделений. Так, в смежном на юге районе [130] в разрезах восточного склона Анабарского щита отсутствуют две древние свиты мукунской серии и устьильинская свита билляхской серии, нижневендская старореченская свита имеет ограниченное распространение.

В разрезах опорных скажин, пробуренных на междуречье Попигай–Анабар, рифейские серии на свиты не делятся. Нерасчлененные отложения мукунской серии (общей мощностью 282 м) в опорном разрезе Костраминской скважины представлены красноцветными песчаниками, гравелитами, алеволитами и аргиллитами. Нерасчлененные отложения билляхской серии (общей мощностью до 214–388 м) в опорных разрезах Костраминской, Хорудалахской и Суолемских скважин сложены доломитами, известняками с прослоями аргиллитов и доломитово-ангидритовых брекчий. Возраст аргиллитов билляхской серии по K/Ar 1090–1099 Ma. На этой территории отсутствуют верхнерифейские и вендские отложения [128].

В соответствии с вышеотмеченным, на рассматриваемой территории выделяются нерасчлененные образования нижнего рифея (только на разрезе), нерасчлененные образования нижнего–позднего рифея (только на разрезе), нерасчлененные образования нижнего венда (только на разрезе).

РИФЕЙСКАЯ ЭОНОТЕМА

Нижний рифей. Нерасчлененные образования (RF₁) (только на разрезе) представлены терригенными нерасчлененными отложениями мощностью 130–1040 м.

Нижний–верхний рифей. Нерасчлененные образования (RF_{1–3}) (только на разрезе) представлены терригенно-карбонатными и карбостромовыми нерасчлененными отложениями мощностью 160–970 м.

ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел. Нерасчлененные образования (V₁) (только на разрезе) представлены гипсово-доломитовыми отложениями нерасчлененными мощностью 180–250 м.

ПОЗДНЕВЕНДСКО–СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Для поздневендско-среднекаменноугольного этапа выделяются два геологических района: Фалабигай-Нордвикский и Северо-Анабарский.

Фалабигай-Нордвикский район охватывает горную гряду Бырранга (Фалабигайская площадь) и выступы среди юрско-кайнозойских отложений Енисей-Хатангского прогиба (Нордвикская площадь), а Северо-Анабарский район – северный склон Анабарской антеклизы. В разрезе Фалабигайской площади Фалабигай-Нордвикского района присутствуют сульфатно-карбонатные и глинистые осадки морских и лагунных фаций, охватывающие период от среднего девона до раннего карбона, Нордвикской площади – соленосно-сульфатно-карбонатные от среднего девона до раннего карбона. В грубообломочных отложениях позднего девона отмечаются обломки основных эффузивов. В строении разреза Северо-Анабарского геологического района принимают участие карбонатные (доломиты) отложения среднекембрийского возраста.

Фалабигай-Нордвикский геологический район

Фалабигайская геологическая площадь

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА. СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Дептумалинская, светланинская толщи объединенные (D₂₋₃dp+sv).

Дептумалинская толща выделена Н. Н. Соболевым и названа по р. Дептумала на Центральном Таймыре [82]. Стратотипическая местность – междуречье Верхняя Таймыра–Кыйда.

На территории листа дептумалинская толща вскрывается в ядрах антиклинальных складок юго-восточных предгорий гор Бырранга. В большинстве случаев выходы толщи на дневную поверхность ограничены тектоническими нарушениями. Нижняя ее граница не вскрыта, контакты с вышележащими отложениями либо тектонические, либо скрыты под рыхлыми образованиями. Толща представлена преимущественно вторичными доломитами и доломитизированными известняками, реже хемогенными известняками и глинистыми известняками, прослоями известковистых песчаников и алевролитов, кремнистыми стяжениями. В породах отмечаются остатки фауны брахиопод, кораллов, криноидей плохой сохранности, а также микрофауна. Характерной особенностью пород дептумалинской толщи является их значительная брекчированность, мраморизация и метасоматическая проработка. На МАКС поля распространения описываемых отложений контрастно выделяются серовато-белым, белым фототонном на сером, темно-сером поле терригенных пород, или светло-сером поле каменноугольных известняков.

Наиболее полно разрез дептумалинской толщи представлен в бассейне р. Прончищева. Здесь по отдельным коренным выходам и элювиально-делювиальным развалам намечается следующая последовательность в напластовании [147]*:

*Здесь и далее мощность приведена в метрах.

1. Известняки светло-серые слоистые и доломитизированные глинистые известняки темно-серые с единичными прослоями мелкозернистых песчаников темно-серого до черного цвета	40
2. Известняки мелкозернистые перекристаллизованные светло-серые с прослоями темно-серых алевролитов	240–250
3. Известняки светло-серые слоистые	250–260
4. Известняки перекристаллизованные доломитизированные массивные и кавернозные светло-серого цвета	100
5. Переслаивание известняков плитчатых светло-серого и желтовато-серого цвета с тонкослоистыми глинистыми известняками темно-серого цвета	170–180
6. Известняки глинистые доломитизированные серые	40–50
7. Известняки серые и желтовато-серые мелкозернистые доломитизированные неслоистые комковатые кавернозные	260–280
8. Известняки мраморизованные розовато-белого цвета;	190–200

Мощность приведенного разреза 1300–1350 м.

В верхней части разреза собрана фауна брахиопод и криноидей. По заключению С. В. Черкесовой, найденные брахиоподы *Atrypa?* sp., *Carinata?* sp., *Schizophoria?* sp. позволяют предполагать девонский возраст вмещающих пород, но не моложе живетского времени. Собранные совместно с брахиоподами остатки криноидей *Pentagonocyclicus radialis* Yelt. (in coll.), *Cyclocyclicus impares* var. *tuberculata* Yelt. подтверждают девонский возраст этих пород (определения Л. Е. Скорописцевой) [147].

Формирование дептумалинской толщи происходило в условиях морского неглубокого бассейна, о чем свидетельствует обильный детрит кораллов, брахиопод и криноидей, а также наличие водорослевых доломитов.

Общая мощность дептумалинской толщи – 1500–1600 м.

Светланинская толща выделена Н. Н. Соболевым в 1996 г. и названа в честь Светланы Всеволодовны Черкесовой [82]. Стратотипическая местность толщи находится в районе слияния рек Фала-Бигай и Верхняя Таймыра.

Толща распространена на юго-восточной окраине гор Бырранга, где слагает ядра и крылья небольших линейных антиклинальных складок. Ее нижний контакт не установлен. Он имеет либо тектонический характер, либо скрыт под рыхлыми образованиями неоплейстоценового возраста. Толща представлена преимущественно тонкослоистыми черными известковистыми аргиллитами с прослоями мергелистых известняков. Местами в составе толщи отмечаются прослой конгломератов и гравелитов.

Сводный разрез толщи составлен по правым притокам р. Летчика Павлова на базе материалов Г. И. Степанова и В. В. Захарова [147, 112]. Разрез составлен преимущественно по элювиально-делювиальным развалам с отдельными небольшими коренными выходами в обрывистых бортах ручьев. Здесь стратиграфически выше мраморизованных известняков девона с тектоническим контактом залегают:

1. Аргиллиты известковистые тонко-горизонтальнопереслаивающиеся с глинистыми известняками светло-серого с зеленоватым оттенком цвета	80
2. Аргиллиты темно-серые до черных тонко-горизонтальнослоистые	80

3. Аргиллиты темно-серые, чередование прослоев с конгломератами и гравелитами, обохренными с поверхности. Кластическая часть представлена кремнистыми и карбонатными породами, цемент известково-глинистый	40
4. Аргиллиты темно-серые до черных тонко-горизонтальнослоистые	140

Мощность приведенного разреза 340 м.

Возраст толщи определяется ее положением в разрезе: между фаунистически охарактеризованными доломитами среднего девона и органогенными известняками раннекаменноугольного возраста. В стратотипической местности светланинская толща содержит конодонты франского яруса: *Mesotaxis cf. asymmetricus* (Bischoff et Ziegler), *Palmatolepis* sp. (cf. *suberecta* Miller et Youngquist) [82].

Общая мощность светланинской толщи – 350–400 м.

Осадкообразование происходило в относительно глубоководном морском бассейне в условиях слабой динамики среды.

Уровень геохимического фона для толщ имеют цинк, молибден и вольфрам.

Можно говорить о геохимической специализации толщ на хром со значениями в двух пробах 59,3 и 71,5 г/т. Особенно следует отметить олово, минимальные значения которого составляют 6,58 г/т, при кларке 0,6 г/т и резко аномальные значения 16,7 и 43,4 г/т (прил. 2).

Общая мощность объединенных отложений дептумалинской и светланинской толщ определяется как 1800–1900 м.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА. НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Дикарабига́йская, кыйди́нская, верхотаймы́рская свиты объединенные (C_1dk-vt)

Дикарабига́йская свита выделена Н. Н. Соболевым и названа по р. Дикарабига́й [83]. Стратотип свиты находится на р. Фала-Бига́й, в районе ее устья. *Кыйди́нская свита* выделена Н. Н. Соболевым и названа по р. Кыйда [83]. Стратотип свиты находится в нижнем течении р. Фала-Бига́й. *Верхотаймы́рская свита* выделена Н. Н. Соболевым и названа по верховьям р. Верхняя Таймыра [83]. Стратотип ее расположен в среднем течении р. Фала-Бига́й.

Отложения раннекаменноугольного возраста Восточного Таймыра встречаются в ассоциации с седиментационными доломитами и мергелистыми известняками дептумалинской и светланинской объединенных свит среднего–позднего девона(?). Совместно они слагают ядра и крылья небольших линейных антиклинальных складок в юго-восточной части гор Бырранга (реки Чернохребетная, Прончищева, Кульдима, Летчика Павлова). В составе раннекаменноугольных осадков резко преобладают органогенные и органогенно-обломочные известняки с богатой фауной брахиопод, мшанок, криноидей, кораллов и фораминифер. В подчиненном количестве присутствуют прослои известковистых и известковисто-углеродистых алевролитов и аргиллитов. Нижний контакт раннекаменноугольных отложений проводится по появлению кремнистых пород.

Раннекаменноугольные образования условно расчленены на три толщи. Нижняя (в бассейне среднего течения р. Кульдима) сложена тонкоплитчатыми темно-серыми спонголитовыми известняками, спонголитовыми и радиоляриевыми фтанитами и кремнисто-углеродистыми сланцами с тончайшей горизонтальной слоистостью и сыпью пирита. Верхняя граница толщи проводится по резкой смене в разрезе терригенных образований органогенными известняками. Мощность нижней толщи ориентировочно 200–250 м.

Схематичный разрез средней и верхней толщ раннекаменноугольных отложений составлен по правым притокам р. Летчика Павлова [147]. Здесь на аргиллитах нижней толщи согласно залегают:

– средняя толща. Известняки глинистые массивные тонкозернистые, перемежающиеся с органогенно-обломочными. Органогенные известняки содержат обильный детрит брахиопод и криноидей, включения твердого битума. Верхний контакт средней толщи проводится по смене спонголитовых известняков илово-зернистыми известняками верхней толщи.

В них выделен комплекс фораминифер: *Earlandia minima* (Bir.), *Archaeosphaera* sp., *Parathuramina* sp., *Eotuberitina* sp., *Vivinesphaera* sp., *Quasiendothyra bella* (N. Tchern.), *Q. communis* (Rau s.) (определения М. Ф. Соловьевой) 130

– верхняя толща. Известняки глинистые тонкозернистые серые массивные и тонкослоистые с прослоями органогенно-обломочных криноидных известняков.

В верхней части интервала появляются прослои известковистых алевролитов и аргиллитов. Из верхней части слоя собрана фауна кораллов: *Palaeosmia* cf. *murchisoni* E. et H., *Lithostrotion portlocki* E. et H. (определения Ю. Г. Рогозова) и фораминифер: *Archaediscus krestovnikovii* var. *koktjubensis* Rau s. (определения М. Ф. Соловьевой). 150

Мощность средней и верхней толщ 280 м.

Комплекс фораминифер из средней толщи, по заключению М. Ф. Соловьевой, говорит в пользу раннетурнейского (возможно, позднедевонского) возраста этих пород. Кораллы и фораминиферы, обнаруженные в верхней толще, указывают на визейско-серпуховское время.

Условно нижняя толща сопоставляется с дикарабигайской свитой, средняя – с кыйдинской и верхняя толща – с верхотаймырской свитой.

Нижнекаменноугольные отложения формировались в прибрежно-морских условиях нормально солоноводного бассейна, о чем свидетельствует обилие криноидных известняков с богатым бентосом. Наличие органогенно-обломочных известняков с примесью полевошпат-кварцевого материала и широкое распространение фораминифер указывает на активную гидродинамическую обстановку морского бассейна.

Для карбонатных отложений геохимический фон составляют бериллий, цинк, свинец; геохимическую специализацию – кобальт (до 9,75 г/т), хром (до 62,2 г/т), молибден (до 2,67 г/т), золото (9,9 мг/т), уран (до 18,2 г/т), европий (2,2, при кларке 0,5 г/т).

Сильные аномалии характерны для олова, средние значения – 5,10 г/т. Резко аномально серебро, в среднем 0,352 г/т, максимальное содержание составляет 0,57 г/т.

Углеродистые терригенно-глинистые отложения характеризуются фоновыми значениями никеля, лития. По двум пробам (углеродистых глинистых сланцев), с небольшим разбросом по выборке, на уровне геохимического фона содержатся рубидий, иттрий, ниобий, гафний, тантал, торий и РЗЭ.

Близки к аномальным значения бериллия (до 3,62 г/т), цинка (до 366 г/т) и золота (до 19 мг/т).

Сильные аномалии характерны для кобальта – до 59 г/т, хрома – до 268 г/т, серебра – до 9,19 г/т, олова – до 21,3 г/т (прил. 2).

По определениям спектральным полуколичественным анализом (ПКСА), бор и ванадий находятся на уровне кларковых значений либо несколько превышая его. Германий и галлий имеют аномальные значения для карбонатных пород, слагающих эти свиты.

Общая мощность нижнекаменноугольных образований составляет 1320–1620 м.

Нордвикская геологическая площадь

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА. СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Сопочная, юктинская, юрюнгтумусская свиты и нерасчлененные отложения фаменского яруса объединенные ($D_{2-3sp}+D_3fm$).

Выходы средне-верхнедевонских отложений показаны на небольших изолированных участках, приуроченных к сводам и кепрокам куполов Нордвикской площади (сопки Белая, Юрунг-Тумус, Кожевникова, Ледовка). Здесь в виде отторженцев присутствуют породы двух отделов системы.

Сопочная свита выделена П. Н. Соколовым и Р. Г. Матухиным в 1979 г. [57, 58] на куполе Нордвик. Стратотип – в районе р. Кунтыкахы (северо-восточный борт Тунгусской синеклизы). В основании свиты залегает пачка каменной соли, загрязненной глинисто-сульфатным, реже карбонатным материалом. По данным бурения и геофизических работ, полная мощность пачки составляет более 250 м. Вторая пачка (4–5 м) мирабилитовая, представлена светло-серым гипсом с вкрапленностью и небольшими (до 3–5 см) линзочками водяно-прозрачного мирабилита и серым каменистым мирабилитом. Третья пачка (56–60 м) сложена преимущественно гипсами с прослоями ангидритов и гипсоангидритов. В средней ее части отмечается пласт (3,5 м) каменной соли.

Сопочная свита по литологическим особенностям и стратиграфическому положению позднее [128] сопоставлена с мантуровским горизонтом северо-запада Сибирской платформы, охватывающим верхнюю часть эмского (нижний девон)–нижнюю часть эйфельского (средний девон) ярусов.

Мощность свиты 300–310 м.

Юктинская свита выделена Н. Э. Шульцем в 1956 г. и названа по руч. Юкта, (бассейн р. Кондрыно) на севере Красноярского края. Она представлена серыми известняками, доломитами, иногда доломитистыми аргиллитами и гипсами, в отдельных прослоях свита содержит остатки брахиопод *Gypidula globa* (Sch n ur), *G. brevirostris* (P h i l l.), *Anatrypa micans* (B u c h),

Spinatnypa sp., *Leiorhynchus kellogi* Hall, *Habrorhynchia* sp.?, *Emanuella subumbona* (Hall), *E. takwanensis* (Kaiser), *E. sp.*?, *Productella* cf. *djal-tulensis* Nal., *Athyris globosa angeliciformis* Mark., *Devonopro ductus* sp., на основании которых она датируется живетским ярусом.

Кроме остатков брахиопод живетского возраста в низах свиты определены конодонты *Polygnatus costatus* Klap. эйфельского возраста. Мощность свиты достигает 50 м в районе Кожевниковской сопки и 85–100 м на территории сопки Белая.

Юрюнгтумусская свита выделена П. Н. Соколовым и Р. Г. Матухиним в 1979 г. на куполе Нордвик, где и находится ее стратотип, но не является валидной, поскольку под таким названием в 1981 г. Решением МСК уже была утверждена свита юрского возраста, поэтому данной свите присвоено новое название – *нордвикская свита* по бух. Нордвик [128]. Она залегает на размытой поверхности подстилающих образований и подразделяется на шесть пачек.

Первая пачка сложена серыми и светло-серыми участками брекчированными, гипсами, содержащими в подошве прослой (0,3–0,6 м) гравелита, сложенного обломками карбонатных пород, аргиллитов и реже эффузивов.

Вторая пачка (40–42 м) представлена двумя пластами серых и темно-серых доломитов мощностью 14–15 (нижний) и 18 м (верхний). Между ними залегает пласт (8–10 м) так же окрашенного гипса. В кровле верхнего пласта доломиты содержат значительное количество глинистой примеси, вплоть до образования доломитовых мергелей. По трещинам в доломите иногда наблюдаются мелкие кристаллики флюорита. В нескольких образцах обнаружены остатки сифоновых(?) водорослей плохой сохранности.

Третья пачка (18–20 м) образована сероцветными гипсами, тонкогоризонтальный и линзовидный рисунок слоистости которых обусловлен распределением глинистого и доломитового материала.

Четвертая пачка карбонатов (20–21 м) состоит: внизу из серых и темно-серых доломитовых известняков, вверху из известковых доломитов. Породы кавернозные. В полостях наблюдаются налеты темно-коричневого до черного битуминозного вещества. По трещинам отмечаются кристаллы кальцита (иногда исландского шпата) и флюорита. Породы содержат остатки плохо сохранившихся фораминифер *Vicine sphaera*(?) sp.

Пятая пачка (30–32 м) сложена светло-серым и серым, преимущественно брекчированным, гипсом, в котором в виде гнезд и прожилков (до 2 см) присутствуют выделения самородной серы.

Венчает разрез кепрока пачка (20–25 м) серых и светло-серых до белых гипсов и гипсо-ангидритов с двумя пластами доломитов в основании (2,0–2,5 м) и в верхней части (4,5–5,0 м). Доломиты содержат плохой сохранности остатки мшанок, остракод, сине-зеленых водорослей и фораминифер. В развалах отдельные глыбы этих доломитов содержат кристаллы (до 0,8–1,5 см) бесцветного оптического флюорита.

Юрюнгтумусская свита, будучи заключенной между живетскими и фаменско(?) - турнейскими известняками, относится к франскому ярусу и параллелизуется с накохозской и каларгонской свитами северо-запада Сибирской платформы.

Мощность свиты 130–160 м.

Нерасчлененные отложения фаменского яруса выделены как *солеруднинская толща*, по данным бурения, на соляном куполе п-ова Нордвик [128]. Название дано по пос. Солерудник. Толща залегает согласно на нордвикской свите, представлена глинисто-карбонатными отложениями, содержащими микрофауну фораминифер: *Endothyra nana* Lip., *E. cf. sibirica* Lip., *E. cf. antiqua* Raus., и др. Она перекрывается турнейскими отложениями, содержащими трубчатые фораминиферы *Erlandia minima* Vir., *E. elegans* Raus. По данным Р. Г. Матухина и др. [57, 58], толща соответствует верхам каларгонского и фокинскому горизонтам и имеет фаменский возраст.

Мощность толщи 190 м.

Нерасчлененные отложения фаменского яруса представлены глыбами в кепроках до 30 м, состоящих из темно-серых, почти черных кавернозных доломитов и доломитизированных известняков, а также серых глинистых известняков и мергелей.

Суммарная мощность средне-верхнедевонских отложений – более 650 м.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ, НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ (C₁)

Нижнекаменноугольные отложения в соответствии с легендой Оленекской серии-200 [128] на территории Нордвикской площади подразделяются на три толщи: джамалахскую, отмелую и правдинскую.

Турнейский ярус. *Джамалахская толща*. Названа по р. Джамалах (левый приток р. Фомич), где с размывом и стратиграфическим несогласием залегает на далбыхской свите среднего кембрия. На Нордвикской площади она согласно перекрывает солеруднинскую толщу верхнего девона. В отличие от стратотипического района, где она имеет двучленное строение, на Нордвикской площади джамалахская свита представлена преимущественно известняками общей мощностью 380 м. Турнейский возраст ее уверенно датируется Р. Г. Матухиным и др. [58] по остаткам брахиопод и фораминифер.

Нижне-средневизейский подъярус. *Отмелая толща* [128] названа по бухт. Отмелая, где согласно залегает на джамалахской толще. Она сложена известняками обломочно-органогенными, иногда доломитовыми, кремненными, а также ангидритами и гипсами. Породы толщи содержат остатки брахиопод: *Brachythyris altonensis* Weller, *Gigantoproductus minus* (Fred.), *Linoproductus continentalis* Tomg. и фораминифер *Hyperammina vulgaris* Raus. et Reitl., *Endothyra cf. similis* Raus. et Reitl. и др., характерных для визейского возраста. Р. Г. Матухин и др. [58] относит толщу к нижневизейскому и нижней половине средневизейского подъяруса.

Мощность толщи – 150 м.

Средне-верхневизейский подъярус. *Правдинская толща* [128]. Названа по бухт. Правды. Она залегает согласно на отмелой толще и представлена известняками оолитовыми кремненными с прослоями известковистых аргиллитов и мергелей. Породы толщи содержат остатки брахиопод: *Productus ex gr. laevigatus* White, *Spirefirina* sp. *Brachythyris* sp. nov (определение С. В. Семихватовой и Б. В. Милорадовича) и фораминифер

Hyperammina aff. *vulgaris* R a u s. Р. Г. Матухин и др. [58] относит толщу к верхней половине средневизейского–верхневизейскому подъярису. Ранее [121] эти отложения относились к серпуховскому ярису. Мощность толщи – 60 м.

Нижекаменноугольные отложения вскрыты под пермскими толщами глубокими скважинами на п-ове Юрунг-Тумус, а глыбы сходных с ними известняков присутствуют в кепроках соляных куполов Енисей-Хатангского прогиба. На п-ове Юрунг-Тумус отмечен постепенный переход от девона к карбону. Нижекаменноугольные отложения обнаружены на глубине 1200 м от поверхности.

Из пройденной скважиной толщи известняков нижние 260 м доломитизированных известняков содержат микрофауну этреня *Endothyra nana* L i p., *E. ex gr. sibirica* L i p., *E. ex gr. antiqua* R a u s. (Д. М. Раузер-Черноусова). Эти переходные слои перекрываются, по данным М. К. Калинко, известняковыми конгломератами, над которыми располагается толща мощностью 640 м коричневато-серых криптокристаллических известняков с прослойками глинистого сланца, относящихся к турнейскому ярису. Отсюда определены *Spiriferina* cf. *octoplicata* S o w., *Spirifer mortonanus* M i l l., *Punctospirifer bipartitus* P o r t l. (С. В. Семихатова и Б. В. Милорадович), а также микрофауна *Endothyra spinosa* T s c h e r n., *E. convexa* R a u s., *Archaeosphaera minima* S u l. (Д. А. Лапина и Д. М. Раузер-Черноусова). Нижняя часть визейских отложений представлена известняками органогенно-обломочными мощностью 140 м с прослоями ангидрита, а верхняя – известняками мелкокристаллическими с прослоями аргиллитов и мергелей общей мощностью 70 м. В органогенно-обломочных известняках найдены фораминиферы *Endothyra* cf. *similis* R a u s., *Globoendothyra* ex gr. *globulus* E i c h. и брахиоподы *Linoproductus continentalis* T o r n q., *Gigantoproductus mirus* F r e d., *Brachythyris altonensis* W e l l. (С. В. Семихатова, Б. В. Милорадович, Д. М. Раузер-Черноусова).

Мощность вскрытого нижнего карбона на данной площади составляет 880 м. Общая мощность – более 1100 м.

Северо-Анабарский геологический район

На территории Северо-Анабарского района образования верхневендско-среднекаменноугольного этапа представлены верхневендско-среднекембрийскими и нижекаменноугольными отложениями. В северной части района, на Попигай-Суодемской площади они изучены в разрезах, вскрытых глубокими буровыми скважинами (Костраминской (К-1), Хорудалахской (Х-1), Северо- и Южно-Суодемскими (СС-1, 4 и ЮС-10), а также частично Улаханской (У-2) и Восточной (В-1) под более молодыми отложениями и показаны только на разрезе. В юго-западной части территории листа S-49 у южной его рамки на поверхности закартированы среднекембрийские отложения, представленные далбыхской свитой (Є_{2dl}), завершающей разрез верхневендско-среднекембрийских образований на юге Северо-Анабарского района (Фомич-Рассохинский подрайон

по данным [128]). Полные разрезы верхневендско-среднекембрийских и каменноугольных отложений изучены на смежной с юга территории вблизи южной рамки листа S-49 [128, 130].

Нижняя часть верхневендско-среднекембрийских отложений [128] включает две свиты: немакит-далдынскую (V_2-C_1) и медвежинскую (C_1), имеющие повсеместное распространение на рассматриваемой территории. В южной части территории листа S-49 на Фомич-Рассохинской площади разрез верхневендско-кембрийских отложений надстраивает следующий ряд подразделений: нижнекембрийские—парфен-юряхская, киенг-юряхская, попигайская свиты, аналогом которых на Попигай-Суодемской площади является костраминская толща, и среднекембрийские чумнахская толща (с аналогом на севере — арылахская толща) и далбыхская свита.

Нижнекаменноугольные отложения в пределах рассматриваемой территории представлены джамалахской толщей.

ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ— КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Нерасчлененные отложения (V_2-C_2) (только на разрезе). К рассматриваемому подразделению относятся немакит-далдынская, медвежинская, парфен-юряхская, киенг-юряхская, попигайская свиты и чумнахская толща.

Верхний венд—нижний кембрий, низы томмотского яруса. Немакит-далдынская свита выделена в 1962 г. В. Е. Савицким и названа по р. Немакит-Далдын, где находится ее стратотип. Она залегает на размытой поверхности различных горизонтов верхнего протерозоя от билляхской серии до старореченской свиты. Свита сложена известняками и доломитами с грубозернистыми кварцевыми песчаниками в основании. В стратотипическом районе на основании фаунистических и флористических комплексов нижняя часть свиты датируется верхним вендом, а верхняя относится к нижней части томмотского яруса [128, 130]. В Костраминской, Хорудалахской, Северо- и Южно-Суодемских скважинах свита с размытым и стратиграфическим несогласием перекрывает билляхскую серию рифея. Она сложена доломитами и известняками, мощность ее колеблется от 12 м (скв. Северо-Суодемская) до 16–18 м (скважины Хорудалахская и Костраминская).

Мощность свиты не превышает 30 м.

Нижний кембрий, томмотский ярус. Медвежинская свита выделена Л. И. Егоровой и В. Е. Савицким в 1969 г. и названа по р. Медвежья бассейна р. Котуй выше устья р. Далдын. Она согласно залегает на немакит-далдынской свите и представлена пестроцветными известняками с доломитами и прослоями ангидритистых доломитов. На юге территории (Фомич-Рассохинская площадь) свита охарактеризована комплексом органических остатков, характерных для томмотского яруса [128].

В северном направлении от Костраминской скважины известняки фациально замещаются глинистыми доломитами, среди них появляются прослой

ангидритистых доломитов. В этом же направлении увеличивается мощность от 100 м (скв. Костраминская) до 116 м (скв. Южно-Суодемская).

Мощность свиты в стратотипической местности не превышает 50 м.

Атдабанский ярус. Парфен-юряхская свита выделена Л. И. Егоровой и В. Е. Савицким в 1969 г. и названа по одноименному притоку р. Фомич. Она согласно залегает на медвежинской свите и представлена пестроцветными известняками, мергелями и доломитами. Породы свиты охарактеризованы комплексом органических остатков атдабанского возраста [128]. Мощность ее колеблется от 25 до 60 м.

Ботомский ярус. Киенг-юряхская свита выделена Ю. П. Куликовым в 1980 г. и названа по р. Киенг-Юрях (левый приток р. Фомич). Она согласно залегает на парфен-юряхской свите и сложена доломитами с редкими остатками брахиопод. Ботомский возраст свиты принимается по положению в разрезе. Мощность свиты 50–70 м.

Тойонский ярус. Попигайская свита выделена Л. И. Егоровой и В. Е. Савицким в 1964 г. и названа по одноименной котловине. Она согласно перекрывает киенг-юряхскую свиту. Нижняя граница проводится по подошве ракушнякового горизонта, обильно насыщенного органическими остатками (брахиоподы, трилобиты, водоросли, онколиты) тойонского возраста. Мощность свиты 15–20 м.

Нижнему кембрию, *атдабанско-тойонскому ярусу* на севере района отвечает *костраминская толща*, выделенная в 2000 г. В. Н. Бобровым [128] и названная по р. Кострамин (приток р. Попигай). Опорные разрезы толщи изучены по керну, шламу и ГИС в Костраминской, Хорудалахской и Суодемских скважинах. Толща сложена доломитами в разрезах Костраминской и Хорудалахской скважин. В разрезах Суодемских скважин среди доломитов появляются прослои ангидритов, глинистых доломитов, а в верхней части – известковистые доломиты. Мощность толщи увеличивается от 222–238 м (скважины Хорудалахская и Костраминская) до 354 м (скв. Южно-Суодемская). Возраст толщи условно принят по положению в разрезе.

Средний кембрий. Чумнахская толща выделена В. Н. Бобровым в 2000 г. [128] и названа по р. Чумнах (левый приток р. Фомич). В южной части территории листа S-49 она вскрыта структурно-картировочными скважинами под далбыхской свитой. Толща сложена доломитами с прослоями окаменелых и водорослевых доломитов с рассеянной галькой доломитов. В нижней части ее присутствуют прослои пестроцветных доломитов, глауконитовых песчаников и мергелей. Мощность толщи колеблется от 85 до 145 м. В северной части района выделяется *арылахская толща* [128], названная по оз. Арылах, расположенному между реками Сопочная и Попигай. Она вскрыта Костраминской, Хорудалахской, Северо- и Южно-Суодемскими, а также Улаханской скважинами. Толща согласно залегает на костраминской толще и со стратиграфическим несогласием повсеместно перекрывается нижнекаменноугольными отложениями. Толща сложена доломитами, известняками, прослоями глинистыми и ангидритистыми, прослоями аргиллитов, линзами ангидритов. В северном направлении

отмечается увеличение количества последних. Мощность толщи меняется от 212 (скв. Костраминская) до 250 м (скв. Хорудалахская) и 274–282 м (скважины Суолемские).

Суммарная мощность верхневендско-среднекембрийских нерасчлененных отложений – в 340–450 м.

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА. СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Далбыхская свита (C_2dl) выделена в 1963 г. В. М. Рудяченко по р. Маймечя, вблизи устья р. Далбыха (Западное Прианабарье). В стратотипе разрез свиты представлен чередованием коричневых строматолитовых доломитов и светлых плитчатых доломитов с прослоями водорослевых известняков, доломитовых конгломератобрекчий и линзами кремня. Мощность 150–210 м.

На рассматриваемой территории свита закартирована в юго-западной части листа S-49. Она вскрыта также структурно-картировочными скважинами. На территории листа S-49 опорный разрез вскрыт структурно-картировочной скв. 15, расположенной в истоках р. Малая Половинная. Она согласно залегает на чумнахской толще и со значительным стратиграфическим перерывом перекрывается нижнекаменноугольными карбонатными (джамалахская толща), а местами средне-верхнекаменноугольными терригенными (половинная свита) и пермскими отложениями.

Отложения представлены доломитами водорослевыми желтовато-серыми, желтыми и светло-серыми с многочисленными стяжениями кремней кремневых, коричневых и буровато-черных с редкими прослоями и линзами известковистых доломитов, гравелитов и доломитовых брекчий. Доломиты – среднезернистые, мелкозернистые и тонкозернистые породы, часто пористые и кавернозные, от тонкоплитчатых до массивных. Присутствуют пластовые строматолиты. Доломиты имеют равномернозернистую, иногда мозаичную структуру. Они состоят из ксеноморфных, иногда ромбоэдрических зерен доломита (85–95%) размером 0,005–0,25 мм; терригенная примесь представлена обломками кварца, полевых шпатов, кремней, чешуйками слюды и хлорита. Для доломитов характерно повышенное, по сравнению с кларковым значением, содержание свинца, меди и кобальта. Возраст отложений определяется как среднекембрийский по находкам фауны трилобитов *Schistocephalus* sp. на соседней с юга площади [125].

Мощность составляет 145–290 м.

На севере Северо-Анабарского района условно к среднему кембрию относится также *сымалахская толща*, выделенная В. Н. Бобровым в 2000 г. [128] в разрезе глубокой скв. Восточная и названная по оз. Сымалах, расположенному на правом берегу р. Суолема. Она вскрыта в интервале 2990–2950 м и представлена ангидритами (более 40 м). Толща несогласно перекрыта терригенными отложениями тустахской свиты (C_2-P_1).

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ, НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

К ним условно отнесена *джамалахская* толща, выделенная в 2000 г. В. Н. Бобровым [128] и названная по р. Джамалах (левый Приток р. Фомич), где залегает со значительным стратиграфическим несогласием на далбыхской свите среднего кембрия. В стратотипическом разрезе (Фомич-Рассохинская площадь) толща состоит из двух пачек: нижней терригенно-карбонатной, не содержащей органических остатков, и верхней—карбонатной с обильной микро- (фораминиферы) и макрофауной (кораллы, брахиоподы) позднепермского возраста. Терригенно-карбонатная пачка условно относится к нижнепермскому подъярису. Мощность толщи не превышает 50 м.

Кроме того, к этой же толще отнесены отложения, установленные в разрезах Хорудалахской, Костраминской, Южно- и Северо-Суодемских и Улаханской глубоких скважин. Они со значительным стратиграфическим несогласием перекрывают арылахскую толщу среднего кембрия(?). Толща сложена известняками, прослоями глинистыми доломитизированными и окремненными, прослоями аргиллитов. В основании местами присутствуют песчаники и конгломераты. Мощность толщи колеблется от 28 м (скв. Хорудалахская) до 154 м (скв. Костраминская). В разрезах Суодемских и Улаханской скважин она составляет 55–88 м.

СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНО-ТРИАСОВО-РАННЕЮРСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Для среднекаменноугольно-раннеюрского этапа выделяются три геологических района: Южно-Быррангский с Озеротаймырской площадью; Цветковско-Нордвикский с Чернохребетнинской, Нордвик-Анабарской геологическими площадями и Лено-Анабарский с Попигай-Далдынской площадью. Озеротаймырская площадь Южно-Быррангского геологического района занимает горную гряду Бырранга и ее южные предгорья. Разрез ее представлен породами терригенной паралической формации среднекаменноугольно-позднепермского возраста. На Чернохребетнинской и Нордвик-Анабарской площадях Цветковско-Нордвикского геологического района выше терригенной паралической формации залегают вулканогенно-осадочные образования ранне-позднетриасового возраста широкого фациального диапазона с преобладанием прибрежно-морских отложений. Нордвик-Анабарская охватывает пространство от р. Анабар до бух. Кожевникова и горы Белая (Белогорско-Тигянская антиклинальная структура). Попигай-Далдынская геологическая площадь Лено-Анабарского геологического района охватывает северный склон Анабарской антеклизы. В строении площади принимают участие терригенные прибрежно-морские осадки средне- и позднекаменноугольного возраста, терригенные угленосные отложения перми и вулканогенные образования раннетриасового возраста.

Южно-Бырангский геологический район

Озеротаймырская геологическая площадь

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ ОТДЕЛ–ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА, НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ (C₂-P)

Отложения этого стратиграфического уровня выделены на шельфовом продолжении Южно-Бырангского района по аналогии с континентальной его площадью.

На континентальной площади указанные образования представлены серией терригенных отложений параличского типа, включающих ряд свит – макаровскую (C₂), турузовскую (C₂-P₁), бырангскую (P₁), соколинскую (P₁), байкуровскую (P₂) и чернойарскую (P₂), сложенных в переменном количестве аргиллитами, алевролитами, песчаниками и линзовидными прослоями каменных углей. Мощность отложений – 5200–5500 м.

Макаровская свита (C₂mk) выделена Ю. Е. Погребицким в 1957 г. на реках Макарова и Убойная (Западный Таймыр, S-44), где и находится ее стратотип.

На территории листа S-49 свита широко распространена в юго-восточной части гор Быранга, где она слагает крылья линейных антиклинальных складок. Кроме того, небольшие выходы макаровской свиты отмечены в северо-западном углу площади в верховьях р. Ключевка в ядре антиклинальной складки. Макаровская свита согласно залегает на органогенных известняках раннекаменноугольного возраста. Подошва ее проводится по смене в разрезе криноидных известняков терригенными породами. В разрезе свиты абсолютно преобладают аргиллиты и алевролиты (>95%), известняки и алевролитовые песчаники присутствуют в виде редких маломощных прослоев. Породы содержат многочисленные мелкие желваковые стяжения и тонкую вкрапленность сульфидов, а также редкие конкреции железисто-кальциевого типа.

Разрез макаровской свиты составлен В. В. Захаровым [112] по долине ручья, мелкого правого притока р. Летчика Павлова, преимущественно по осыпям и отдельным коренным выходам небольшой протяженности. Здесь выше кровли известняков нижнего карбона без размыва залегают:

1. Песчаники олигомиктовые темно-серые неравномернoзернистые с кремнисто-глинистым цементом 3,5
2. Песчаники олигомиктовые темно-серые мелкозернистые с кремнисто-глинистым цементом 8,5
3. Песчаники мелкозернистые и алевролиты с пропластками глинистых известняков, алевро-карбонатными линзами и обломками окаменелой древесины. Переслаивание линзовидно-полосчатое. В известняках микрофауна *Planospirodiscus* cf. *minimus* Grozd. et Leb. (определения Г. П. Сосипатровой) 21
4. Алевролиты глинистые (преобладают) с алевролитами и алевролитистыми песчаниками. Переслаивание тонкое линзовидно-полосчатое. 12
5. Алевролиты глинистые слюдястые горизонтально-слоистые с редкими прослоями известковистых песчаников и алевролитов, отражающих элементы ритмичности 190

6. Песчаники алевритистые светло-серые с линзовидно-полосчатыми прослоями алевролитов мелкозернистых и глинистых	5
7. Алевролиты глинистые горизонтально-слоистые с редкими прослоями песчаников алевритистых	70
8. Аргиллиты тонко-горизонтально-слоистые слюдястые	70
9. Ритмичная пачка, сложенная крупными (десятки метров) существенно аргиллитовыми ритмами. В основание ритмов (до 1 м) – линзовидно-полосчатое переслаивание песчаников и алевролитов, выше сменяется мелкозернистыми алевролитами, переходящими в аргиллиты горизонтально-слоистые слюдястые	240
10. Ритмичная пачка, аналогичная слою 9. Возрастает мощность песчанистого основания ритмов до 10–15 м.	300
11. Алевролиты глинистые горизонтально- и линзовидно-слоистые с мелкими прослоями песчаников алевритистых	160

Мощность приведенного разреза – 1080 м.

Микрофауна *Planospirodiscus* cf. *minimus* Grozd. et Leb., обнаруженная в слое 3, по заключению Г. П. Сосипатровой, характеризует низы башкирского яруса среднего карбона [112]. Таким образом, макаровская свита сопоставляется с холоднинским биостратиграфическим горизонтом региональной стратиграфической шкалы, соответствующим башкирскому ярусу среднего карбона.

Макаровская свита сложена относительно глубоководными отложениями открытого морского шельфа, сформировавшимися в застойных зонах эпиконтинентального морского бассейна нормальной солености [208].

Для макаровской свиты характерно наличие на уровне геохимического фона бериллия, кобальта, хрома, цинка, РЗЭ, гафния, тантала; по данным ПКСА – германий, галлий, бор.

В углеродисто-глинистых породах отмечаются аномалии свинца – до 50,1 г/т, лития – до 48,8 г/т, олова – до 11,9 г/т; терригенных – ртути (0,64 г/т, при кларке 0,05 г/т), серебра – до 0,61 г/т (прил. 2).

Общая мощность макаровской свиты – 1000–1100 м.

СРЕДНИЙ КАРБОН–НИЖНЯЯ ПЕРМЬ

Турузовская свита (C_2 – P_{1tr}) выделена Л. А. Чайкой в 1952 г. на северном берегу оз. Таймыр и названа по мысу Туруза-Мола. На площади листа свита распространена довольно широко, слагая ядра крупных антиклинальных складок, преимущественно в юго-восточной и северо-западной частях гор Бырранга.

Турузовская свита согласно залегает на макаровской свите. Ее нижняя граница проводится по подошве пачки мелкозернистых полимиктовых песчаников мощностью до 15 м. Турузовская свита сложена морским песчано-алевролитовым комплексом пород с преобладанием алевролитов и аргиллитов (70–80%). Отложения содержат многочисленные конкреции кальциевого типа, а также тонкую вкрапленность и стяжения сульфидов.

Для разрезов турузовской свиты характерно [154]:

1. Широкое развитие крупных трансгрессивных ритмов, образованных сочетанием горизонтально-слоистых алевролитов и аргиллитов с линзовидно-полосчатыми алевролитами и мощными (до 20 м) пачками известковистых песчаников;
2. Широкое распространение остатков морской фауны хорошей сохранности;
3. Отсутствие в разрезе прослоев угля и макроскопических углефицированных растительных остатков;
4. Многочисленные карбонатные конкреции и седиментационная вкрапленность пирита.

Разрез турузовской свиты составлен В. В. Захаровым [112] по водоразделу рек Летчика Павлова и Осипа по элювиально-делювиальным развалам и редким коренным выходам. Это обстоятельство не позволяет достаточно уверенно судить о мощностях как самой свиты, так и отдельных ее подразделений. Граница с макаровской свитой проводится по осыпи, что не позволяет определить характер контакта. Выше залегают:

1. Песчаники полимиктовые мелкозернистые неотчетливо слоистые, слабопиритизированные	15
2. Алевролиты и аргиллиты слюдистые с преобладанием глинистых алевролитов. Отмечаются мелкие редкие прослои алевролитистых песчаников. Переслаивание тонкое линзовидно-полосчатое	130
3. Алевролиты и аргиллиты слюдистые с алевро-карбонатными линзами и прослоями песчаных известняков. Переслаивание тонкое линзовидно-полосчатое. В одном таком прослое в середине интервала обнаружена фауна брахиопод: <i>Avonia tuberculata</i> (Moeller), <i>Jaktoproductus tajmyrensis</i> Ustr., <i>Balakhonia</i> aff. <i>kokdscharenensis</i> (Groeb.), <i>Cancrinella</i> aff. <i>villiersi</i> (Orb.), <i>Rhynchopora nikitini</i> Gschern., <i>Punctospirifer</i> sp., <i>Strophalosia?</i> sp. (определения В. И. Устрицкого)	120
4. Алевролиты известковистые мелкозернистые и глинистые в близких пропорциях. Переслаивание тонкое линзовидно-полосчатое	200
5. Песчаники полимиктовые средне- и мелкозернистые с многочисленными линзовидно-полосчатыми прослойками алевролитов мелкозернистых (до линзовидно-полосчатого переслаивания) и редкими алевро-карбонатными линзами	200
6. Алевролиты (преобладают мелкозернистые) и песчаники мелкозернистые. Переслаивание линзовидно-полосчатое, местами взмученное	180
7. Алевролиты глинистые и мелкозернистые с тонкими пропластками алевролитистых песчаников. Переслаивание линзовидно-полосчатое	120
8. Ритмичная песчаниковая пачка. Ритмы двучленного строения представлены: в основании (до 1 м) – песчаником мелкозернистым, выше (5–10 м) – линзовидно-полосчатым переслаиванием песчаников мелкозернистых (преобладают) и алевролитов с тонкой вкрапленностью пирита	60
9. Песчаники полимиктовые среднезернистые известковистые полого-волнисто-слоистые пиритизированные с детритом пеллеципод	10
10. Алевролиты известковистые, преобладают мелкозернистые с маломощными пропластками алевролитистых песчаников. Переслаивание линзовидно-полосчатое	140
11. Алевролиты известковистые глинистые и мелкозернистые в близких пропорциях с горизонтальным переслаиванием. Фауна брахиопод: <i>Anidanthus</i> cf. <i>dicksoni</i> (Eignor), <i>Attenuatella byrangi</i> Tschernjak, <i>Linoproductus? Achunowensis</i> Step. (определения В. И. Устрицкого)	55

Мощность приведенного разреза – 1030 м.

Фауна брахиопод, обнаруженная в слое 3, по заключению В. И. Устрицкого, имеет позднекаменноугольный, а брахиоподы из слоя 11 – сакмарский

возраст [112]. В различных разрезах турузовской свиты на сопредельных территориях выявлена обильная фауна брахиопод и фораминифер. Следы жизнедеятельности илоедов представлены вертикальными ветвящимися трубками *Skolites* и субгоризонтальными следами типа *Planolites*. Турузовская свита по комплексу органических остатков сопоставляется с железнинским (московский ярус среднего карбона) и турузовским (гжельский и касимовский ярусы верхнего карбона, ассельский и сакмарский ярусы нижней перми) горизонтами региональной стратиграфической шкалы, и ее возраст определяется как среднекаменноугольный–нижнепермский.

Формирование отложений происходило в мелководной зоне открытого морского шельфа, подверженной влиянию волновых и приливо-отливных процессов [154].

В турузовской свите на уровне геохимического фона отмечаются бериллий, кобальт, хром, цинк, литий, рубидий, иттрий, ниобий, РЗЭ, гафний, тантал, торий. По данным ПКСА, на уровне кларка содержатся ванадий, галлий, бор. Кроме того, имеются аномальные значения бериллия – 3,47 г/т, цинка – 480 г/т, лития – 65,7 г/т, циркония – среднее 218 г/т, максимальное – 244 г/т, при кларке равном 130 г/т (Я. Э. Юдович, 1992) (прил. 2).

Общая мощность турузовской свиты – 1000–1200 м.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

Быррангская свита (P_1br) выделена Л. А. Чайкой в 1954 г. и названа по горам Бырранга. Лектостратотип установлен В. И. Устрицким и Г. Е. Черняком [94] в 1963 г. по притокам р. Северная. Свита широко распространена в пределах гор Бырранга, где слагает ядра и крылья антиклинальных складок. Она согласно залегает на турузовской свите. Ее нижняя граница проводится по подошве мощной (150–200 м) пачки взмученных пертурбациями линзовидно-полосчатых алевролитов, сменяющей в разрезе горизонтально-слоистые алевролиты и аргиллиты турузовской свиты. Быррангская свита сложена ритмично переслаивающимися между собой песчаниками, алевролитами и аргиллитами с редкими тонкими прослойками угля. В целом преобладают псаммитовые разности. Для быррангской свиты характерны трансгрессивные ритмы небольшой мощности существенно песчаникового состава и многочисленные углефицированные растительные остатки в сочетании с единичными остатками морской фауны.

Разрез быррангской свиты составлен В. В. Захаровым [112] преимущественно по коренным выходам в бортах руч. Восточный – притока р. Осипа. Здесь на алевролитах турузовской свиты согласно залегают:

1. Песчаники мелкозернистые и алевролиты преимущественно мелкозернистые в различных пропорциях. Вверх по разрезу растет доля тонко- и мелкозернистой фракции. В верхней части интервала отмечаются углистые алевролиты. Переслаивание линзовидно-полосчатое взмученное 160

2. Алевролиты глинистые горизонтально-слоистые с тонкими пропластками и линзами углистых алевролитов и аргиллитов	85
3. Алевролиты преимущественно мелкозернистые с маломощными прослоями алевролитистых песчаников. Переслаивание линзовидно-полосчатое	90
4. Алевролиты глинистые известковистые горизонтально-слоистые	45
5. Алевролиты глинистые известковистые горизонтально-слоистые с пропластками и линзами мергелистых известняков	65
6. Аналог слоя 3	90
7. Алевролиты глинистые известковистые горизонтально- и линзовиднослоистые с прослоями алевролитов мелко- и крупнозернистых	40
8. Мелкоритмичная пачка. В основании ритмов (1,5–2,0 м) – песчаники полимиктовые мелкозернистые, выше сменяющиеся (5–7 м) линзовидно-полосчатым переслаиванием алевролитов и алевролитистых песчаников с преобладанием мелкозернистых алевролитов	50
9. Алевролиты мелкозернистые горизонтально-слоистые и песчаники мелкозернистые полого-волнистослоистые. Переслаивание крупное (0,2–0,5 м). Отмечаются прослой углистых горизонтально-слоистых песчаников.	70
10. Песчаники полимиктовые среднезернистые массивные. В центральной части интервала (3 м) алевролиты крупнозернистые полого-волнистослоистые	8
11. Алевролиты и песчаники мелкозернистые в различных пропорциях. Переслаивание линзовидно-полосчатое	12
12. Песчаники полимиктовые от среднезернистых (в нижней части) до мелкозернистых и алевролитистых (в верхней) с косой и мутьевой слоистостью. В центральной части прослой углистых песчаников содержат отпечатки листовой флоры: <i>Noer-gerathiopsis</i> ex gr. <i>theodori</i> (Tschirk. et Zal.) S. Meyen, <i>N. tajmyrica</i> (Schwed.) S. Meyen, <i>Angaridium ornatum</i> Schwed. (определения Н. А. Шведова) и фауну пелеципод: <i>Anthraconauta diagonalis</i> , <i>A. sendersoni</i> R Hall. (определения О. В. Лобановой)	35
13. Алевролиты и песчаники мелкозернистые в различных пропорциях. Переслаивание линзовидно-полосчатое	25
14. Алевролиты от крупнозернистых до глинистых с преобладанием мелкозернистых, с редкими прослоями (до 0,5 м) песчаника. Переслаивание линзовидно-полосчатое. В кровле собрана фауна брахиопод: <i>Jakutoproductus verchojanicus</i> (Fred.), <i>Chonetina novozemliaensis</i> (Lich.), <i>Attenuatella byrangi</i> Tschernjak, <i>Fluctaria</i> ex gr. <i>cancriniformis</i> (Tschern.) (определения В. И. Устрицкого) и пелеципод: <i>Streblochondria englehardti</i> (Etheridge et Dun), <i>S. ex gr. pusila</i> (Scheoth.), <i>Allorisma</i> sp. ind. (определения О. В. Лобановой)	65
15. Аргиллиты черные горизонтально-слоистые	13
16. Алевролиты крупнозернистые полого-волнистослоистые с прослоями известковистых алевролитов	31
17. Песчаники полимиктовые мелкозернистые полого-волнистослоистые	14
18. Алевролиты крупнозернистые полого-волнистослоистые	12

Мощность приведенного разреза – 910 м.

Растительные остатки из слоя 12, по заключению Н. А. Шведова, могут характеризовать всю осадочную толщу нижней перми и даже встречаться в горизонтах верхнего карбона. Фауна брахиопод из слоя 14, по заключению В. И. Устрицкого, соответствует артинскому ярусу нижней перми [112]. Таким образом, описанные отложения сопоставляются с быррангским биостратиграфическим горизонтом региональной стратиграфической шкалы, соответствующим артинскому ярусу нижней перми. Формирование осадков происходило в условиях слабоизолированных морских заливов, периодически сменяющихся обстановками открытого мелководного шельфа.

Фациальные обстановки обусловлены регрессией морского бассейна и постепенным замещением отложений открытого шельфа прибрежно-морскими осадками [208].

Свита охарактеризована одной пробой, в которой кобальт и цирконий содержатся на уровне геохимического фона, а значения цинка и серебра (179 и 0,64 г/т, соответственно) в 5 и более раз превышают их кларковые значения для песчаных пород (прил. 2).

Общая мощность быррангской свиты – 600–1100 м.

Соколинская свита (*P₁sk*) выделена Л. А. Чайкой в 1954 г. и названа по р. Соколиная. В 1996 г. С. Б. Шишловым предложен лектостратотип по руч. Скалистый, правому притоку р. Красная (лист S-47) [154]. Свита очень широко распространена на площади листа S-49, слагаая в юго-восточной и северо-западной частях гор Бырранга ядра узких синклиналильных складок, а в центральной части – обширные пологие осевые поверхности антиклиналильных структур. Ее граница с быррангской свитой согласная и проводится по подошве мощной пачки средне- и мелкозернистых песчаников.

Соколинская свита является наиболее «континентальной» верхней частью среднекаменноугольно-нижнепермского регрессивного цикла. Она сложена песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями каменных углей и слабоуглистых алевролитов, содержащих многочисленные растительные остатки. В переслаивании алевролитов и песчаников характерна частая ритмичность. Соколинская свита отличается своей относительной грубозернистостью: мощные пачки мелко-среднезернистых песчаников, часто углефицированных, слагают до 50% разреза. Для нее характерна как трансгрессивная, так и регрессивная ритмичность.

Разрез соколинской свиты составлен В. В. Захаровым [112] преимущественно по коренным выходам в бортах ручьев Восточный и Западный, притоков р. Осипа. Здесь на алевролитах быррангской свиты согласно залегают:

1. Песчаники полимиктовые и кварц-полевошпатовые мелкозернистые с полого-волнистой и мульдовой слоистостью с маломощными прослоями алевролитов 67
2. Песчаники полимиктовые среднезернистые с косой разнонаправленной и мульдовой слоистостью 28
3. Алевролиты с преобладанием крупнозернистых разностей, переслаивающиеся линзовидно-полосчато 38
4. Песчаники полимиктовые средне- и мелкозернистые массивные 27
5. Песчаниковая пачка ритмичная. Ритмы двучленного строения представлены в основании (10–15 м) песчаниками полимиктовыми средне- и мелкозернистыми, в верхней части – алевролитами крупнозернистыми косослоистыми (2–4 м) 140
6. Алевролиты с преобладанием мелкозернистых и глинистых разностей. Переслаивание линзовидно-полосчатое 22
7. Песчаники полимиктовые мелкозернистые углистые с косой разнонаправленной, мульдовой и полого-волнистой слоистостью с микроразмывами и намывами углистого детрита. Отмечаются маломощные участки линзовидно-полосчатого переслаивания алевролитов и песчаников 110
8. Песчаники и алевролиты с прослоями углистых алевролитов, содержащих отпечатки листовой флоры *Noeggerathipsis* sp. 13

9. Песчаники полимиктовые среднезернистые (внизу) и мелкозернистые алевритистые (вверху) с тонкими пропластками алевролитов. На поверхности напластования – следы ряби, микроразмывов, намывы углистого шлама	34
10. Песчаники (преобладают) и алевролиты с намывами углистого материала с линзовидно-полосчатой слоистостью	38
11. Песчаники полимиктовые углистые средне- и крупнозернистые косослоистые с линзами углисто-глинистого материала	48
12. Аргиллиты неотчетливо горизонтально-слоистые	110
13. Алевролиты мелкозернистые (преобладают) и алевритистые песчаники с тонким линзовидно-полосчатым переслаиванием	9
14. Песчаники полевошпат-кварцевые мелкозернистые массивные	14
15. Алевролиты глинистые горизонтально-слоистые	80
16. Песчаники мелкозернистые и алевритистые косослоистые	22

Приведенный разрез является неполным. Верхняя часть свиты, вероятно, «срезана» тектоническим нарушением, по которому соколинская свита граничит со скалистой толщей. Мощность приведенного фрагмента разреза 800 м.

Палеонтологические данные, собранные на других участках, позволяют сопоставить вышеописанные отложения с соколинским биостратиграфическим горизонтом региональной стратиграфической шкалы, соответствующим кунгурскому ярусу нижней перми.

Свита сформировалась в условиях слабоопресненных полуизолированных морских заливов, периодически превращающихся в лагуны, и в дельтово-баровых обстановках.

Свита характеризуется значениями на уровне геохимического фона: бериллия, кобальта, цинка, лития, иттрия, ниобия, РЗЭ. По данным ПКСА, в части углеродисто-терригенных пород отмечаются повышенные значения галлия – 30 г/т, при кларке 16–17 г/т (по Я. Э. Юдовичу, 1992).

Для углеродисто-глинистых пород, составляющих свиту, характерны аномальные значения: рублидия – до 134 г/т, стронция – до 438 г/т, циркония – до 237 г/т и сильными аномалиями в двух пробах равных 274 и 318 г/т, гафния – до 8,13 г/т, тантала – до 1,1 г/т и тория – до 12,9 г/т.

В одной пробе (известковый песчаник) фоновые значения меди, никеля, серебра, молибдена и аномальное значение молибдена – 5,3 г/т, и резко аномальное значение олова – 23,5 г/т. (прил. 2).

Общая мощность соколинской свиты – 800–1000 м.

Верхний отдел

Байкурская свита (P_2bk) выделена Л. А. Чайкой в 1954 г. и названа по заливу Ямубайкура. Лектостратотип установлен В. И. Устрицким и Г. Е. Черняком по р. Цветочная (Восточный Таймыр) [94, 95]. На территории листа свита распространена фрагментарно в центральной части гор Бырранга в ядрах синклиналиных складок. Байкурская свита согласна перекрывает соколинскую, ее нижняя граница проводится по подошве пачки мелко-среднезернистых песчаников, содержащих остатки морской и прибрежно-морской фауны.

Свита представлена переслаивающимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами, заключающими в себе многочисленные остатки брахиопод и двустворчатых моллюсков, реже (в верхах свиты) встречаются остатки растений. В нижней части свиты часто отмечаются слои крупнозернистых взмученных алевролитов, содержащих многочисленные следы жизнедеятельности илоедов типа *Zoophycos*, а также крупные конкреции с фауной брахиопод.

Основными диагностическими признаками байкурской свиты являются:

1. Безугольный характер разреза.
2. Многочисленные захоронения типично морской фауны в сочетании с редким углефицированным растительным детритом.
3. Широкое проявление в нижней части свиты следов *Zooficos*.

На сопредельных площадях в байкурской свите выделен богатый комплекс брахиопод и фораминифер. На основании найденных палеонтологических остатков байкурская свита сопоставляется с байкурским биостратиграфическим горизонтом региональной стратиграфической шкалы, соответствующим уфимскому ярусу верхней перми.

Формирование байкурской свиты связано с максимумом ингрессии морского бассейна, широко проявившейся на рубеже ранней и поздней перми по всему Северо-Востоку России [154]. Осадконакопление происходило в обстановках относительно мелководного открытого шельфа.

Общая мощность байкурской свиты – 400–1200 м.

Черноярская свита ($P_2\check{c}r$) выделена Л. А. Чайкой в 1954 г. и названа по р. Черные Яры. Лектостратотип установлен Р. В. Соломиной и М. В. Дуранте в 1991 г. по р. Высокая, левому притоку р. Черные Яры (лист S-47) [84]. На площади листа S-49 свита представлена только своей нижней, слабоугленосной, частью. Черноярская свита имеет весьма ограниченное распространение на рассматриваемой территории. Закартировано два небольших выхода свиты в западной части гор Бырранга в ядрах синклинальных структур. Нижняя граница свиты согласная и проводится по подошве пачки полимиктовых песчаников, выше которых залегают породы, содержащие растительные остатки черноярского горизонта, прослой углистых аргиллитов и каменных углей. В фациальном плане черноярская свита характеризуется многократным циклическим переслаиванием безугольных морских и слабоугленосных прибрежно-континентальных осадков [154]. Фациальная принадлежность отложений весьма разнообразна. В разрезе присутствуют морские, заливные, дельтово-баровые, лагунные и болотные осадки. Литологически свита представлена полимиктовыми, реже кварцевыми песчаниками и алевролитами в близких пропорциях. Повсеместно отмечаются маломощные углистые прослой и растительные остатки довольно хорошей сохранности.

В отложениях черноярской свиты присутствует широкий спектр листовой флоры, а также выявлен богатый комплекс двустворок. На основании палеонтологических данных, черноярская свита сопоставляется с черноярским биостратиграфическим горизонтом региональной стратиграфической шкалы, соответствующим казанскому ярусу верхней перми.

Формирование свиты происходило в прибрежных условиях при высокой подвижности береговой линии, что обусловило многократную смену морских, прибрежно-морских и прибрежно-континентальных обстановок осадконакопления.

Общая мощность черной свиты – 1400–1500 м.

Цветковско-Нордвикский геологический район

Чернохребетнинская геологическая площадь

Среднекаменноугольно-раннепермские образования площади мало отличаются от отложений Озеротаймырской площади Южно-Бырангского геологического района и рассмотрены выше. Существенная разница отмечается в строении толщ верхней перми. На площади выделяются скалистая и мариинская толщи. Триас представлен отложениями всех отделов.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Верхний отдел

Скалистая толща (P_{2sl}) выделена И. С. Грамбергом в 1960 г. и названа по руч. Скалистый, левому притоку р. Цветкова. Стратотип не установлен. Толща является стратиграфическим аналогом байкурской и нижней части черной свиты. Она выходит на дневную поверхность в виде небольших фрагментов в южных предгорьях гор Быранга, на мысе Цветкова и нижнем течении р. Чернохребетная. Нижняя и верхняя границы толщи не установлены, но, вероятно, согласные. Подстилающими образованиями служат породы соколинской свиты, выше залегает мариинская толща. Скалистая толща представлена горизонтально-слоистыми глинистыми алевролитами, тонким линзовидно-полосчатым переслаиванием аргиллитов, алевролитов и алевролитистых песчаников. Реже отмечаются слои мелко- и среднезернистых песчаников. Присутствуют многочисленные захоронения морской фауны, следы жизнедеятельности беспозвоночных, мелкий растительный детрит, песчано-карбонатные конкреции.

Разрез скалистой толщи составлен В. В. Захаровым [112] главным образом по коренным выходам в верховьях р. Осипа. Нижняя граница скалистой толщи тектоническая, верхняя не вскрыта. Разрез ее в этом районе имеет следующий вид:

1. Алевролиты глинистые горизонтально-слоистые с редкими прослоями алевролитов крупнозернистых слюдястых	120
2. Алевролиты крупнозернистые косослоистые, чередующиеся (2–4 м) с алевролитами глинистыми горизонтально-слоистыми (свыше 10 м)	24
3. Алевролиты глинистые горизонтально-слоистые с растительным детритом и песчано-карбонатными конкрециями, содержащими редкую фауну брахиопод <i>Spiriferella</i> ex gr. <i>saranae</i> (V e r n.) (определение В. И. Устрицкого)	68
4. Алевролиты глинистые и мелкозернистые с тонким линзовидно-полосчатым переслаиванием и редкими тонкими прослоями алевролитистых песчаников	72

5. Алевролиты глинистые горизонтально-слоистые	55
6. Песчаники полимиктовые среднезернистые с косою разнонаправленной и мультислойной слоистостью с многочисленными прослоями углистых алевролитов и следами микроэрозий	85
7. Алевролиты крупнозернистые до глинистых в разных пропорциях с намывами углистого шлама с линзовидно-полосчатым переслаиванием	40
8. Песчаники полимиктовые мелко- и среднезернистые косослоистые, залегающие в основании (10–13 м), выше алевролиты крупнозернистые углистые косослоистые (11–14 м)	48
9. Песчаники средне- и мелкозернистые косослоистые в основании ритмов (1–1,5 м), вверху алевролиты мелкозернистые с пропластками глинистых и крупнозернистых разностей (4–6 м)	20
10. Песчаники мелкозернистые полого-волнисто- и косослоистые со следами микроэрозий в основании ритмов (3–5 м), вверху линзовидно-полосчатое переслаивание алевролитов с преобладанием мелкозернистых с отпечатками листовой фауны плохой сохранности (4–6 м)	20
11. Песчаники полимиктовые среднезернистые косослоистые	8
12. Алевролиты и песчаники с преобладанием мелкозернистых алевролитов, переслаивание линзовидно-полосчатое	55

Далее, выше по разрезу, на протяжении 0,5 км идут осыпи преимущественно линзовидно-полосчатого переслаивания алевролитов. Среди алевролитов часто отмечаются песчано-карбонатные конкреции, содержащие фауну брахиопод: *Paeckelmannia* cf. *omolonensis* (L i c h.), *Canocrinelloides* ex gr. *obrutschewi* (L i c h.), *Strophalosia multituberculata* U s t r., *Rhynchopora lobjaensis* (T o l m.), *Linoproductus* ex gr. *cora*(?) O r b., *Canocrinella* aff. *loweni* (W i m a n.) (определения В. И. Устрицкого).

Мощность приведенного фрагмента разреза – 615 м.

Фауна брахиопод, обнаруженная в слое 3, не дает конкретного указания на возраст. Комплекс брахиопод, собранный стратиграфически выше приведенного разреза, по заключению В. И. Устрицкого, характеризует отложения казанского яруса верхней перми [93]. Таким образом, стратиграфический объем толщи охватывает уфимский и казанский ярусы верхней перми, что соответствует байкурскому горизонту и нижнему подгоризонту черныярского горизонта.

Толща имеет довольно хорошо выраженное трехчленное строение. Нижняя часть (слои 1–5) сложена относительно глубоководными отложениями открытого морского шельфа. Средняя часть (слои 6–10) формировалась в прибрежно-морских и прибрежно-континентальных условиях полуизолированных морских заливов и в дельтово-баровых обстановках. Богатый комплекс брахиопод в верхней части толщи (слои 11–12 и выше) говорит о том, что осадконакопление происходило в мелководной зоне открытого морского шельфа.

Общая мощность скалистой толщи – 800–900 м.

М а р и и н с к а я т о л щ а (P₂mf) названа по руч. Мариинский (мыс Цветкова). Выделена Т. П. Кочетковым в 1951 г. Стратотип толщи не установлен. Фрагментарные выходы мариинской толщи отмечаются в южных предгорьях Бырранга, на мысе Цветкова и в нижнем течении р. Чернохребетная. Контакты с нижележащими отложениями не

установлены, но скорее всего согласные, верхний контакт с левоосиповской свитой несогласный. В разрезе наблюдаются многократные чередования безугольных морских и слабоугленосных прибрежно-континентальных отложений. Нижняя часть толщи представлена преимущественно аргиллитами. Вверх по разрезу постепенно увеличивается роль песчаников с угловатыми и полуокатанными обломками аргиллитов и углей. Основная роль в строении разреза принадлежит тонкому линзовидно-полосчатому переслаиванию алевролитов, аргиллитов и алевролитистых песчаников. Отмечаются мелкие (5–30 см) пропластки угля. На мысе Цветкова Т. П. Кочетковым в низах толщи выявлен пласт угля рабочей мощностью (1–1,5 м) [62]. Характерны захоронения эвригалинной фауны и континентальной флоры, железо-кальциевые конкреции. Накопление толщи связано с многократной сменой прибрежно-морских и прибрежно-континентальных обстановок при высокой подвижности береговой линии.

По комплексу диагностических признаков толщина близка к нижней подсвите чернойрской свиты, но по возрасту соответствует верхнему подгоризонту чернойрского горизонта (верхней подсвите чернойрской свиты) и на основании единичных находок кордаитовых и папоротников (*Pecopteris* sp., *Sphenopteris* sp., *Cordaites candalepensis* (Zal.) S. Meyen) и филлопод, возраст толщи определен не точнее, чем пермский. По положению в разрезе она датирована поздней пермью (татарский ярус).

Общая мощность толщи – 300–400 м.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

На участке мыса Цветкова и прилегающей с востока территории нижняя часть разреза нижнетриасовых образований объединяет кешинскую, цветковомысскую и верхнетаймырскую свиты ($T_1k\check{s}\check{v}$).

В среднем и нижнем течении р. Чернохребетная и р. Осипа с этой частью разреза параллелизуется левоосиповская толща (T_1lo), верхняя часть нижнего триаса, как на мысу Цветкова, так и на р. Чернохребетная представлена ыстыннахской и прибрежнинской свитами (T_1is+pr).

Л е в о о с и п о в с к а я т о л щ а (T_1lo) выделена в 2006 г. В. Н. Егоровым и В. Ф. Проскурниным в верховьях левой составляющей р. Осипа и в среднем течении р. Чернохребетная. На площади листа S-49 толща распространена в южных и юго-восточных предгорьях Бырранга, а также в ядре и на крыльях антиклинальных структур в среднем и нижнем течении р. Чернохребетная.

Л е в о о с и п о в с к а я т о л щ а несогласно залегает на мариинской толще (P_2mr) и в свою очередь несогласно перекрывается ыстаннахской свитой позднеоленекского возраста.

Нижняя часть толщи (250–300 м) имеет неоднородное строение. В основании толщи присутствует пачка серо-зеленоцветных песчаников, с прослоями галечных туфопесчаников (галыка алевролитов и аргиллитов размером до 7×2 см), мелко-крупногалечных конгломератов и мелкообломочных туфов с линзами галечных туфопесчаников. Мощность ее не превышает

25–30 м в ядре антиклинальной структуры в районе среднего течения р. Чернохребетная и достигает 100 м в нижнем течении реки. Выше залегает пачка, сложенная преимущественно покровами базальтов. По данным В. Н. Егорова, в ее строении в среднем течении р. Чернохребетная (в ядре структуры) участвуют до 7–10 покровов базальтов и андезибазальтов мощностью от 7 до 20 м, разделенных местами единичными прослоями туффитов. В южном направлении количество покровов уменьшается до трех. Мощность пачки сокращается от 150 до 45 м.

В районе левобережья р. Осипа правого притока р. Чернохребетная наряду с базальтами в составе пачки установлены четыре покрова дацитов мощностью по 7–17 м.

Стратиграфически выше залегают средне-мелкозернистые песчаники, содержащие прослой тонкозернистых алевролитов, а также туфопесчаников с известковистым цементом и карбонатными конкрециями. В подчиненном количестве присутствуют покровы базальтов и лавокластитов. Мощность этой пачки в среднем течении р. Чернохребетная колеблется от 75 м в ядре структуры до 150 м на южном крыле.

Верхняя часть левоосиповской толщи до 100–150 м представлена пестроцветными зелеными и бурыми песчаниками с карбонатным цементом и карбонатными конкрециями, переслаивающимися с бурыми и вишнево-красными алевролитами и туфоалевролитами, местами содержащими до 25–30% магнетита и титаномагнетита. В составе этой части толщи обнаружены покровы базальтов, ферробазальтов, исландитов и океанитов.

Андезибазальты ильменитовые палагонитовые состоят (%): плагиоклаз (андезин–лабрадор № 48–53) 50–55, клинопироксен 10–12, ильменит 3–5, палагонит 5–7, кварц 2–5, вулканическое стекло и продукты его замещения 20–25. Аксессуары – апатит, сфен. Вторичные – хлорит, кальцит. Структура толеитовая с элементами пойкилитовой.

Базальты состоят (%): плагиоклаз № 53–62 – 41–50, клинопироксен (авгит, пижонит-авгит) – до 25–30, оливин (оливиновые анамезиты) – 0–8, водно-железистые силикаты (палагонит, хлорофеит, боулингит) – 0–10, рудные минералы (магнетит, ильменит, гематит) – от 2–3 в оливиновых анамезитах – до 6–7 в базальтах. Вулканическое стекло и продукты его замещения – от 4–17 до 40% в гиалобазальтах. Структуры афировые, толеитовые, интерсертальные, пойкилофито-интерсертальные, микродолеритовые (анамезиты), гиалопилитовые, в том числе спилитовые, реже микропорфиоровые (плагиофиоровые и полифиоровые), а также гломеропорфиоровые.

Пикробазальты (океаниты) – высокожелезистые высокотитанистые (%): оливин (гиалосидерит-гортонолит) – 35, клинопироксен титанистый (TiO_2 1,53), авгит – 20, плагиоклаз (лабрадор-андезин) – 35–40, ильменит – 7–8, вторичные – (хлорит, иддингсит-боулингит, биотит, амфибол), аксессуары – апатит, сфен, сульфиды. Структура оливинофирровая микродолеритовая.

Ферробазальты сложены (%): плагиоклаз № 42–50 – 48, клинопироксен (авгит, титанистый авгит) – 28–30, оливин – до 5; титаномагнетит, ильменит – до 10%, продукты изменения вулканического стекла – до 13. Аксессуары – апатит, сфен.

Химический состав вулканических

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	26332/2	26032/3	26032/4	26031/3	26022	26021	26023А	26023Б	401
SiO ₂	48,9	50,9	50,9	49,7	47,3	46,2	47,1	43,5	46,17
TiO ₂	1,88	1,79	1,1	1,01	1,04	3,51	1,03	2,49	3,54
Al ₂ O ₃	12,9	13,9	14	13,8	13,1	12,9	13,2	1,4	13,74
Fe ₂ O ₃	13,3	13,3	11,1	10,5	10,3	4,36	10,4	4,68	4,98
FeO						10,5		13,8	12,97
MnO	0,19	0,17	0,17	0,15	0,21	0,22	0,16	0,25	0,24
MgO	3,66	3,96	5,67	6,13	5,82	5,01	5,86	12,2	4,61
CaO	7,56	7,31	10,1	6,81	11,4	11	9,12	7,37	8,62
Na ₂ O	2,85	2,89	2,5	1,97	1,59	1,25	3,12	1,24	1,92
K ₂ O	0,6	0,34	0,5	0,19	0,18	0,17	0,19	0,42	0,09
P ₂ O ₅	0,25	0,24	0,098	0,091	0,1	0,5	0,1	0,32	
ппп	7,96	5,39	4,09	6,73	9,17	4,28	10,1	1,95	
Σ	100	100	100	100	100	100	100	100	
V	0,025	0,028	0,03	0,29	0,024	0,039	0,024	0,029	
Cr	0,0037	0,0045	0,0074	0,0082	0,0098	0,0091	0,013	0,013	
Ba	0,047	0,046	0,026	0,017	0,025	0,019	0,033	0,054	
Кф	78	71	65	62	64	76	65	62	80
Na/K	4,7	8	4	>>4	8	7	>>4	3	>>4
f'	19	18	18	17,9	17	24	17	34,7	24,4
al'	0,7	0,8	0,8	0,8	0,8	0,6	0,8	0,3	0,6
Ka	0,27	0,23	0,2	0,15	0,14	0,11	0,24	0,17	0,14

*Среднее течение р. Чернохребетная: **1–5** – нижняя часть левоосиповской толщи: **1–2** – робазальты; **7** – лавокластиты, **8** – океаниты (пикробазальты); **12–19** – предгорье Бырранга, (в 10 км выше устья), **19–20** – базальты палагонитовые.

Примечание. $al' = Al_2O_3 / (FeO + Fe_2O_3 + MgO)$; $X_2 = 100(Na_2O + K_2O) / (Na_2O + K_2O)$
 Образцы из коллекции **1–8, 10, 12–16, 18–20** – В. Н. Егорова; **9, 11, 17** – А. Б. Алек

пород левоосиповской толщи

	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20*
	26020/2	605	26008	26008/1	26008/3	26008/5	26008/9	15126/1	26008/10	26054/1	26054/3
	53	45,09	65,3	65,1	64,9	5,02	48,6	49,1	45,8	51,1	50,9
	2,82	3,95	0,95	0,99	1,03	1,7	0,91	1,47	3,57	1,56	1,99
	13,1	12,07	14,4	14,3	14,5	13,3	15,1	14	12,7	14,8	13,3
	4,98	3,77	0,82	0,83	0,92	12,4	1,71	5,7	5,38	12	14,8
	9,62	12,23	5,38	3,59	4,33		7,55	8,51	12,1		
	0,16	0,20	0,071	0,059	0,054	0,21	0,12	0,19	0,28	0,18	0,2
	2,89	5,33	1,76	1,19	1,64	5,42	6,82	5,98	4,98	5,96	4,89
	4,85	9,3	1,59	3,68	2,19	9,98	10	7,77	7,25	8,49	6,42
	3,52	1,2	3,23	2,41	2,79	2,25	2,73	3,16	3,42	3,15	4,32
	0,59	0,49	2,86	2,73	1,9	0,58	0,23	0,41	0,12	0,39	0,4
	0,46		0,18	0,18	0,19	0,097	0,081	0,17	0,46	0,15	0,27
	2,58		2,69	4,27	4,02	4,47	5,59	2,51	2,62	1,74	2,43
	100		99,9	99,7	99,7	100	99,9	99	100	99,6	100
	0,015		0,0089	0,0086	0,011	0,028	0,029	0,028	0,049	0,025	0,025
	0,0036		0,0088	0,0098	0,017	0,0045	0,027	0,012	0,0092	0,011	0,0049
	0,51		0,16	0,053	0,038	0,046	0,015	0,029	0,018	0,1	0,19
	80	76	79	80	77	70	60	71	80	65	73
	1,7	2,4	1,1	0,9	1,3	3,8	>>4	>>4	>>4	7	10
	21,6	25	9,5	7	8,4	20	18	22,5	27,6	19,7	21
	0,7	0,55	1,6	2	1,8	0,7	0,9	0,64	0,6	0,8	0,7
	0,31	0,14	0,4	0,36	0,3	0,21	0,23	0,25	0,26	0,3	0,36

андезибазальты, **3–5** – базальты; **6–11** – верхняя часть левоосиповской толщи, **6, 9, 11** – фер-
12–14 – дациты, **15–17** – базальты, **18** – ферробазальты. Нижнее течение р. Чернохребетная

$K_2O + CaO$); $Kf = 100(FeO + Fe_2O_3)/(FeO + Fe_2O_3 + MgO)$; $f' = FeO + Fe_2O_3 + MgO + TiO_2$.
сеевой [101].

Исландиты (%): плагиоклаз (андезин-олигоклаз) – 50–55, клинопироксен (титанистый авгит) – до 15, ильменит – до 10, кварц – 7–8, продукты изменения вулканического стекла – 13–17. Структура «спилитовая».

Дацинты розовато-светло-серые, порфиновые с гиалиновой и микропой-килитовой основной массой, а также амигдалоидной. Химический состав вулканических пород левоосиповской толщи отображен в табл. 2.

Обнаруженные в карбонатных конкрециях левоосиповской толщи остатки двустворчатых и брахиопод, а также (в единичном случае) аммонитов [101] однозначно свидетельствуют лишь о раннетриасовом возрасте вмещающих пород.

По положению в общем разрезе триасовых образований Таймыра и на основании палеомагнитных исследований (Б. В. Гусев, 1984), левоосиповская толща параллелизуется с кешинской, цветковомысской и частично верхнетаймырской свитами на Восточном Таймыре. На Центральном Таймыре нижней ее части соответствует верхнебетлинская подсвита, аятаринская свита, а верхней – фадьюкудинская свита.

Возраст толщи определяется как раннетриасовый (позднеиндский–раннеоленекский).

Общая мощность левоосиповской толщи достигает 400–450 м.

Кешинская, цветковомысская, восточнотаймырская, свиты объединенные ($T_1k\check{s}\div vt$) выделены и охарактеризованы в районе мыса Цветкова, где и имеют наиболее широкое распространение. Нижнетриасовые образования слагают крылья брахиформных антиклинальных складок на мысе Цветкова, р. Чернохребетная и в устьевой части р. Прончищева. Они имеют согласные контакты с подстилающей их мариинской толщей и друг с другом. Общая мощность свит – 400–450 м.

Кешинская свита выделена А. С. Дагисом и А. М. Казаковым в 1978 г. Стратотип ее находится в береговых обрывах моря Лаптевых, на мысе Цветкова [32]. Название свиты дано по руч. Кешин, впадающему в бух. Мормоновья. В целом кешинская свита представлена чередованием мелководно-морских, лагунных и континентальных осадков – зеленовато-серыми песчаниками и алевролитами с известковыми и сидеритовыми, реже фосфатными, конкрециями. В основании свиты присутствуют валунные конгломераты. Местами отмечается примесь туфогенного материала.

Свита содержит обильный флористический комплекс, весьма близкий к фадьюкудинскому, а также немногочисленные фораминиферы индского яруса: *Psammospaera* sp., *Psammospaera bulla* V o r o n., *Haplophragmoides* sp., *Trochammina* sp., *Hyperammina proneptis* S c h l e i f e r, *Ammodiscus septentrionalis* G e r k e, *Glomospirella* sp. Растительные остатки представлены: *Pleuromeia* sp., *Tomiostrabus migayi* (S c h w e d.) S a d o v n. *Neokoretrophyllites* cf. *annularioides* R a d c z., *Cladophlebis parvulus* M o g u t c h., *C.* cf. *taimyrensis* S c h w e d., *C.* cf. *kirjamkensis* P r y n., *C.* cf. *borealis* P r y n., *Sphenopteris angaridiumoides* M o g u t c h., *Taeniopteris tajmyrica* M o g u t c h., *Lepidopteris arctica* M o g u t c h., *Carpolithes zwetkovi* M o g u t c h. и др. Возраст свиты как условно индский определен исходя из состава растительных остатков, среди которых определены многие формы, характерные для тутончанского горизонта Тунгусского бассейна, а также с учетом положения в разрезе – ниже цветковомысской свиты.

Мощность свиты в стратотипе – 150 м.

Цветковомысская свита установлена А. С. Дагисом и А. М. Казаковым в 1978 г. [32]. Ранее это подразделение под названием туфолаковой толщи было выделено М. Е. Капланом из эффузивно-туффовитовой толщи А. М. Мигая [61]. Свита согласно залегает на породах кешинской свиты и согласно перекрывается восточнотаймырской свитой. Стратотип свиты находится на мысе Цветкова, где она сложена туфами и туффитами основного состава, чередующимися с красно-бурыми аргиллитами и двумя-тремя покровами базальтов. В бассейне р. Чернохребетная свита несколько обедняется вулканогенным материалом и представлена переслаивающимися туфопесчаниками и туфоалевролитами. В разрезе свиты отмечаются отдельные мелкие потоки миндалекаменных базальтов.

По химическому составу проанализированные образцы базальтов цветковомысской свиты (табл. 3) относятся к субщелочному ряду пород натриевого типа ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} \gg 4$) и по этому признаку они сходны с базальтами левоосиповской толщи. Сближает их также повышенная титанистость (TiO_2 до 2%) и железистость (Кф до 75) пород. Отличает насыщенность кремнекислотой (до 51%) и высокая степень окисленности железа.

В средней части свиты были собраны *Plagiostoma aurita* P o r o w (опр. Н. И. Курушина) и другие двустворки и брахиоподы, указывающие на оленекский возраст. Свита содержит очень редкие остатки фораминифер *Dentalina* sp., *Gyroidina* sp., *Psammosphaera* sp., *Saccamina* sp. Возраст свиты определен как позднеиндский на основании этих фораминифер и по положению в разрезе [32].

Мощность свиты – 100–115 м.

Восточнотаймырская свита под названием «подоленекские слои» была выделена А. М. Мигаем в 1949 г. [61]. Стратотип ее описан А. С. Дагисом и А. М. Казаковым на мысе Цветкова в 1978 г., а название дано по месту расположения на Восточном Таймыре [32]. Свита согласно перекрывает цветковомысскую и с размывом подстилает бистаннахскую свиты.

Таблица 3

**Химический состав лав
цветковомысской свиты**

Окислы	Номер пробы	
	26054-1	26054-3
SiO ₂	51,1	50,9
Al ₂ O ₃	14,8	13,3
TiO ₂	1,56	1,99
Fe ₂ O ₃	5,82	8,56
FeO	5,6	5,6
MnO	0,18	0,2
MgO	5,96	4,89
CaO	8,49	6,42
Na ₂ O	3,15	4,32
K ₂ O	0,39	0,4
P ₂ O ₅	0,15	0,27
ппп	1,74	2,43
Сумма	100	100
V	0,025	0,025
Cr	0,011	0,0049
Ba	0,1	0,19
al'	0,78	0,6
f	18,94	22
Na ₂ O/K ₂ O	>>4	>>4
Кф	65,5	75

Пробы из коллекции В. Н. Егорова – субщелочные базальты.

Представлена она зелено-серыми песчаниками и алевролитами с ко-сой и пологоволнистой слоистостью с многочисленными известкови-стыми конкрециями. Реже – темно-серыми оскольчатыми аргиллитами и туфопесчаниками с прослоями аргиллитов и туфов основного состава. В нижней половине свиты собран обильный флористический комплекс, по мнению Н. К. Могучевой, весьма близкий к кешинскому. В верхней части свиты выявлены единичные аммоноидеи *Clipeociratoides gantmani*, *Arctoceras blomstrandii*, *Dieneroceras* sp. и двустворчатые моллюски: *Bakevellia* (*Maizuria*) *varians* Kurushin, *Peribositria sibirica*, *Bureiamya* sp. indet. По всему разрезу отмечаются фораминиферы: *Haplophragmoides* sp., *Saccamina* sp. В верхней половине собраны многочисленные растительные остатки: *Paracalamites* sp., *Cladophlebis* sp., *Lepidopteris arctica*, *Tomiostrabus migayi* (Schwed.). На основании этих находок возраст свиты определен как ранне-позднеоленекский [32].

Мощность свиты в стратотипе – 150–160 м.

Ыстыннахская и прибрежнинская свиты объединенные (*T_{1is}+pr*). Ыстаннахская свита выделена А. М. Казаковым и др. в 1982 г. и названа по пос. Ыстыннах-Хочо, что на побережье Оленекского залива [43]. На Восточном Таймыре в районе мыса Цветкова она с небольшим размывом залегает на породах восточнотаймырской свиты и согласно перекрывается прибрежнинской свитой.

Свита сложена морскими темно-серыми аргиллитами и глинистыми алевролитами с многочисленными остатками аммоноидей, двустворок, конодонтов зоны *Olenekites spiniplicatus*. Изредка встречаются фосфоритовые конкреции. В основании свиты залегает пласт туфопесчаников с галькой и линзами конгломератов (следы внутриформационного размыва). Свита содержит многочисленные аммоноидеи: *Nordopliceras contrarium* (Pоров.), *Parasibirites grambergi* Pоров., и др., относящиеся к зонам *Nordopliceras contrarium* и *Parasibirites grambergi* верхнего оленека [32, 33].

Мощность свиты в стратотипе – 80 м.

Прибрежнинская свита выделена А. С. Дагисом и А. М. Казаковым в 1982 г. [32]. Название дано по р. Прибрежная, впадающей в море Лаптевых вблизи мыса Цветкова. Стратотип ее находится на мысе Цветкова. Свита согласно залегает на подстилающих породах ыстыннахской свиты и сложена туфопесчаниками и крупнозернистыми алевролитами зеленовато-серого и красно-бурого оттенков, в меньшей степени темными зеленовато-серыми алевролитами и аргиллитами. Свита содержит многочисленные известковые конкреционные прослои и рассеянные конкреции с остатками морской фауны.

По всему разрезу присутствуют обильные остатки аммоноидей зоны *Olenekites spiniplicatus*: *Nordopliceras karpinskii* (Mojes.), *Boreiomeekoceras keyserlingi* (Mojes.), *Sibirites eichwaldi* (Keys.), *Svalbardiceras sibiricum* (Mojes.), *Actropirionites* sp., *Keyserlingites* sp., а также пелециподы, брахиоподы, фораминиферы, конодонты. На основании этих находок прибрежнинская свита датируется верхнеоленекским подъярусом раннего триаса.

Мощность свиты в стратотипе – 25 м.

Суммарная мощность объединенных нижнетриасовых отложений составляет 500–550 м.

Средний отдел

Моржовская и кульдиминская свиты объединенные (*Tmr+kl*). Район их распространения охватывает бассейны рек Чернохребетная и Прончищева, где они слагают крылья антиклинальных структур.

Моржовская свита выделена А. М. Казаковым, А. С. Дагисом и Ю. Н. Карагодиным в 1982 г. и названа по бух. Моржовая близ мыса Цветкова [43]. Стратотип свиты располагается на мысе Цветкова. Свита согласно залегает на подстилающей прибрежной свите и согласно перекрывается кульдиминской свитой. Нижняя часть свиты сложена оскольчатými аргиллитами и глинистыми алевролитами темно-серого цвета с многочисленными известковыми линзами, прослоями и конкрециями. В верхней части появляются прослой крупнозернистых алевролитов, зеленовато-серых туфоалевролитов, туфопесчаников. Известковые линзы и конкреции содержат обильную фауну амmonoидей, пеллеципод, брахиопод и конодонтов.

В нижней части свиты определены амmonoидеи нижнего (зоны *Grambergia taimyrensis*, *Lenotropites tardus*) и среднего (зона *Malletophychites kotschetkovi*) подъярусов анizийского яруса: *Karangatittes evolutus* Попов, *K. arkhipovi* Dagys et Ermak., *Grambergia taimyrensis* Попов, *G. olenekensis* Попов, *Groenlandites(?) kharaulakhensis* Попов, *Stenopopanoceras mirabilis* Попов. В верхней части встречены амmonoидеи верхней части зоны *Malletoptechites kotschetkovi*, зоны *Gymnotoceras rotelliforme* и низов зоны *Frechites humboldtensis*, такие как *Gymnotoceras cf. rotelliforme* (Meek.), *G. cf. argentarium* Smith, *Frechites chischa* Tozer, *F. migavi* (Kipar.), *F. orientalis* (Kipar. et Bytschk.), *Longobardites* ex gr. *nevadensis* Hyatt et Smith, *Arctogymnites sonini* Попов, *Ptychites trochlaeformis* Mojs., *Neoclidiscites parenicus* Попов. Таким образом, на основании амmonoидей возраст моржовской свиты ограничен анizийским ярусом [43, 33].

Мощность свиты в стратотипическом разрезе – 235 м.

Кульдиминская свита выделена Т. П. Кочетковым в 1948 г. в разрезе мыса Цветкова [61]. Стратотип свиты описан А. М. Казаковым и др. в 1978 г. [43]. Кульдиминская свита согласно перекрывает моржовскую и представлена постепенно сменяющимися снизу вверх морскими, прибрежно-морскими и континентальными осадками.

В ее строении участвуют песчаники и алевролиты с прослоями глинистых алевролитов и аргиллитов. В нижней части свиты отмечаются карбонатные конкреции, в верхней – мелкие пропластки углей. Нижняя, собственно морская часть свиты сложена зеленовато-серыми песчаниками и алевролитами с прослоями темно-серых глинистых алевролитов и аргиллитов. На плоскостях напластования отмечаются многочисленные знаки ряби, намывы мелкого растительного детрита, встречаются крупные шаровидные известковые конкреции (до 2 м). Далее вверх по разрезу

значительную роль в строении свиты начинают играть косослоистые песчаники. В верхней части появляются прослой гравелитов и конгломератов.

В нижней части свиты присутствуют аммоноидеи верхнеанизийских зон: *Frechites nevadanus*, *Nathorstites maclearni* и *Stolleyites tenuis*. В верхней части разреза собраны растительные остатки: *Neocalamites* sp., *Schizoneura grandifolia* Крышт., *Equisetites* sp., *Cladophlebis denticulate* (Brongn.) Font., *C. stenolopha* Brick., *Madygenis* cf. *borealis* Radcz., *Podozamites guttiformis* (Migatsch.), *P. issykkulensis* Genk. и др., отнесенные авторами к ладинскому ярусу среднего триаса. На этом основании возраст кульдиминской свиты определяется как среднетриасовый (позднеанизийско-ладинский).

Мощность свиты в стратотипическом разрезе 285 м.

Свиты анализировались на кобальт, медь, никель, которые находятся на уровне геохимического фона и несколько превышая его до аномалии по кобальту – среднее значение 61,8 г/т. Кроме того, анализировались на РЗЭ, из которых лишь самарий–европий находятся на уровне фона (прил. 2).

Суммарная мощность среднетриасовых отложений – 500–550 м.

Верхний отдел

Осипайская, немцовская и тумулская свиты объединенные (T_3os+tm). Образования этого возраста на территории листа S-49 распространены незначительно и встречаются только в нижнем течении р. Чернохребетная и на мысе Цветкова, где слагают крылья антиклинальных складок.

Осипайская свита выделена А. М. Казаковым и др. в 1982 г. [43] и названа по р. Осипа, впадающей в море Лаптевых в 30 км юго-западнее мыса Цветкова. Стратотип свиты находится в береговых обрывах мыса Цветкова. Осипайская свита с размывом залегает на породах кульдиминской свиты и согласно перекрывается немцовской свитой.

Представлена она мелководными фациями открытого морского бассейна и сложена преимущественно темно-серыми оскольчатыми алевролитами и аргиллитами с многочисленными известковыми, реже – фосфоритовыми конкрециями. В основании свиты – пачка конгломератов с галькой подстилающих пород, обломков древесины и костей ихтиозавров.

Осипайская свита содержит многочисленные остатки аммоноидей, наутилоидей, брахиопод, гастропод и пелеципод. Наиболее характерными представителями фауны являются аммоноидеи *Arctophyllites taimyrensis* Поров, наутилоидеи *Gryponautilus anianiensis* Shim, пелециподы *Primahalobia zhilnensis* Polub., *Primahalobia korkodonica* Polub., *H. indigirensis* Поров, *Oxytoma subzitteli* Kob. et Ichik., *Cardinia borealis* Кіраг., брахиоподы *Planirhynchia yacutica* Dagys, *Aulacothyroides bulkitensis* Dagis.

Позднетриасовый (раннекарнийский) возраст свиты определяется главным образом по пелециподам [33].

Мощность свиты в стратотипе – 60 м.

Немцовская свита выделена Т. П. Кочетковым в 1948 г. и названа по мысу Немцова, расположенному к юго-западу от мыса Цветкова [61]. Стратотипический разрез находится на мысе Цветкова. Впоследствии А. М. Казаковым и др. в 1982 г. [63] ее нижняя часть была выделена в осипайскую свиту, а верхняя – в тумулскую свиту. Собственно немцовской свитой осталась только средняя ее часть [43]. Немцовская свита, как и кульдиминская, представлена постепенно сменяющимися снизу вверх морскими, прибрежно-морскими и континентальными осадками. Нижняя, морская часть, состоит из темно-зеленовато-серых массивных песчаников и аргиллитов с редкими известковистыми и фосфоритовыми конкрециями и растительным детритом. Средняя часть сложена зеленовато-серыми песчаниками полого-волнистыми и косослоистыми с включениями гальки алевролитов и мелким углистым шламом. Для верхней части свиты характерно частое неравномерное переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов с остатками обугленной древесины и пропластками угля.

В нижней части свиты обнаружены редкие остатки аммоноидей: *Arctophyllites taimyrensis* P o p o v, пеллеципод: *Indigirohalobia (Popowihalobia)* cf. *indigirensis* P o p o v, *Janopecten petrovi* Arch. et Trusch. и брахиопод: *Sakawairhynchia olenekensis* D a g y s. В верхней части отмечаются отпечатки растений: *Neocalamites carrerei* (Zeil.) Halle, *Annulariopsis inopinata* Zeil., *Ciadophlebis crenulata* (Zeil.) Halle, *C. stenolopha* Brick., *Scytophyllum pinnatum* (Sixt.) Dobr., *Yuccites uralensis* P r y n., *Y. spathulatus* P r y n. и др. На основании этих находок возраст свиты определен как конец раннего карниа–норий [43, 10].

Мощность свиты в стратотипе – 240 м.

Тумулская свита выделена А. М. Казаковым и др. и названа по мысу Тумул в дельте р. Оленек, где и находится ее стратотип [43].

Свита сложена светлыми зеленовато-серыми полого-волнистыми и косослоистыми песчаниками с многочисленными мелкими сидеритовыми конкрециями и со знаками ряби по напластованию. В ее основании присутствует пласт (0,4 м) разногалечных конгломератов. Ее возраст как поздне триасовый (ранненорийский) определен по аналогии со смежными регионами, где свита представлена более полно [43, 10]. Часть исследователей не исключают ее раннеюрский возраст.

Мощность свиты на мысе Цветкова – 7 м.

Свиты характеризует лишь одна проба, в которой стронций, иттрий, цирконий, лантан, церий, празеодим, европий, гадолиний находятся на уровне кларка и немного превышают его (прил. 2).

Суммарная мощность объединенных верхнетриасовых отложений – до 310 м.

Нордвик-Анабарская геологическая площадь

Нордвик-Анабарская площадь охватывает пространство от р. Анабар до бух. Кожевникова и горы Белая (Белогорско-Тигянская антиклинальная структура).

Представление о строении верхнепалеозойских образований на этой территории основано на материалах изучения опорных разрезов скважин: Нордвикских, Чайдахской, Ильинско-Кожевниковских, Южно-Тигянских и Гуримисских. На геологическом разрезе выделены отложения среднекаменноугольно-верхнепермские, объединяющие тустахскую и нижнекожевниковскую свиты, и верхнепермские, включающие верхнекожевниковскую и мисайлапскую свиты.

Триасовые образования изучены как в опорных разрезах скважин, так и в естественных выходах на реках Анабар и Гуримиской. К нижнему триасу отнесены вулканогенные образования коготокской свиты и терригенные отложения, объединяющие ыстаннахскую и пастахскую свиты. Среднетриасовые терригенные отложения включают устьянабарскую и гуримисскую свиты, а верхнетриасовые – осипайскую и чайдахскую. На геологическом разрезе показаны ранне-среднетриасовые образования, объединяющие терригенные отложения от ыстаннахской по гуримисскую свиту включительно.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Нижний–верхний отделы

Тустахская и нижнекожевниковская свиты объединенные ($P_{1-2}tt+nk$) выделяются только в разрезе, согласно информации, имеющейся по скважинам.

Тустахская свита выделена в 1954 г. М. К. Калинин (1959 г.) на п-ове Нордвик, название дано по сопке Тус-Тах. Стратотип ее изучен по разрезам буровых скважин на п-ове Нордвик, где тустахская свита со стратиграфическим несогласием залегает на карбонатных отложениях нижнего карбона [45]. На остальной территории подошва свиты не вскрыта.

Свита сложена циклично переслаивающимися аргиллитами, алевролитами, песчаниками с прослоями осадочных брекчий и каменных углей. В разрезах ее выделяются до 19 ритмов регрессивного типа [128].

Палеонтологически охарактеризована только верхняя часть свиты. Породы содержат отпечатки *Rufioria derzavini* (N e u b) S. M e y e n и палинокомплексы, по определению А. Ф. Дибнер [34], характерные для нижней перми, и остатки фораминифер артинского возраста. Нижняя, «немая» ее часть значительной мощности, предположительно (по аналогии со смежными территориями) относится к среднему карбону–сакмарскому ярусу нижней перми.

Мощность свиты в разрезах Нордвикских скважин составляет 910–960 м. В разрезах Южно-Тигянских и Гуримисских скважин неполная мощность превышает 1000–1200 м.

Нижнекожевниковская свита выделена в 1956 г. Н. А. Гедройцем в районе бух. Кожевникова на побережье моря Лаптевых. Стратотип изучен по разрезам буровых скважин Нордвикские и Чайдахская. В стратотипическом разрезе, а также в разрезах Южно-Тигянских и Гуримисских скважин, нижнекожевниковская свита с размывом перекрывает тустахскую

свиту, на остальной площади согласно залегает на последней. В разрезе свиты намечаются два крупных ритма, сложенных в основании пачками существенно глинистых пород и заканчивающимися мощными пачками песчаников. Нижняя граница свиты проводится по прослою конгломератов, расположенных на 20–70 м ниже аргиллитов с фораминиферами. К глинистой части нижнего ритма приурочен горизонт с комплексом «песчаных» фораминифер [19]. Этот комплекс позволяет сопоставлять нижнюю часть свиты с соколинским горизонтом Таймыра и относить ее к кунгурскому ярусу. Согласно А. А. Герке, к верхнему ритму свиты приурочен комплекс фораминифер, выделенный им как горизонт «гладких фрондикулярных», благодаря которому эта часть свиты сопоставляется с нижебайкурским подгоризонтом Таймыра и относится к уфимскому ярусу. Этому не противоречат и палинокомплексы [19, 34].

Мощность свиты колеблется от 239 м (Нордвикские скважины) до 496 м (скважины Южно-Тигянские).

Общая мощность тустахской и нижнекожевниковской свит составляет 1150–1200 м (скважины Нордвикские) и 880–1440 м на остальной площади.

Верхний отдел

Верхнекожевниковская и мисайлапская свиты объединенные (P_2vk+ms) выделяются только в разрезе, согласно информации, имеющейся по скважинам.

Верхнекожевниковская свита выделена Н. А. Гедройцем в 1956 г. там же, где и нижнекожевниковская, на которой она залегает согласно. Стратотип ее изучался в разрезах Южно-Тигянских и Ильинско-Кожевниковских скважин. Верхнекожевниковская свита отсутствует в опорных разрезах Нордвикских скважин [45 и др.]. Нижнекожевниковскую свиту на п-ове Нордвик со стратиграфическим несогласием перекрывают оленекские слои ыстаннахской свиты. Свита сложена в нижней части аргиллитами и алевролитами, а в верхней – песчаниками и алевролитами с прослойками каменных углей, местами (скв. Чайдахская) в основании ее присутствуют конгломераты.

Позднепермский (казанский) возраст свиты [19] определяют три микрофаунистических горизонта: «разнообразных фораминифер» (нижний), «крупных саккамин и мелких фрондикулярных» (средний) и «мелких саккамин» (верхний). Позднепермскому возрасту свиты не противоречат остатки флоры (*Cordaites candalepepis* Z a l.) и палинокомплексы [34, 103], характеризующие пеляткинский горизонт Сибирской платформы.

Мощность свиты колеблется от 334–376 м (скважины Ильинско-Кожевниковские) до 567 м (скв. Гуримисская).

Мисайлапская свита выделена Т. П. Кочетковым в 1946 г. и названа по руч. Мисайлап вблизи мыса Илья; она согласно залегает на верхнекожевниковской свите. Стратотип ее изучен в разрезах Ильинско-Кожевниковских скважин. Свита сложена аргиллитами, алевролитами и песчаниками, а также туфопесчаниками и туфоалевролитами (скважины

Ильинско-Кожевниковские, Южно-Тигянские, Гуримисские). В основании местами присутствуют линзы конгломератов.

Позднепермский (татарский) возраст свиты уверенно датируется остатками филопод (*Estheria trapezoids* Netsch., *E. elongata* Netsch. по определению Е. М. Люткевича) и остракод (*Darwinula arctica* Lev, *D. fragilis minima* Lev и др. по определению О. М. Лев), сходных с формами, известными из отложений татарского яруса русской платформы. Листовая флора (*Phyllothea equisetitoides* Schmalh., *Samaropsis kotschetkovi* Neub.) и палинологические данные не противоречат отнесению мисайлапской свиты к верхней перми [34, 103].

Мощность свиты колеблется от 70 до 182 м. На Чайдахском участке отсутствует.

Общая мощность верхнепермских отложений колеблется от 413 до 471 м на Чайдахском участке и от 404 до 580 м на Гуримисском, Ильинско-Кожевниковском и Южно-Тигянском участках. В целом составляет 420–600 м.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Эффузивно-туфовая свита (T_{1et}) выделена А. А. Герке в 1956 г. в районе п-ова Юрюнг-Тумус. На площади листа закартирована в ядрах антиклиналей Белогорской и Тигянской структур, а также установлена в скважинах. Она сложена базальтами, туфами, туфобрекчиями и конгломератами. Изредка среди них появляются прослойки аргиллитов, алевролитов и песчаников. В ней известны остракоды и спорово-пыльцевой комплекс, аналогичные встреченным в мисайлапской свите и нижнем триасе.

В настоящее время эта свита рядом исследователей [128] коррелируется с *коготокской свитой* Маймеча-Котуйского региона, выделенной Я. И. Полькиными в 1959 на р. Коготок (правобережье р. Хетта), где описан ее стратотип. Ранее эти образования картировались еще как сыаргалахская свита [103]. Коготокская свита сложена базальтами и их туфами, ксенотуфами гравийными и агломератовыми, туфоалевролитами, туффитами, и базальтовыми кластолавами. Раннетриасовый (индский) возраст ее определяется по аналогии со стратотипическим районом.

Мощность свиты колеблется от 45 до 88 м (скважины Южно-Тигянские), от 73 до 158 м (скважины Ильинско-Кожевниковские) и до 178 м (скважины Гуримисские), в целом оценивается до 225 м.

Ыстаннахская и пастахская свиты объединенные (T_{1is+ps}) выделены в 1982 г. А. С. Дагисом, А. М. Казаковым, И. Ю. Карагодиным [32, 43].

На рассматриваемой территории они изучены в разрезах Нордвикских, Чайдахской и Гуримисской скважин, и также в естественных выходах на мысе Аиркат Анабарской губы.

Ыстаннахская свита названа по пос. Станнах-Хочо, где находится ее стратотип. Она с разрывом и базальными конгломератами в основании залегает на различных горизонтах верхней либо нижней (п-ов Нордвик)

перми. Свита сложена аргиллитами и глинами, сформированными в морских условиях в позднеоленекское время. В нижних горизонтах свиты содержатся конодонты с *Neogondolella jubata* Mosher, являющиеся аналогом двух нижних аммонитовых зон верхнего оленека – *Vajagunia euomphala* и *Nordophiceras contrarium*; вышележащие слои содержат остатки аммонитов с видами-индексом зон *Parasibirites grambergi* и *Olenekites spiniplicatus*. На рассматриваемой площади свита представлена только верхней зоной – *spiniplicatus*, а на краже Прончищева двумя верхними зонами – *grambergi* и *spiniplicatus*.

Мощность свиты составляет 30 м в районе мыса Аиркат и 10–35 м в разрезах скважин Чайдахских и Гуримисских, в целом – от 30 до 100 м.

Пастахская свита согласно залегает на ыстаннахской. Она названа по руч. Чюкээс-Пастах, впадающему в Оленекский залив. Стратотип расположен у пос. Станнах-Хочо [32] за пределами рассматриваемой территории. Свита распространена там же, где и нижележащая ыстаннахская, слагается аргиллитами и алевролитами, с прослоями песчаников, сформированными в прибрежно-морских условиях в позднем оленеке. Возраст ее в стратотипической местности определяется положением в разрезе ниже отложений, в основании которых содержится нижеанизийская фауна. Кроме того, в некоторых разрезах сохранились редкие остатки аммоноидей, относящихся к самым верхам оленекского яруса и представляющих его верхнюю зону – *Olenekites spiniplicatus* [128]. Мощности свиты колеблется от 38–50 м на мысе Аиркат, не превышает 10–30 м в Нордвикских, Чайдахской и Гуримисской скважинах.

Суммарная мощность свит составляет 68–80 м (мыс Аиркат, п-ов Нордвик) и 27–70 м (Чайдахская и Гуримисская скважины). На Ильинско-Кожевниковском и Южно-Тигянском участках указанные свиты отсутствуют. Общая мощность отложений составляет 30–138 м.

Средний отдел

Усть-анабарская и гуримисская свиты объединенные (*T₂ua+gr*). *Усть-анабарская свита* впервые выделена М. Н. Вавиловым в 1983 г. [128] в районе мыса Аиркат, развита на побережье Анабарского залива и восточнее – на хр. Прончищева. Она согласно залегает на пастахской свите раннего триаса и согласно или с небольшим размывом перекрывается гуримисской свитой. Нижняя часть свиты сложена чередующимися алевролитами, аргиллитами, песчаниками, в том числе вулканомиктовыми, с прослоями глинистых известняков, конкреционными прослоями с остатками аммоноидей и двустворок. Верхняя часть свиты представлена песчаниками с редкими прослоями ракушняка и конкрециями глинистых известняков, линзами гравелитов и конгломератов, кварцитов, алевролитов. Генезис свиты прибрежно-морской.

Анизийский возраст отложений определяет комплекс аммоноидей, представляющий четыре зоны нижнего и среднего анизия: *Grambergia taimyrensis* и *Lenotropites caurus*, *Czekanowskites decipiensis* и *Arctohungarites kharaulaknensis*. Кроме того, встречены остатки двустворок *Lingula polaris*

Lundg. и *Bakevella arctica* Kirat. также ранне-среднеанизийского возраста. Свита является возрастным аналогом моржовской свиты [128].

Мощность свиты составляет 160 м в районе мыса Аиркат, 90–135 м на Чайдахском и Гуримисском участках, 65–135 на Ильинско-Кожевниковском и Южно-Тигянском участках.

Гуримисская свита выделена в 1955 г. Т. М. Емельянцевым [36], названа по р. Гуримиской, впадающей в Анабарский залив. Она сложена прибрежно-морскими и прибрежно-континентальными сероцветными песками и песчаниками, аргиллитами с прослоями известняков, ракушнякав и конгломератов. Нижняя граница проводится по подошве характерного горизонта гидрогетит-шамозитовых пород. Позднеанизийский–ладинский возраст обоснован находками верхнеанизийских двустворок *Bakevella czechanowskii* Kug. и *Mytilus eduliformis* (Schloth.) и нижнеладинских аммоноидей *Longobardites* ex gr. *oleshkoii* Arch. (Зона *Eonathorstites oleshkoii*) [13, 128, 43, 33].

Мощность свиты колеблется от 78 до 92 м в районе мыса Аиркат, от 80 до 120 м на Чайдахском и Гуримисском участках и от 90 до 130 м на Ильинско-Кожевниковском и Южно-Тигянском участках.

Общая мощность объединенных среднетриасовых отложений составляет 200–250 м в Нордвикском и Аиркатском районах, 170–250 м на Чайдахском и Гуримисском участках и 155–270 м на Южно-Тигянском и Ильинско-Кожевниковском участках, в целом – до 335 м.

Верхний отдел

Осипайская и чайдахская свиты объединенные ($T_3os+\dot{c}d$). *Осипайская свита* выделена группой авторов в 1982 г. на Восточном Таймыре [61, 46] и названа по р. Осипа, впадающей в море Лаптевых. Стратотип ее находится на мысе Цветкова. На рассматриваемой территории изучена в разрезах скважин и естественных выходов. Осипайская свита залегает на гуримисской свите с размывом и базальными конгломератами. Она сложена аргиллитами, алевролитами, местами с прослоями песчаников, сформированными в морских условиях. Раннекарнийский возраст свиты обоснован остатками аммоноидей, двустворок и комплексом фораминифер. Аммоноидеи принадлежат к двум нижним зонам нижнего карния – *Stolleyites tenuis* и *Protrachyceras omkutschanicum*. Двустворки принадлежат к зонам *Zittelihalobia talajaensis* и *Nalobia porovi* и соответствуют зоне *Neoprotrachyceras seimcanense* по аммонитам. Комплекс фораминифер не противоречит раннекарнийскому возрасту свиты [32, 103, 128].

Мощность свиты 26–30 м (п-ов Нордвик, мыс Аиркат), 15–30 м (Чайдахский и Гуримисский участки) и 10–35 м (Ильинско-Кожевниковский и Южно-Тигянский участки).

Чайдахская свита выделена в 1946 г. Т. М. Емельянцевым на водоразделе Анабарской губы и Хатангского залива и названа по оз. Чайдах. Стратотип описан в разрезах мыса Аиркат И. П. Поповым в 1957 г. Она связана с подстилающей осипайской свитой постепенным переходом и

представляет регрессивную часть ритма. Свита сложена песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями мергелей, ракушняков и конгломератов. Нижняя часть ее формировалась в прибрежно-морских условиях, а средняя и верхняя – в лагунных и континентальных. Карнийский–ранненорийский возраст свиты определяется ее стратиграфическим положением и редкими остатками фауны. Нижние горизонты свиты содержат остатки аммонидеи зоны *Protrachyceras omkutschanicum* низов карния. Двустворки *Janopecten petrovi* Arch. et Trusch. встречаются в вышерасположенной зоне *Neoprotrachyceras seimcanense*, а *Halobia superba* Mojs. характерна для верхнего подъяруса карния (зона *Sirenites jakutensis*). Комплекс фораминифер и остракоды рода *Paraheldina* принадлежат уже к норийскому ярусу. Перекрывают свиту нижнеюрские отложения.

Мощность свиты составляет 92–114 м (п-ов Нордвик и мыс Аиркат), 90–130 м (Чайдахский и Гуримисский участки) и 35–120 м (Ильинско-Кожевниковский и Южно-Тигянский участки).

Общая мощность верхнетриасовых отложений составляет 120–140 м (п-ов Нордвик, мыс Аиркат), 105–160 м (Чайдахский и Гуримисский участки), 45–155 м (Южно-Тигянский и Ильинско-Кожевниковский участки), в целом – до 155 м.

Нерасчлененные отложения нижнего–верхнего отделов триаса (Т₁₋₃)

Рассматриваемые отложения представлены переслаивающимися аргиллитами, песчаниками, алевролитами и конгломератами, мощность – 385–460 м.

Лено-Анабарский геологический район

Попигай-Далдынская геологическая площадь

Попигай-Далдынская геологическая площадь охватывает северный склон Анабарской антеклизы в южной части территории листа S-49. В ее пределах выделяются два типа разреза. В южной части площади, южнее Жданихинско-Суолемского разлома и в северной части площади – переходная к образованиям Нордвик-Анабарской площади Цветковско-Нордвикского геологического района, между Нордвикским и Жданихинско-Суолемским разломами.

В строении южного типа разреза принимают участие терригенные прибрежно-морские осадки средне-позднекаменноугольного возраста (ханарская и ее аналог – половинная – свиты), терригенные угленосные отложения раннепермского, возможно, ранне-позднепермского (котуйская и ее аналоги – нарская и сангаюрхская свиты) и позднепермского (потокойская и ее аналоги – ерюесиминская и сагырмунгурдахская свиты) возраста, а также раннетриасовые вулканогенные образования (правобоярская свита), формирующиеся в прибрежно-континентальных и континентальных условиях [128].

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА. СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Ханарская свита ($C_{2-3}hn$) выделена А.Б. Гуревичем в 1979 г., названа по р. Ханар бассейна р. Хета (Стратиграфия верхнепалеозойских угленосных отложений..., 1984) из отложений, относившихся ранее к бур-гуклинской свите (P_1br).

Отложения со значительным стратиграфическим несогласием залегают на доломитах кембрия на северо-восточном окончании Котуй-Далдынской полосы выходов каменноугольных образований. В основании свиты наблюдается слой песчаников кварцевых серых среднезернистых с гравийными зернами кварца, иногда конгломераты с галькой кварца, кремней и доломитов кембрия или гравелиты кварцево-кремнистые. Выше залегают песчаники серые и зеленовато-серые полимиктовые, алевролиты темно-серые полимиктовые, аргиллиты темно-серые и черные углистые тонкоплитчатые. Средне-позднекаменноугольный возраст отложений установлен на основании находок брахиопод *Chonetinella* cf. *flemingi* (Norwood et Platten) и по спорово-пыльцевому комплексу [25].

В бассейне р. Половинная, левому притоку р. Попигай, данного типа отложения описаны под названием сопочнинской свиты [25], которая из-за невалидности затем была переименована в *половинную* свиту [128]. Свита сложена песчаниками, аргиллитами, алевролитами с тонкими прослоями каменного угля, линзами известняков, мергелями, конгломератов и гравелитов. Порода содержит остатки брахиопод *Chonetinella* cf. *flemingi* (Norwood et Platten) (определение Т. В. Грациановой), характерных для среднего карбона и комплексы миоспор (определение В. В. Круговых) с видами-индикаторами, известными из катского горизонта Тунгусской синеклизы (C_{2-3}). Возраст свиты определяется как средне-позднекаменноугольный, мощность – 70–80 м.

Мощность ханарской свиты оценивается в 40–130 м.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

Котуйская свита (P_1kt) выделена А. И. Ивановым и названа по р. Котуй, правому притоку р. Хатанга (Ю. Г. Гор, А. И. Иванов, 1959 г). Она залегают согласно на верхнекаменноугольных отложениях и согласно же перекрывается отложениями потокойской свиты. В стратотипическом разрезе в нижнем течении р. Котуй свита представлена песчаниками, алевролитами, аргиллитами с прослоями углистых алевролитов, углей и с многочисленными отпечатками флоры нижней перми. Мощность свиты – 116–125 м.

В пределах рассматриваемой площади выходы свиты слагают полосу северо-западного направления, прослеживающуюся от р. Анабар. От стратотипа отложения отличаются меньшей угленосностью и отсутствием туфогенного материала. Нижняя часть разреза мощностью около 90 м

сложена аргиллитами и слабосцементированными алевритистыми песчаниками с маломощными прослоями углей и углистых глин и с линзами конгломератов в основании. По р. Нара, правому притоку р. Половинная, выделена *нарская свита*, вскрытая бурением на 40–45 м [128]. Она сложена песчаниками, аргиллитами и алевролитами с гравелитами и конгломератами в основании. Органические остатки в породах не обнаружены. По литологическим особенностям и стратиграфическому положению нарская свита сопоставляется с нижней частью котуйской свиты.

В верхней части разреза котуйской свиты мощностью 100–120 м преобладают массивные песчаники и пески с прослоями аргиллитов и алевролитов с многочисленными обломками обугленной и окаменелой древесины. Присутствуют тонкие прослои углей. Характерны шарообразные стяжения плотных песчаников (до 3 м в диаметре) с карбонатным цементом. Эта часть разреза выделена в сангаюряхскую свиту в 1986 г. Л. И. Федотовой и В. В. Круговых [25, 128] на левобережье р. Попигай и названа по р. Санга-Юрях, притоку р. Блудная. В ее строении выделяются четыре пачки, характеризующиеся различным соотношением слагающих пород: алевролитов, аргиллитов, песчаников, каменных углей и известняков. Породы содержат комплекс миоспор, сходный с палинокомплексами верхов бургу克林ского горизонта Тунгусского бассейна, нижнекожевниковской свиты Нордвикского района и верхов котуйской свиты Ханарской площади. Возраст свиты этими авторами определяется как ранне-позднепермский (кунгурский–уфимский). Мощность свиты – 150–170 м.

Раннепермский возраст осадков котуйской свиты устанавливается по комплексу спор и пыльцы, среди которых преобладает пыльца кордаитовых и споры папоротниковых *Acanthotriletes*, *Trachytriletes*, по находкам в нижней части разреза отпечатков раннепермской флоры *Noeggera thioopsis* cf. *latifolia* Neub., *N.* cf. *subangusta* Zal. и остаткам пелелипод *Najadites kostomarovi* Khalif., *N. obrutschevi* Rag., *N. ex gr. pheliciae* Rag., *Anthraconauta* cf. *gigantea* Rag., характерных для ранней перми. Спорово-пыльцевой комплекс из отложений свиты сходен с палинокомплексом верхней части бургу克林ского горизонта Тунгусского бассейна, а также комплексами нижнекожевниковской свиты Нордвик-Анабарской геологической площади. Формирование осадков проходило преимущественно в прибрежно-морских условиях [25].

Общая мощность свиты – 240–250 м.

Верхний отдел

Потокойская свита (P_{2pt}) выделена А. И. Ивановым и названа по р. Потокой, правому притоку р. Котуй, где она согласно залегает на отложениях котуйской свиты [128].

В стратотипе она представлена песчаниками с пластами угля с рабочей мощностью и имеет мощность около 175 м. На Попигай-Далдынской площади свита распространена в южной части территории листа S-49, где залегает на породах котуйской свиты и перекрывается туфогенными

образованиями правобоярской свиты. Нижняя ее граница проводится по пачке углистых песчаников серых полимиктовых массивных с пропластками угля (до 10 см). Свита имеет четко выраженное четырехчленное строение. Нижняя ее часть существенно песчаниковая, иногда с прослоями углей, вторая – алевролитово-аргиллитовая угленосная с прослоями угля до 60 см, третья – песчаниковая с резко выклинивающимися пластами углей до 30 см, четвертая (верхняя) – существенно аргиллитовая с пластами углей мощностью до 1,5 м. По всему разрезу встречаются линзы конгломератов и гравелитов. Нижняя часть свиты сформирована дельтовым комплексом фаций, вторая образовалась в прибрежно-морских условиях, третья представлена аллювиально-озерными отложениями, четвертая формировалась в прибрежно-континентальных условиях. Верхняя часть свиты отличается наибольшей насыщенностью углями и фаунистическими остатками. Угленакпление приурочено преимущественно к прибрежно-континентальным фациям мелководных озер и болот. Возраст потокойской свиты определяется как позднепермский на основании определений остатков пеллеципод и по палинологическим комплексам [34].

В бассейне среднего течения р. Попигаи в 1986 г. Л. И. Федотовой и В. В. Круговых [25, 128] из состава потокойской свиты выделены ерюесиминская (нижние три члена потокойского разреза) и сагырмунгурдахская (верхняя, четвертая часть разреза) свиты. *Ерюесиминская свита* названа по р. Ерюесимо. Она сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, мергелями, ракушняками, пластами каменного угля и линзами осадочных брекчий. В основании присутствуют линзы гравийников и конгломератов. Песчаники преобладают в нижней и верхней частях свиты, формирование их связано с дельтовым комплексом. Образование средней преимущественно глинистой части свиты происходило в прибрежно-морских условиях. Палинокомплексы в породах свиты [36] сходны с палинокомплексами пеляткинской свиты тунгусского бассейна, верхнекожевниковской свиты Нордвикской и потокойской свиты Ханарской площадей. Возраст свиты определяются казанским веком.

Сагырмунгурдахская свита названа по озерам Сагыр-Мунгурдах [128]. Ранее картировалась как мисайлапская свита [35]. Свита залегает согласно или с локальным размывом на ерюесиминской свите. Нижняя граница проводится по подошве угленосной пачки с линзами конгломератов в основании. Свита состоит из трех пачек, образованных в прибрежно-континентальных условиях: нижний угленосный с пластами каменных углей рабочей мощностью, средний песчаниковый и верхний ритмичного переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов. На отдельных участках правобережья р. Попигаи свита полностью размыта. Породы в свите содержат два палинокомплекса, сходных с палинокомплексами дегалинского горизонта (нижний) и гагариостровского горизонта (верхний) Тунгусского бассейна, которые относятся к татарскому ярусу. Возраст свиты принимается позднепермским (татарским). Мощность свиты достигает 90 м. Мощность объединенных верхнепермских образований – 300–350 м.

Мощность потокойской свиты составляет 200–350 м.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Нижний–верхний отделы

Тустахская и нижнекожевниковская свиты объединенные ($P_{1-2}tt+nk$) (только на разрезе).

Тустахская свита. Стратотип ее находится на Нордвик-Анабарской площади. На рассматриваемой территории залегает со значительным стратиграфическим несогласием на отложениях среднего кембрия (скв. В-1) либо нижнего карбона (скважины Суолемские и Улаханские). Нижняя граница проведена по смене сульфатно-карбонатных пород терригенными. Свита представлена алевролитами, аргиллитами, песчаниками с редкими прослоями осадочных брекчий, линзами каменных углей и углистых сланцев. Раннепермский возраст ее устанавливается по аналогии со стратотипическим районом. Не исключается, что нижняя часть свиты относится к средне-позднекаменноугольному возрасту.

Мощность свиты увеличивается в северном направлении от 644–824 м (скважины Суолемские) до 877–1032 м (скважины Улаханская и Восточная).

Нижнекожевниковская свита согласно перекрывает тустахскую свиту. Стратотип ее находится на Нордвик-Анабарской площади. На данной территории она сложена аргиллитами, алевролитами и песчаниками. Раннепозднепермский (кунгурско-уфимский) возраст свиты устанавливается по аналогии со стратотипическим районом.

Мощность ее колеблется от 320–362 м (скважины Суолемские) до 398–408 м (скважины Восточные и Улаханская).

Общая мощность объединенных свит – 960–1440 м.

Верхний отдел

Верхнекожевниковская и мисайлапская свиты объединенные (P_2vk+ms) (только на разрезе).

Верхнекожевниковская свита согласно залегает на нижнекожевниковской свите. Стратотип ее находится на Нордвик-Анабарской площади. Свита сложена аргиллитами, алевролитами, песчаниками, линзами и пластами каменных углей. Позднепермский (казанский) возраст ее определяется по аналогии со стратотипическим районом. Мощность свиты меняется от 328–380 м (скважины Суолемские) до 334–372 м (скважины Восточные и Улаханская).

Мисайлапская свита залегает с небольшими локальными несогласиями на верхнекожевниковской свите. Стратотип ее изучен на Нордвик-Анабарской площади. Свита представлена аргиллитами и песчаниками с прослоями каменных углей и линзами конгломератов. Позднепермский (татарский) возраст свиты принимается по аналогии со стратотипическим районом. Мощность ее колеблется от 31–60 м (скважины Суолемские) и от 48 до 56 м (скважины Восточная В-1 и Улаханская У-2).

Общая мощность объединенных верхнепермских свит – 360–430 м.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА НИЖНИЙ ТРИАС

Правобоярская свита (T_{1pr}) выделена Я. И. Полькиным в 1954 г. и названа по р. Правая Боярка, правого притока р. Хета, где и находится ее стратотип. Стратотип ее изучен в Маймеча-Котуйском районе, где она сложена преимущественно туфогенными образованиями с редкими прослоями осадочных пород и покровами базальтов. Правобоярская свита залегает на различных горизонтах палеозоя от кембрия до перми и перекрывается лавовой коготокской свитой.

На рассматриваемой территории, по аналогии со смежной с запада территорией, к правобоярской свите отнесены вулканические образования, обнажающиеся в бассейне р. Сыаргалах (приток р. Харабыл), береговых обрывах и на левобережье р. Анабар а также образования, слагающие Сопочную вулcano-тектоническую структуру в бассейне р. Попигай. Они со стратиграфическим несогласием залегают на различных горизонтах нижней и верхней перми. Ранее эти образования картировались как позд-непермско-раннетриасовая эффузивно-туфогенная толща [36] или сыаргалахская свита [103].

Состав правобоярской свиты неоднороден.

В опорном разрезе на р. Сыаргалах [103, 128] свита сложена (%) базальтами (50), туфами (40) и осадочными породами (10). В ее строении выделяются три вулканических ритма, разделенных пачками осадочных пород. Мощность ритмов 64, 50 и 50 м. В основании I ритма залегают агломератовые туффиты (1,6 м), состоящие из обломков и глыб миндалекаменных и массивных базальтов, вулканических бомб основного состава (до 0,6 м), валунов и гальки песчаников, и алевролитовые туфы (3 м), с размером обломков до 0,3 м, которые вверх по разрезу последовательно сменяются туфами гравийной и псаммитовой размерности с лепешковидными стяжениями (до 0,2 м), туфоалевролитов и прослоями песчаников в верхней части. В средней и верхней частях пачки туфов присутствуют два маломощных (до 3 м) покрова базальтов. Завершает разрез I ритма пачка (10–15 м) серых и темно-серых алевролитов, переслаивающихся с аргиллитами. Нижняя часть II ритма представлена пачкой (30–35 м) покровов тонкокристаллических базальтов с маломощными прослоями туфов и туфопесчаников. Над ними залегают туфы гравийной и псаммитовой размерности, которые перекрываются пачкой переслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов с остатками двустворчатых моллюсков. III (неполный) ритм образует пачка покровов базальтов, мощностью от 1 до 15 м. **Возможно, лавовые образования III ритма следует относить к нижнекоготокской подсвите.**

В береговых обрывах (высотой 40 м) р. Попигай эрозией вскрыты эксплозивные образования жерловой фации Сопочной вулcano-тектонической структуры: туфы базальтов агломератовые, глыбово-агломератовые и псеффитовые, а также ксенотуфы и кластолавы базальтов. Среди вулканокластических пород находится несколько вертикальных секущих тел долеритов мощностью 40–100 м. В ксенотуфах в виде обломков и глыб размером

Химический состав пород правобоярской свиты Сопочной вулcano-тектонической структуры

Оксиды	Номер пробы								
	154/1	154/2	154/4	154/12	155/7	155/10	156/1	156/2	156/3
	2	2	1	1	1	2	1	1	1
SiO ₂	55,8	53,6	47,8	48,4	46,9	60	47,4	42,9	46,5
Al ₂ O ₃	14,3	14,2	13,4	15,6	16	14	16,1	15,3	16,4
TiO ₂	0,98	1,04	0,99	1,36	1,41	0,89	1,4	1,37	1,38
Fe ₂ O ₃	5,97	6,48	7,5	5,57	6,46	3,26	6,61	8,79	8,13
FeO	3,33	3,4	3,11	6,74	5,92	3,7	5,33	3,7	4,81
MnO	0,13	0,13	0,13	0,16	0,17	0,11	0,2	0,2	0,14
MgO	4,92	6,17	3,4	6,17	6,33	3,29	5,84	6,4	7
CaO	3,24	2,21	12	11,3	10,6	2,38	11,8	11,9	10,1
Na ₂ O	3,3	3,58	1,62	1,97	2,18	2,8	1,77	2,1	1,83
K ₂ O	1,64	1,68	0,74	0,37	0,36	2,05	0,22	0,36	0,28
P ₂ O ₅	0,1	0,12	0,1	0,12	0,13	0,1	0,13	0,12	0,12
ппп	5,29	6,51	8,45	1,04	2,47	6,61	2,06	6,05	2,3
Сумма	99,3	99,5	99,6	99,6	99,6	99,6	99,5	99,6	99,5
V	0,016	0,018	0,017	0,026	0,026	0,013	0,026	0,025	0,026
Cr	0,013	0,013	0,012	0,016	0,016	0,011	0,015	0,015	0,016
Ba	0,2	0,041	0,046	0,02	0,024	0,045	0,021	0,017	0,018
al'	10,65	11,76	8,30	15,71	14,73	11,28	13,61	11,84	13,83
f	15,20	17,09	15,00	19,84	20,12	11,14	19,18	20,26	21,32
Na ₂ O/K ₂ O	2,01	2,13	2,19	5,32	6,06	1,37	8,05	5,83	6,54
X ₂	60,39	70,41	16,43	17,16	19,33	67,08	14,43	17,13	17,28
Кф	65,40	61,56	75,73	66,61	66,17	67,90	67,15	66,12	64,89

1 – базальт, 2 – туф.

Примечание. al' = Al₂O₃ / (FeO + Fe₂O₃ + MgO); X₂ = 100 (Na₂O + K₂O) / (Na₂O + K₂O + CaO);

Кф = 100 (FeO + Fe₂O₃) / (FeO + Fe₂O₃ + MgO); f = FeO + Fe₂O₃ + MgO + TiO₂, пробы из коллекции М. В. Наумова.

до 3,5 м наблюдаются песчаники известковистые с прослоями углистых алевролитов, алевролиты, аргиллиты, каменный уголь, известняки мраморизованные. Содержание обломков достигает 20%. Эксплозивные образования параллелизуются с вулканитами I ритма на р. Сыаргалах.

На левобережье р. Анабар над терригенными отложениями потокойской свиты верхней перми залегает пачка (25 м) **покровов базальтов**, параллелизующиеся с вулканитами III ритма на р. Сыаргалах.

Базальты и их гломероплаггиофировые разновидности характеризуются пойкилоофитово-интерсертальной, интерсертальной, толеитовой, пилотакситовой и гиалопилитовой структурами основной массы. Они сложены (%) плагиоклазом (анортит-битовнит № 78–95 во **вкрапленниках** и **лабрадор** № 50–55 в основной массе) – 40–50; пироксеном (пижонит-авгит, авгит, эгиринсодержащий авгит) – 35–40 и не более 5–15 в гиалобазальтах; оливином – до 5–7; рудным минералом – 2–5; продуктами изменения вулканического стекла (палагонит-боулингит-хлоритовый агрегат с рудной сыпью и единичными скелетообразными кристаллами ильменита) – 5–15 до 55–60 в гиалобазальтах. Судя по составу плагиоклаза, базальты относятся к известковистым разновидностям. Миндалины в миндалекаменных разновидностях выполнены палагонитом, кальцитом и цеолитом или лимонитизированным вулканическим стеклом, замещенным боулингитом, кальцитом, биотитом, хлоритом.

Туфы витрокластические (до 80% витрокластов) характеризуются псаммитовой гравийной, реже агломератовой и пепловой структурами. Стекло замещено кальцитом, боулингитом, хлоритом, содержит большое количество магнетитовой пыли. Отмечаются примеси (до 10–15%) кристаллокластов (кварц, полевошпат), а также обломков базальтов. Цемент порово-пленочный хлоритовый, нередко с цеолитами.

Судя по данным химических анализов ($n = 50$) В. Н. Боброва и др. [103], а также данным по породам Сопочной структуры (табл. 4), базальты представлены низко-умереннокремнеземистыми ($\text{SiO}_2 - 45,8-52$, в среднем 48,06%), нормальной щелочности ($2,2 \geq \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \leq 3,2$; в среднем 2,79%), натриевой серии ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} \geq 4$), низко-(25%) и умереннокалиевого типа ($\text{K}_2\text{O} - 0,18-0,65$, в среднем 0,43%), меланократовыми ($f - 20-22,5$), железистыми (Кф 63–75) разновидностями. Содержание MgO в них колеблется от 8 до 5,4%, в среднем 6,83%. Преобладают умеренножелезистые (Кф 63–66), умереннотитанистые ($\text{TiO}_2 - 1,29-1,59$, в среднем 1,44%) базальты. Подчиненное значение (38%) имеют высокожелезистые и ферробазальты (Кф 68–75 при $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} \geq 14\%$), высокотитанистые ($\text{TiO}_2 - 1,65-2,1\%$) разновидности.

По сравнению с кларками основных пород (прил. 2), проанализированные базальты умеренно обогащены кобальтом, медью, цинком и никелем и имеют умеренную халькофильно-сидерофильную специализацию ($\text{Co}_2\text{Cu}_{1,6}\text{Zn}_{1,6}\text{Ni}_{1,3}$). Отчетливо дефицитными ($\text{Кк} < 0,5$) в них являются рубидий ($\text{Кк} - 0,1$), стронций, литий, лантан, церий, тантал, талий ($\text{Кк} - 0,4$). Базальты незначительно обеднены барием, цирконием ($\text{Кк} - 0,6$), ниобием, иттрием, свинцом, торием и хромом ($\text{Кк} - 0,7$).

Отмечены повышенные концентрации гафния и иттербия ($Kk - 1,35$) и существенные аномалии молибдена, висмута и олова. Содержание остальных элементов близко к кларку основных пород, сумма $P3Э = 59,59-65$. Отношение нормированных по хондриту $La/Yb = 1,92-3$. По этим показателям рассматриваемые базальты близки к базальтам мокулаевской свиты Норильского района и бетлинской свиты на Таймыре.

Раннетриасовый (индский) возраст правобоярской свиты в стратотипическом районе определен по остаткам филопод и растений. Судя по палеомагнитным данным (Гусев, 1970), в соответствии с палеомагнитной шкалой, вулканиты правобоярской свиты и нижнекоготокской подсвиты принадлежат к первой триасовой (нижнеиндской) зоне прямо намагниченных пород (TN_1).

Возраст свиты на рассматриваемой территории, по аналогии со стратотипическим районом и Решением МСК 1981 г., принимается раннетриасовым (раннеиндским).

Мощность отложений колеблется в диапазоне 100–150 м.

Северная часть (северный тип разреза) занимает территорию бассейна р. Суолема и является переходной к Нордвик-Анабарской.

Представления о строении пермско-триасовых отложений на этой территории основано на материалах, полученных при изучении опорных разрезов, вскрытых Северо-Суодемскими и Южно-Суодемскими (СС-1 и ЮС-10, 26), а также Восточными (В-1, В-3) и Улаханской (У-2) скважинами. Верхнепалеозойские отложения, так же как на Нордвик-Анабарской площади, представлены ниже-верхнепермскими отложениями, объединяющими тустахскую и нижнекожевниковскую свиту, и верхнепермскими отложениями, включающими верхнекожевниковскую и мисайлапскую свиты. Триасовые образования, вскрытые Суодемскими скважинами, относятся к нижнему отделу и объединяют пилиссянинскую вулканогенно-осадочную и коготокскую вулканогенную свиты. Триасовые терригенные образования, изученные в разрезах Улаханской и Восточной скважин [128], представлены ниже-верхнетриасовыми нерасчлененными отложениями (только на разрезе), состоящими из ниже-среднетриасовых нерасчлененных отложений и верхнетриасовых осипайской и чайдахской свит.

Пилиссянская и коготокская свиты объединенные (T_{1pl+kg}) (только на разрезе) ранее выделялась как позднепермско-раннетриасовая эффузивно-туфовая свита вслед за А. А. Герке, выделившим ее в 1956 г. в районе п-ова Юрюнг-Тумус.

Пилиссянская свита выделена в 1990 г. В. Н. Бобровым [103] на территории междуречья Анабар–Хатанга–Попигай по материалам бурения на Суодемских площадях и относилась к верхней перми. Еще раньше она под названием нижней вулканогенно-осадочной толщи туфолавова свиты относилась к нижнему триасу (Фатин, 1988). Название свиты дано по р. Пилис-Сяне и позднее В. Н. Бобровым свита была отнесена к нижнему триасу [128]. Стратотип ее изучен в скв. 26, расположенной на левобережье р. Суолема. Свита залегает с размывом на мисайлапской свите и перекрывается вулканогенной коготокской свитой.

Пилиссянская свита сложена песчаниками, туфопесчаниками, алевролитами, туфоалевролитами, реже туфами. В основании нижней части ее зафиксированы пудинговые конгломераты, горизонты песчаников с «плавающей» галькой алевропелитового состава, редко углей. Тонкие линзочки углей встречены в нижней части разреза.

Свита охарактеризована комплексами конхострак раннетриасового возраста (определение Е. В. Орловой). По заключению В. А. Гавриловой, вид *Estheria (Lioestheria) aequale* Lutk. характерен для ветлужского надгоризонта (инд–нижний оленек) восточноевропейской платформы и нижнего триаса Сибири. Вид *Loxomicroglypta subcircularis* (Tschern.) характеризует неджелинскую и таганджинскую свиты улахан-юряхского (инд) горизонта Вилюйской синеклизы, а также сосновскую свиту Кузбасса (путоранский горизонт, нижний триас). Этот вид известен также из восточнотаймырской свиты (нижний оленек) Восточного Таймыра. Вид *Pseudoestheria tumariana* Nov. встречен в средней подсвите сюрбеляхской свиты Орулгана и в неджелинской свите Западного Верхоянья (инд, улахан-юряхский горизонт), виды *Pseudoestheria rubinskensis* (Nov.) и *Cyclotunguzites gazimuri* Nov. характеризуют рыбинский горизонт (нижний оленек) Московской синеклизы, а виды *Rohdendorphium tutontchanicum* Nov. и *Polygrapta chatangensis* Nov. известны из тутончанского горизонта (инд) Тунгусской синеклизы.

В. В. Круговых в разрезе пилиссянской свиты выделил три палинокомплекса, два из которых сопоставляются со спорово-пыльцевыми комплексами тутончанского (нижний) и путоранского (верхний) горизонтов нижнего триаса Тунгусского бассейна, а третий – самостоятельный – датируется индским веком и содержит большое количество микропланктона (*Tintinnadae*) – показатели морских фаций. Таким образом, приведенные палеонтологические данные убедительно свидетельствуют о раннетриасовом возрасте пилиссянской свиты. По составу, стратиграфическому положению и палеонтологическим данным пилиссянская свита сопоставляется с кешинской свитой Восточного Таймыра.

Мощность свиты колеблется от 33 до 126 м.

Коготокская свита выделена в 1959 г. Я. И. Полькиным в Маймеченском регионе, названа по р. Коготок, где описан ее стратотип. На территории листа к ней относится вскрытая Суодемскими скважинами вулканогенная толща, согласно залегающая на пилиссянской свите и со стратиграфическим несогласием перекрытая нижнеюрскими отложениями зимней свиты. Толща сложена в основном покровами базальтов (6–19 покровов мощностью от 1 до 50 м каждый) и реже (не более 5% общего объема) трахибазальтов, приуроченных к верхней части разреза.

Судя по данным химических анализов (48 образцов) В. Н. Боброва и др. [163], базальты низко-умереннокремнеземистые ($\text{SiO}_2 = 45,43\text{--}48,24$; в среднем 47,77%) нормальной щелочности ($2,4 > \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 3,35$; в среднем 2,8%) низкокалиевого типа ($\text{K}_2\text{O} = 0,12\text{--}0,4$; в среднем 0,22%) меланократовые ($f = 20\text{--}24$). Отличительной особенностью их является постоянное высокое содержание окислов титана ($\text{TiO}_2 = 1,65\text{--}2,4$; 2,0%)

и марганца (MnO – до 0,29%). Содержание MgO колеблется от 8 до 4,5; в среднем 6,77%. Преобладают 55% умеренножелезистые (Кф = 63–66) базальты. Подчиненное значение имеют высокожелезистые (Кф = 69–72) разновидности и до 10% составляют ферробазальты (Кф > 74 при $Fe_2O_3 + FeO = 14–15\%$). Присутствие трахибазальтов ($Na_2O + K_2O$ – до 5–8%) характерно для верхней подсвиты коготокской свиты в Маймечекотуйском районе [128].

Раннетриасовый (ранне-позднеиндский) возраст вулканитов принимается по аналогии со стратотипическим районом по положению в разрезе и по палеомагнитным данным. Вулканогенные образования коготокской свиты параллелизуются с вулканитами верхней части бетлинской свиты Центрального Таймыра и левоосиповской толщи Восточного Таймыра.

Мощность свиты 106–169 м.

Общая мощность раннетриасовых образований пилиссанской и коготокской свит – до 225 м.

Нижний–верхний отделы. Нерасчлененные отложения (T_{1-3}) (только на разрезе).

Нижний–средний отделы. Нерасчлененные отложения. Терригенные отложения указанного возраста выделены в разрезах Улаханской и Восточных скважин [103, 128]. Они со стратиграфическим несогласием залегают на мисайлапской свите и перекрываются слоями с фауной раннекарнийского возраста. Отложения сложены песчаниками и аргиллитами с прослоями алевролитов, известняков и линзами мергелей. Возраст пород определен положением в разрезе и редкими остатками фауны. В Восточной скважине В-3 в породах обнаружен комплекс двустворок оленекско-ладинского возраста с видом-индексом *Vakevella ladinica*.

Мощность отложений 136–141 м.

Верхний отдел. Осипайская и чайдахская свиты. Выделены в разрезах Улаханской и Восточных скважин [128]. По аналогии с соседними площадями предполагается размыв в основании толщи. Толща сложена песчаниками с прослоями аргиллитов, алевролитов, известняков, гравелитов. Время формирования пород карний–ранний норий. Нижние слои содержат остатки аммонитов *Discophyllites* sp. и комплекс двустворок с *Janopecten subpolaris* (Polub.), *Cardinia borealis* (Kirg.), характерных для зоны *Stolleyites tenuis* нижнего карния (скв. У-2). Остатки двустворок *Sakawaizhinchia* cf. *olenekensis* Dagys, *Planirhinchia jakutica* Dagys и *Halobia* cf. *talajaensis* (Polub.), определенные в скв. В-3, и *Meleagrenella polaris* (Kittl.), найденные в скв. У-2, характеризуют вышележащую зону *Trotrachyceras omkutschanicum* нижнего карния. Верхняя граница определена по аналогии с соседними районами. Выше с размывом залегают нижнеюрские отложения [103].

Мощность толщи 54–69 м.

Общая мощность триасовых терригенных отложений 190–210 м, в два раза меньше в среднем, чем на Нордвик-Анабарской геологической площади.

ЮРСКО-МЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Юрские и меловые отложения широко развиты в пределах Хатангско-Лаптевоморской эпипозднекимерийской молодой платформы и северном обрамлении Сибирской платформы площади листа, а также незначительно в межгорных впадинах Таймырской складчатой системы. На большей части рассматриваемой территории мезозойские осадки перекрыты четвертичными отложениями и вскрыты преимущественно лишь в эрозионных окнах. В связи с этим большое значение для их расчленения имеют данные параметрического бурения, представленные на территории листа рядом скважин: Северо-Суодемской-1 (3504 м), Северо-Суодемской-2 (2420 м), Северо-Суодемской-4 (1688 м), Южно-Суодемской-10 (3310 м), Восточной-1 (2980 м), Улаханской-1 (3171 м), Улаханской-2 (3152 м), Южно-Тигянской-1 (3310 м), Гуримисской-1 (2784 м), Гуримисской-2 (3012 м).

По типам юрско-меловых отложений территория листа S-49 подразделена на три геологических района, выделение которых соответствует границам надпорядковых тектонических структур:

1) Усть-Енисейский геологический район, в пределах которого мало мощные останцы покровного юрско-мелового комплекса перекрывают складчатые образования Таймырской складчато-надвиговой системы;

2) Чернохребетнинско-Нордвикский геологический район, отвечающий западному краю Хатангско-Лаптевоморской молодой платформы, где ранне-позднемеловые отложения залегают с угловым несогласием на полого-складчатых юрско-раннемеловых образованиях;

3) Хетско-Анабарский геологический район, охватывающий Хатангско-Ленский перикратонный прогиб Сибирской платформы и Северо-Сибирскую моноклираль.

Обобщенные разрезы Чернохребетнинско-Нордвикского района в пределах территории листа S-49, особенно нижнемеловые, близки к разрезам Хетско-Анабарского района, поскольку их накопление происходило в близких палеогеографических обстановках. Принципиальные отличия сводятся к повышенным мощностям юрско-нижнемеловых отложений в Чернохребетнинско-Нордвикском районе и их смятии в пологие складки позднекимерийской (верхоянской) складчатостью по отношению к отложениям того же возраста Хетско-Анабарского района Сибирской платформы.

Усть-Енисейский геологический район

Рассохинско-Балахнинская геологическая площадь

Меловые отложения, картируемые на северо-западном окончании площади листа располагаются в пределах зоны позднемелового-кайнозойского Центрально-Таймырского шва, площадь в пределах которой относится к Рассохинско-Балахнинской.

Нижний мел. Нерасчлененные отложения (K_1). Занимают наибольшую площадь у западной границы листа на р. Муруптаматари, в районе озер Проточные и оз. Поперечное.

Залегают несогласно на отложениях пермского возраста Южно-Быррангской зоны и частично перекрываются ледниковыми отложениями сартанга.

Наиболее полные разрезы (Пясино-Фаддеевская депрессия (S-48) имеют двучленное строение [27]. Нижняя часть представлена морскими отложениями валанжина. Это в основном серые глинистые и песчанистые алевролиты с *Tollia* sp. ind., *Protocardium concinnum* Buch., средне-крупнозернистых песчаников с *Aucella inflata* Lah., *A. Oblique* Tullb., *Entolium demissum* Phill. и др., что указывает на ранне- и средневаланжинский возраст осадков. Мощность морских отложений не превышает 30–40 м. Верхняя часть разреза сложена континентальными угленосными отложениями. Они представлены зеленовато-серыми, светло-серыми песками и рыхлыми песчаниками с прослоями алевроитов, глин, углистых глин, а также линзами и пластами бурых углей. Мощность нижнемеловых отложений составляет 80–100 м.

Полная мощность нижнемеловых отложений (по скв. Владимирская-21 (S-48) – 857 м [27].

Чернохребетнинско-Нордвикский геологический район

Данный район по полноте юрско-меловых отложений является одним из самых полноценных и уникальных на всей территории Таймыра, характеризуется наибольшим количеством стратотипов. Он включает отложения от нижнеюрских до ниже-верхнемеловых (бегичевская свита).

Выделение Цветковской и Нордвикской геологических площадей обусловлено различным строением юрского разреза и удаленностью их друг от друга.

Цветковская геологическая площадь

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Нижний–средний отделы

Зимняя, аиркатская, китербютская и короткинская, апрелевская свиты объединенные ($J_{1-2zm-ap}$) закартированы на южных склонах гор Бырранга и побережье моря Лаптевых. Здесь они слагают крылья небольших пологих синклинальных и антиклинальных складок. Зимняя, аиркатская и китербютская свиты, кроме как на рассматриваемой площади, развиты также на Нордвикской площади и в Хетско-Анабарском (Анабарская площадь), Усть-Енисейском геологических районах.

Зимняя свита выделена по материалам бурения на Семеновской и Зимней площадях Усть-Енисейского района [4]. Название дано по Зимней

площади. Наиболее полный разрез и контакт с подстилающими триасовыми отложениями отмечен в скважинах 1-Р и 2-Р Семеновской площади. Разрез скв. 1-Р (в интервале 2748–2569 м) позже предложен в качестве лектостратотипа [128]. Позднее отложения свиты были установлены на всей площади Усть-Енисейской и Хатангской впадин [24, 104], на Восточном Таймыре [99], а в 1990-е годы в Ямало-Гыданской фациальной области севера Западной Сибири [75].

Свита залегает с перерывом и угловым несогласием на терригенных отложениях триаса и перекрывается буровато-серыми аргиллитами аиркатской свиты. Она сложена темно-серыми с бурым оттенком аргиллитами, алевролитами и песчаниками с прослоями гравелитов и конгломератов.

Возраст свиты в восточной части Енисей-Хатангского прогиба по форминиферам определен в объеме геттангский ярус–низы плинсбахского яруса.

Мощность свиты на Цветковской площади – 30 м, Нордвиксой – 72–179 м и Анабарской – 34 м.

Аиркатская свита названа по мысу Аиркат, севернее которого, на западном берегу Анабарской губы выделен стратотип свиты [79]. Естественные разрезы изучены на р. Анабар с притоками, р. Попигай у южного борта Ленно-Хатангского прогиба, на западном берегу Анабарской губы, на п-ове Юрюнг-Тумус и на Восточном Таймыре по рекам Чернохребетная и Подкаменная [80, 118, 99]. Свита вскрыта многочисленными глубокими скважинами на площадях Илья-Кожевниково, Нордвикская, Тигяно-Анабарского вала и в бассейне р. Гуримиской. В унифицированной и корреляционной схеме аиркатской свиты соответствуют левинская и шараповская свиты.

Свита залегает согласно на отложениях зимней свиты или с угловым и стратиграфическим несогласием на осадках триаса и палеозоя. На Анабарской площади с размывом залегает на сайбылахской свите.

Нижняя часть свиты (соответствует левинской свите) представлена преимущественно глинисто-алевритовыми породами с маломощными прослоями песчаников и конгломератов. Прослой конгломератов приурочены к нижней части свиты. Верхняя часть свиты (соответствует шараповской свите) представлена в основном песчано-алевритовыми породами с немногочисленными прослоями и пачками аргиллитов.

В стратотипическом районе найденные аммониты и многочисленные двустворки позволяют оценить возраст свиты как позднеплинсбахский.

Мощность отложений нижней части свиты изменяется от 23 до 250 м. Мощность отложений верхней подсвиты колеблется в пределах 23–250 м, суммарная мощность на Цветковской площади – 30 м, Нордвиксой – 124–186 м, на Анабарской – 110 м.

Китербютская свита. Название «китербютский горизонт» было введено Т. М. Емельянцевым для пачки выдержанных маркирующих темных глин нижней юры в ходе геологических исследований в Нордвик-Хатангском районе [36].

В качестве стратотипа свиты принята средняя толща джангодской свиты в скв. Малохетская 10-Р [36]. В стратиграфических схемах Средней Сибири среднеджангодская толща и ее аналоги в Западной Сибири («тогурская

свита» или пачка) фигурируют как маркирующий «китербютский горизонт».

Нижняя граница не ясна, перекрывается свита согласно короткинской свитой на мысе Цветкова Цветковской геологической площади и эренской свитой на Нордвикской площади.

Свита сложена глинами и аргиллитами, в основании часто битуминозными с тонкими линзочками светлых алевролитов.

Возраст определен по аммоноидеям, двустворкам, фораминиферам как ранний тоар [75]. Мощность – 24–60 м.

Короткинская свита выделена и распространена на Цветковской геологической площади Восточного Таймыра [86].

Залегает согласно на китербютской свите и согласно перекрывается апрелевской свитой. Свита сложена глинами и алевролитами. Возраст – тоар.

Мощность – 85–90 м.

Апрелевская свита выделена в бассейне р. Апрелевка и распространена на Цветковской геологической площади Восточного Таймыра [86]. Залегает согласно на короткинской свите и перекрывается со стратиграфическим перерывом арангастахской свитой. Сложена свита переслаиванием алевролитов и аргиллитов.

Возраст ее принят ааленским ярусом. Мощность – 60 м.

Общая мощность объединенных образований оценивается в 485–526 м. Возраст – геттангский–ааленский ярусы.

Средний отдел

Арангастахская и юрюнгтумусская свиты объединенные (*J₂ar+jur*), кроме как на рассматриваемой площади, развиты также на Нордвикской и в Хетско-Анабарском (Анабарская площадь) геологическом районе.

Обе свиты выделены М. К. Калинко в 1959 г. на п-ове Юрюнг-Тумус, но стратотипы их не были определены [44]. Лектостратотипы предложены В. Н. Саксом на западном побережье Анабарской губы [80]. На поверхности известны в незначительных по площади выходах в междуречье Попигаи-Анабар, и в обрамлении соляных куполов горы Белая, п-ова Юрюнг-Тумус, в крыльях Тигянской антиклинали. На Цветковской площади свиты слагают крылья и ядра небольших пологих синклинальных складок между горной грядой Бырранга и побережьем моря Лаптевых.

Арангастахская свита залегают со стратиграфическим перерывом на сайбылахской (в Хетско-Анабарском районе) или хоргонской (Нордвикская площадь) свитах и согласно перекрывается юрюнгтумусской свитой. В разрезе скв. Р-201 свита представлена аливролитами с прослоями аргиллитов и известковистых песчаников и сопоставляется с верхней подсвитой, выделенной в лектостратотипе, где в породах свиты определены аммониты *Tugurites* ex gr. *whiteavesi* White, *Erycitoides*(?) *howelli* White и выделен комплекс фораминифер с *Saccamina ampullacea*, *Lenticulina nordvikensis*, свидетельствующие о ее позднеааленском возрасте, а также

комплексы двустворок с *Mytiloceramus* cf. *lucifer* (E i c h w.) и фораминифер с *Ammodiscus pseudoinfimus* cf. *granulate*, указывающие на ранний байос.

Мощность свиты в разрезе скв. P-201 (район Сындаско) – 30 м.

Юрюнгтумусская свита прослежена в естественных обнажениях и вскрыта глубокими скважинами в тех же районах, что и арангастахская, на которой она согласно залегает; нижняя граница проводится по появлению в разрезе преимущественно глинистых пород. Согласно перекрывается келловейскими осадками (точинская свита) или с размывом отложениями нижнего мела. В разрезе скв. P-201 она имеет мощность 106 м и сложена алевролитами с прослоями песчаников, глин и известковистых песчаников. Здесь определены *Inoceramus* ex gr. *retrorsus* Keys., *Eumorphotis lenaensis* Lah., *Tancredia oviformis* Lah., *Panopaea* att. *rugosa* Goldt. и др., а также комплексы фораминифер *Trochammina praesquamata* Mjatt., *Glomospira gordialis* Park. et Jon., *Dentalina* ex gr. *panperata* Orb., *Camptocythere nordvikensis* Schar., указывающие на байос-батский возраст. На Нордвикской и Цветковской геологических площадях в разрезе юрюнгтумусской свиты выделяются две подсвиты. Нижняя подсвита сложена аргиллитами и неоднородными глинисто-алевритовыми породами серых и буровато-серых тонов, верхняя – песчанистыми алевролитами с подчиненными прослоями аргиллитов, песков и песчаников. Нижняя подсвита охарактеризована верхнебайосскими иноцерамами *Mytiloceramus* ex gr. *lucifer* (E i c h w.), *M.* ex gr. *kystatimensis* (K o s c h.); белемнитами *Paramegateuthis* sp., комплексом фораминифер с *Trochammina praesquamata* Mjatl., *T. Jacutica* Lev и др. Верхняя подсвита по находкам аммонитов *Boreiocephalites pseudoborealis* Meled., *Cranoccephalites* (*C.*) *vulgaris* Spath., *Arctoccephalites* cf. *elegans* Spath. отвечают батскому ярусу. В скважинах выделен батский комплекс фораминифер с *Recurvoides anabarensis* B a s s o v, *Globulina praecircumphlua* Schar. и бат-келловейский с *Haplophragmoides*(?) *temorabilis* Schar. и *Ammobaculites borealis* Gerke. Таким образом, возрастной диапазон юрюнгтумусской свиты – от позднего байоса до бата.

В разрезе скв. P-201 юрюнгтумусская свита согласно перекрывается маломощными (41 м) осадками келловея и оксфорда, которые на Анабарской площади относятся к точинской и сиговской свитам.

На левобережье р. Попигай мощность подразделения оценивается в 70 м, в разрезе скв. P-201 (участок Сындаско) – 136 м. Общая мощность объединенных свит на Цветковской площади – 470–550 м.

Средний–верхний отделы

Точинская и чернохребетнинская свиты объединенные (J₂₋₃ tĉ+ĉh). Точинская свита выделена в южной части Енисей-Хатангской низменности и названа по Точинскому поднятию на р. Хета [5].

В естественных выходах свита установлена на Цветковской площади Восточного Таймыра (в бассейне рек Чернохребетная и Подкаменная), Нордвикской площади на о-ве Бегичева, п-ове Юрюнг-Тумус, скважинами вскрыта на Анабарской площади в районе Сындаско и др. Лектостратотип установлен западнее площади листа в скв. Малохетская 10-Р в интервале

1470–1425 м. Залегает свита с размывом на подстилающих ее породах юрюнгтумусской свиты и согласно перекрывается отложениями сиговской свиты позднего келловея–позднего кимериджа.

В бассейне рек Подкаменная и Чернохребетная известны наиболее полные (мощностью до 120 м) разрезы свиты, нижняя граница которой определяется очень четко по смене светлых алевролитов юрюнгтумусской свиты темновесными.

Разрез точинской свиты представлен в основном глинистыми алевролитами с прослоями аргиллитов и глин и в меньшей степени песчаников. По всему разрезу свиты распространены карбонатные конкреции, желваки, лепешки, зерна пирита, линзы сидерита, розетки бурого кальцита и многочисленные органические остатки – аммониты, белемниты, двустворки, фораминиферы. По комплексу фораминифер с *Naplophragmoides memoralis* свита отвечает келловею.

Мощность свиты в лектостратотипе – 45 м, на р. Чернохребетная – 120 м, на Нордвикской площади – 16–56 м.

Чернохребетнинская свита впервые выделена М. С. Месежниковым и Г. Н. Карцевой [50]. Название дано по р. Чернохребетная на Восточном Таймыре. Выходы свиты описаны также по северному берегу р. Подкаменная.

Стратотип свиты установлен на р. Чернохребетная. Свита залегает с размывом на точинской свите. В центральной части прогиба ее возрастным аналогом является сиговская свита [128]. Верхняя граница свиты не известна.

Чернохребетнинская свита по литологическим особенностям может быть разделена на две пачки. Нижняя сложена темно-серыми алевролитами с прослоями ракушняков и шаровыми карбонатными конкрециями (мощность – 40 м). Верхняя представлена зеленовато-серыми, темно- и светло-серыми песчаниками с глауконитом, с линзами ракушняка и конкрециями песчаных известняков. В песчаниках многочисленны аммоноидеи и двустворки. Мощность верхней пачки – 282 м.

Возраст свиты, установленный по аммоноидеям и двустворкам, – поздний келловей–оксфорд–кимеридж.

Мощность свиты – 322 м.

Общая мощность объединенных свит – 400–450 м.

ВЕРХНЯЯ ЮРА–НИЖНИЙ МЕЛ

Пахсинская свита (J_3 – K_{1ph}) выделена А. В. Гольбертом и др. и названа по п-ову Пахса в Анабарском заливе [22]. Распространена в пределах Тулай-Киряжской возвышенности, р. Чернохребетная Цветковской геологической площади и на п-ове Юрюнг-Тумус, в восточной части п-ова Нордвик, на правобережье р. Гуримисской Нордвикской площади.

Стратотип находится на мысу Юрюнг-Хая, на восточном берегу п-ова Пахса. С угловым несогласием залегает на верхнепалеозойско-триасовых породах и перекрывается балагачанской свитой. Сложена свита монотонной толщей морских темно-серых аргиллитоподобных глин, с глинистыми алевролитами в средней части. Она содержит полный зональный комплекс ам-

монитов от зоны *Epivirgatites variabilis* Schulg. среднего подъяруса волжского яруса до зоны *Polyptychites polyptychus* верхнего валанжина, а также типичные для этих отложений комплексы фораминифер. Присутствуют также многочисленные белемниты, бухии и другие двустворки. Таким образом, возраст свиты – средневожское время–валанжинский век.

Мощность свиты – 25–100 м.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

Нижнемеловые отложения близкого состава развиты и в Чернохребетнинско-Нордвикском и в Хетско-Анабарском геологических районах. Они трансгрессивно перекрывают породы разного возраста – от палеозойских до берриасских. На Анабарской геологической площади Хетско-Анабарского района представлен наиболее полный разрез нижнего мела, включающий морские фаунистически охарактеризованные отложения берриас-нижнеготеривского возраста и континентальные, преимущественно песчаные угленосные осадки готерив-альбского возраста, которые по признаку угленосности разделены на ряд угленосных (сангасалинская, огневская) и безугленосных свит. Континентальные отложения включают редкие остатки ископаемых растений, чаще микрофитофоссилий.

Балагачанская свита (K_1bl) (кроме как на рассматриваемой площади) развита также на Нордвикской и Анабарской площадях. Свита выделена С. А. Чирвой и Н. И. Шульгиной в 1978 г. в Нордвик-Хатангском районе [98] (Анабарская геологическая площадь). Стратотип находится на р. Попигай, в устье руч. Балагачан. Распространена в междуречье Попигая и Анабара, где согласно перекрывает харабыльскую свиту. На Цветковской геологической площади слагает крылья и ядра небольших пологих синклинальных складок между горной грядой Бырранга и побережьем моря Лаптевых, где со стратиграфическим несогласием залегает на пахсинской свите. Нижняя граница проводится по смене темноокрашенных глинистых пород светло-серыми песками. Некоторые исследователи (А. В. Гольберт) относят нижние, более глинистые слои к харабыльской свите. Верхняя граница свиты проводится внутри однообразной преимущественно песчаной толщи по исчезновению в ней фауны и микрофауны [98].

Свита представлена отложениями прибрежно-морского генезиса. В стратотипическом разрезе нижняя часть свиты (мощностью до 17 м) представлена светло-серыми мелкозернистыми песками с косой, линзовидной и горизонтальной слоистостью, с прослоями глин (0,1–0,3 м) и песчаников (0,2–1,5 м). Выше залегают серые и светло-серые глинистые алевриты (мощностью 30 м), сверху с примесью песчаного материала, с конкрециями известняков и известковистых алевролитов караваеобразной и лепешковидной формы (0,1–0,3 м), к которым приурочены редкие аммониты, бухии и другие двустворчатые моллюски. По всему разрезу встречаются мелкие обугленные растительные остатки.

Возраст балагачанской свиты определяется по аммонитам и двустворкам как поздний валанжин (верхние слои зоны *Polyptychites polyptychus*)–ранний готерив (зона *Homolomites bojarkensis*) [98]. К ней приурочены также находки фораминифер *Ammodiscus continentalis* Schar., двустворок *Buchia crassicollis* (Keys.).

Мощность балагачанской свиты изменяется в широких пределах. На Анабарской геологической площади в бассейне р. Попигаи она составляет более 40 м, в районе Сындаско – 18–30 м, на Цветковской площади Восточного Таймыра – 130–150 м.

Тигянская свита (K_{1tg}) (кроме как на рассматриваемой площади) развита также на Нордвикской и Анабарской площадях. Свита выделена Т. М. Емельянцевым и Т. П. Кочетковым (1947 г.) и названа по р. Тигян-Юрэх, впадающей в Хатангский залив моря Лаптевых [36, 117]. В пределах листа выходит на поверхность в эрозионных окнах по р. Осипа и в междуречье Попигаи и Анабара, а также на северо-западном берегу Анабарского залива. Стратотипическая местность – бассейн нижнего течения р. Хатанга и о-в Бегичев. Залегает на размытой поверхности балагачанской свиты и согласно перекрывается сангасалинской свитой.

Тигянская свита сложена прибрежно-континентальными серыми, светло-серыми и зеленовато-серыми песками и песчаниками, алевритами и глинами с маломощными прослоями угля и с обильным детритом. Первоначально свита датировалась валанжином [44, 63]. В дальнейшем, в связи с выделением балагачанской свиты, возраст тигянской свиты принимается как поздний готерив–баррем, что подтверждается палинологическими данными.

Мощность свиты в стратотипической местности Нордвикской площади – около 200 м, на Цветковской площади – 160–200 м, в разрезе скв. Р-201 Анабарской площади – 117 м.

Сангасалинская свита (K_{1sn}) (кроме как на рассматриваемой площади) развита также на Нордвикской и Анабарской площадях. Свита была выделена Т. М. Емельянцевым и Т. П. Кочетковым в 1947 г. и названа по р. Санга-Сала, левому притоку р. Тигян-Юрэх [36]. Первоначально она выделялась как горизонт, который Л. Т. Семенов в 1954 г. перевела в ранг свиты.

Выходит на дневную поверхность на восточном и западном побережье Анабарской губы, в эрозионных окнах в междуречье Попигаи и Анабара, а также на западном побережье Хатангского залива на реках Сенька и Поперечная [13]. Сангасалинская свита согласно перекрывает тигянскую и четко отделяется от нее преимущественно глинистым составом и пластами угля рабочей мощности. Она представлена глинами, глинистыми алевритами и (в меньшей степени) песками с пластами угля мощностью до 3–5 м. В разрезе выделяются две-три угольно-глинистые пачки, разделенные слоями зеленовато-серых песков. Мощность пачек изменяется от 3 до 17–20 м. Пласты угля, связанные с глинистыми пачками, обычно не выдерживаются даже на небольшом расстоянии.

На основании палинологических комплексов и положения в разрезе, свита относится к раннему–среднему апту [47].

Мощность свиты на Анабарской площади на правобережье р. Хатанга – 25–60 м и в районе Сындаско – 40–46 м, на Цветковской геологической площади – 26–50 м.

Рассохинская свита (K_{1rs}) выделена Т. П. Кочетковым в 1954 г. и названа по р. Рассоха, левому притоку р. Тигян [117]. Распространена на западном берегу Хатангского залива, на мысе Коса Гольгина по р. Сенька, мыса Галечная Коса, в верховьях р. Подкаменная, на о-ве Большой Бегичев в районе бух. Геологов, а также на восточном берегу Хатангского залива в районе бух. Кожевникова, на п-ове Кульча и мысе Гундикай. На большей части указанной территории рассохинская свита обнажена в естественных выходах. Верхняя часть разреза свиты вскрывается по левому берегу р. Хатанга в 25–36 км ниже устья р. Малая Балахня. Залегаet согласно на сангасалинской свите и согласно перекрывается огневской свитой. Сложена полимиктовыми песками с включениями гравия и гальки, с прослоями глин и алевроитов, конкрециями и пластами известковистых песчаников и сидерита. Иногда встречаются обломки обугленной древесины и угольная крошка, а также редкие, на разных уровнях, пропластки угля (до 0,04 м). На основании спорово-пыльцевых комплексов (преобладание *Pinaceae* и *Podocarpaceae*, из спор *Schizaeaceae*, *Lycopodiaceae*, *Gleicheniaceae*), свита условно отнесена к апту [47, 78].

Мощность свиты меняется от 55 до 220 м.

Огневская свита (K_{1og}) выделена П. Д. Литвиновым и П. С. Пуклом в 1952 г. в ранге горизонта. В 1954 г. Л. Т. Семененко перевел его в ранг свиты. Названа по р. Огневка, впадающей в Хатангский залив.

Стратотипическая местность – бассейн р. Хатанга. Она распространена в районе Сындаско, в с. Хатанга вскрыта скважинами, а в приустьевой части р. Хатанга и на ее левом берегу обнажена в береговых обрывах, где вскрываются только низы разреза. Залегаet согласно на рассохинской свите и согласно (но местами с размывом) перекрывается бегичевской свитой. Свита имеет ритмичное строение и состоит из двух-трех угленосных преимущественно глинистых пачек (мощностью 5–20 м) и одной-двух песчаных (мощностью 7–90 м). Характерным признаком свиты являются многочисленные прослои бурого угля. Пласты угля, приуроченные к глинистым пачкам, имеют мощность от 0,3 до 5 м, но не выдержаны по простиранию. Часто встречается минерализованная древесина [78].

Свита содержит растительные остатки *Sciadopytis* aff. *sibirica* Samy l., *Ginkgo* ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, *Sequoia* sp., *Desmiophyllum magnum* (Samy l.) и спорово-пыльцевой комплекс, на основании которого, а также по положению в разрезе (сопоставлению ее с верхней частью яковлевской и нижней частью долганской свит Усть-Енисейского района), она относится к альбу [96].

Мощность свиты в районе Сындаско составляет около 80 м [78].

Нижний–верхний отделы

Бегичевская свита (K_{1-2bg}) была выделена М. К. Калинко и Т. М. Емельянцевым в 1954 г. и названа по о-ву Большой Бегичев [44].

Гипостратотип свиты, предложенный В. Н. Саксом и З. З. Ронкиной, находится в разрезе на р. Хатанга (район Жданихи) и в скв. 4 у с. Хатанга. Отложения, выделенные в эту свиту на о-ве Большой Бегичев, позднее были включены в огневскую свиту [26]. Выходы свиты известны также на западном побережье Хатангского залива (бассейн р. Новая), а также в северной и центральных частях п-ова Хара-Тумус. Залегает с размывом или согласно на огневской свите; верхний контакт не установлен, она перекрывается четвертичными отложениями.

Бегичевская свита повсеместно сложена полимиктовыми песками с редкими прослоями алевроитов и глин, часто плохосортированными, с линзами и пластами гравия, гальки, угля, с обломками обугленной или сидеритизированной древесины, изредка с включениями янтаря. Характерна крупная косая и горизонтальная слоистость [77].

Альб-сеноманский возраст свиты определен по остаткам наземных растений и спорово-пыльцевым комплексам с пылью покрытосеменных, один из которых хорошо сопоставляется с соответствующим комплексом верхней подсвиты долганской свиты Усть-Енисейского района [77].

По косвенным данным, полная мощность свиты оценивается величинами не менее 180 м; в естественных выходах она не превышает 68 м (район правых притоков р. Менгнях).

Нордвикская геологическая площадь

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Нижний–средний отделы

Зимняя, айратская, эренская, хоргонская свиты объединенные ($J_{1-2}zm÷hr$). Эти отложения выходят на поверхность лишь на незначительных площадях в обрамлении соляных куполов горы Белая, п-ова Юрюнг-Тумус и Тигянской антиклинали. Характеристика свит экстраполируется по данным восточных районов Нордвикской площади, а также Анабаро-Попигайского района, где они вскрыты глубокими скважинами и изучены в естественных разрезах (зимняя и айратская свиты, см. описание Цветковской геологической площади).

Эренская свита выделена на мысе Эрен в Анабарской губе [86], где залегаet согласно на айратской свите и согласно же перекрывается хоргонской свитой. Сложена переслаиванием глинистых и песчаных алевролитов с рассеянной галькой и валунами. По органическому остаткам — *A. Zugodactylites* ex gr. *braunianus*, *Pseudolioceras* sp.; *D. Arctotis marshaensis*, *Pseudomytiloides marchaensis*, *Meleagrinnella faminaestriata*, *Tancredia anabaranensis*, *Dacryomya inflata*, *Modiolus numismalis*; *D. Ammodiscus glutaceus* др. — датируется концом раннего–началом позднего тоара.

Мощность — 110 м.

Хоргонская свита выделена на мысе Хорго в Анабарской губе. Залегаet согласно на эренской свите и перекрывается со стратиграфическим перерывом арангастахской свитой [86]. По литологии аналогична эренской

свите, но по фаунистическим остаткам *Pseuolioceras falcodiscus*, *Arctotis marchaensis* и др. относится к позднему тоару–раннему аалену. Мощность – 15–30 м.

Общая мощность объединенных свит – 345–565 м.

Средний отдел

Арангастахская и юрiongтумусская свиты объединенные ($J_{2ar+jur}$) (см. описание Нордвикской геологической площади). Общая мощность объединенных свит 283–370 м.

Средний–верхний отделы

Точинская и сиговская свита объединенные ($J_{2-3tč+sg}$). Стратотипы установлены Н. И. Байбародских и др. в 1968 г. на Малохетском валу в западной части Енисей-Хатангского прогиба [5].

Точинская свита является выдержанным маркирующим горизонтом по всему прогибу [5, 50] (см. описание Цветковской геологической площади). Мощность свиты на Нордвикской площади – 16–56 м.

Сиговская свита согласно залегает на отложениях точинской. Выходит на поверхность на берегах Анабарской губы и на о-ве Большой Бегичев. На территории листа S-49 описана в разрезе скважин участка Сындаско. Свита отличается песчано-алевритовым, реже глинисто-алевритовым составом и широким развитием глауконит-лептохлоритовых пород. Среди алевролитов наблюдаются конкреции и линзовидные прослои глинистых известняков и многочисленные стяжения пирита. По комплексу форамнифер *Trochammina oxfordiana*, а также другим фаунистическим остаткам возраст свиты определяется в интервале от позднего келловоя до начала позднего кимериджа [86].

Мощность свиты в разрезе скв. Р-201 составляет 25 м.

Общая мощность объединенных свит – 23–112 м.

ВЕРХНЯЯ ЮРА–НИЖНИЙ МЕЛ

Пахсинская свита (J_3-K_1ph) описана выше в разд. «Цветковская геологическая площадь».

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА. НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Балагачанская (K_1bl), тигянская (K_1tg), сангасалинская (K_1sn), рассохинская (K_1rs), огневская (K_1og) и бегичевская (K_{1-2bg}) свиты описаны выше, в разд. «Цветковская геологическая площадь».

Хетско-Анабарский геологический район

Анабарская геологическая площадь

Для Анабарской площади наиболее представительный стратиграфический разрез описан на Сындасском участке, а также на листе S-48 в поверхностных выходах по р. Хатанга и в скважине на уч. Старорыбнинский. Среднемезозойский разрез Анабарской площади включает все отделы юры и нижний отдел мела. Наиболее полно он вскрыт скважинами на уч. Сындаско, однако характеризуется существенно сокращенными мощностями подразделений (суммарная мощность юрско-меловых отложений – около 1 км). На рассматриваемой территории (по сравнению с вышеуказанной) мощность выше. Наиболее детально [22, 36, 44, 49, 50, 80, 117 и др.] они описаны в нижнем течении р. Анабар, на побережье Анабарской губы и Нордвикского залива.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Нижний–средний отдел

Зимняя, аиркатская и сайбылахская свиты объединенные ($J_{1-2}zm+sb$).

Нижне-среднеюрские отложения на Анабарской площади выходят на поверхность лишь на ограниченной территории у восточной рамки листа, на левобережье р. Попигай. По аналогии с представительными разрезами юры в районе Анабарской губы, они отнесены к зимней, аиркатской и сайбылахской свитам.

Зимняя и аиркатская свиты (см. описание Цветковской геологической площади) на рассматриваемой площади достигают мощности 144 м.

Сайбылахская свита выделена В. Ф. Кривицким и названа по р. Сайбылах, впадающей с запада в Анабарскую губу [118, 8], где находится ее стратотип. Залегает с размывом на подстилающей аиркатской свите и со стратиграфическим перерывом перекрывается среднеюрскими отложениями (арангастахской свитой, верхняя часть свиты выпадает).

Выходы сайбылахской свиты описаны на р. Попигай и р. Половинная, где они представлены двумя подсвитами: нижней (киттербютский горизонт) мощностью 30 м, сложенной серыми оскольчатými глинами с прослоями алевролитов, мергелей, известковистыми и сидеритовыми конкрециями, желваками пирита, содержащими фаунистические остатки *Leda* cf. *acuminata* G o l f d f., *Tancredia* cf. *subtilis* L a h., *Belemnites* sp., и верхней мощностью 12 м – пески с конкрециями песчаника, прослоями глин, включениями гальки и ракушечника [78]. Этот разрез близок к стратотипу, имеющему мощность 172 м и содержащему фауну раннего тоара – *Dactyloceras* ex gr. *commune* (S o w.) на р. Чернохребетная, *Zugodactylites* ex gr. *braunianus* d' O r b. на р. Анабар; белемнитов *Acrocoelites triscissus* (J a n.), *Passaloteuthis tolli* (P a v l.) и др.; двустворок *Dacriomya* cf. *inflata* (Z e i t l.), *Tancredia* cf. *stubendorffi* S c h m., и др. (нижняя подсвита) и

раннего аалена – белемниты *Pseudodicoelites bidgievi* Sachs et Naln., *Nannobelus nordvikensis* Sachs и двустворки *Arctotis marchaensis* Petr., *Tancredia gigantea* Vagon., аммонит *Pseudolioceras* sp. (cf. *m'clintocki* Naught.) (верхняя). Два комплекса фораминифер, выделенные из тех же частей свиты – *Saccamina inanis*–*Ammodiscus glutaceus* и *Ammodiscus glutaceus*–*Rhyadhella syndascoensis* подтверждают тоар-раннеааленский возраст свиты.

В разрезе скв. Р-201 (уч. Сындаско) мощность сайбылахской свиты – 86 м, в стратотипе – 172 м, на р. Попигай и р. Половинная – 30 м.

Общая мощность объединенных свит – 130–200 м.

Средний отдел

Арангастахская и юрюнгтумусская свиты объединенные ($J_{2ar+jur}$) (см. описание Цветковской геологической площади). Общая мощность объединенных свит – 120–170 м.

Средний–верхний отдел

Точинская и сиговская свита объединенные ($J_{2-3t\check{c}+sg}$) (см. описание Цветковской геологической площади). Общая мощность объединенных свит – 23–112 м.

Верхняя юра–нижний мел

Буолкалахская свита (J_3 – K_1bul) выделена А. В. Гольбертом и др. в 1981 г. и названа по р. Буолкалах, притоку р. Оленек [22], где описан ее стратотип [75].

На территории листа представлена в разрезах скважин уч. Сындаско, где со стратиграфическим несогласием залегает на верхнеюрских отложениях. Сложена желтовато-серыми, светло-серыми алевритами, глинистыми алевритами с прослоями песков и серых, темно-серых алевритистых глин. Характерно наличие крупных караваеобразных и лепешковидных конкреций известковистых алевролитов и песчаников с углифицированными остатками растений.

В разрезе скв. Р-201 в породах свиты найдены верхневожские комплексы фораминифер *Ammodiscus veteranus* Orb. и *Haplophragmoides emeljancevi* Schl., а также остатки *Aucella fischeriana* Orb., что указывает на развитие здесь лишь средней части свиты. По фаунистическим остаткам в стратотипическом районе и на р. Анабар – (*Hectoroceras kochi*, *Bojarkia mesezhnikovi*, *Dorsoplanites* ex gr. *maximus*) *A. Surites spasskensis* (Nik.), *Borealites suprasubdites* (Bogosl.); *D. Buchia fischeriana* (d'Orb), *B. Volgensis* (Lah.); комплексы фораминифер с *Trochammina septentrionalis*, *Trochammina parviculata*, *Evolutinella emeljanzevi*, *Lenticulina sossipatrovae*, *Globulina* ex gr. *praelacrima*, возрастной интервал буолкалахской свиты определяется как средневожский–берриасский [75].

Мощность свиты в разрезе скв. Р-201 – 57 м.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

Харабыльская свита (K_1hb) выделена А. В. Гольбертом и др. в 1978 г. и названа по р. Харабыл, притоку р. Анабар [22]. Свита прослежена на поверхности между реками Нижняя и Анабар. Стратотип находится на р. Анабар, в окрестностях пос. Юрюнг-Хая [75]. Свита залегает трансгрессивно на палеозойских отложениях, триасе, средней и верхней юре, а также на берриасе (буолкалахская свита). На уч. Сындаско харабыльская свита сложена зеленовато-серыми и темно-серыми песчанистыми глинами и глинистыми алевритами с прослоями алевритов и глинистых песков, редко известняков. Встречаются конкреции известковистых алевритов и известняков с разнообразной фауной. В направлении к борту Хатангско-Ленского прогиба происходит увеличение роли песчаных пород в разрезе, и на р. Попигай свита представлена светло-серыми глинистыми песками с подчиненными прослоями глин. В основании свиты здесь залегает горизонт оолитовой железной руды, переходящей в ожелезненную оолитовую породу (мощностью 2,15 м).

Свита охарактеризована разнообразными органическими остатками: аммонитами, белемнитами, двустворчатые моллюсками, гастроподами, фораминиферами. В детально изученных разрезах по рекам Попигай и Половинная и др. выделены три фаунистические зоны: *Neitollia klimovskiensis*, *Temnoptychites syzranicus*–*Polyptychites michalskii*, *Polyptychites polyptychus* [75], что определяет объем свиты как валанжин. Комплексы фораминифер в породах свиты из разреза скв. Р-201 – *Reinholdella tatarica*, *Hoeglundina caracolla anteriori* – указывают на ранне-средневаланжинский возраст. На р. Попигай базальная часть харабыльской свиты относится к верхним слоям берриаса (зона *mesezhnikovi*). Таким образом, возрастной интервал харабыльской свиты определяется как верхи берриаса–средний валанжин.

Мощность свиты на р. Попигай – 48–105 м, в районе Сындаско – до 200 м.

Балагачанская (K_1bl), тигянская (K_1tg), сангасалинская (K_1sn), рассохинская (K_1rs), огневская (K_1og) свиты описаны выше, см. разд. «Цветковская геологическая площадь».

ПАЛЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Территория листа по типам разрезов кайнозойских отложений подразделяется на три геологических района, выделение которых подчинено морфолитогенетическим зонам покрова четвертичных отложений: Таймыро-Североземельский, Северо-Сибирский и Экваториально-шельфовый Лаптевский. Их число и границы соответствуют районированию, принятому в «Унифицированной региональной стратиграфической схеме четвертичных отложений...», 1983 г.» [75]. В связи с тем, что в пределах Таймыро-Североземельского района отсутствуют палеогеновые и неоген-

новые отложения, а развитые в его пределах четвертичные отложения аллювиального, водно-ледникового и ледникового генезиса в целом схожи с такими же отложениями, развитыми в Северо-Сибирском геологическом районе, в соответствующем разделе записки описание четвертичных отложений для этих двух геологических районов совмещено.

Акваториально-шельфовый Лаптевский район

На территории этого района выделены верхнеолигоцен-миоценовые отложения, которые, согласно данным [179], относятся к сейсмоподкомплексу (Л-У)¹⁺. Верхний олигоцен–миоцен ($P_3^2-N_1$). Отложения этого стратиграфического уровня, представленные чередующимися песками, алевролитами и глинами с пластами бурых углей и галечниками в основании, со структурным несогласием перекрывают подстилающие образования от перми до нижнего мела. Мощность отложений подкомплекса – 350 м.

Северосибирский и Таймыро-Североземельский геологические районы

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА, ПЛИОЦЕН–НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, НИЖНЕЕ ЗВЕНО, НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Плиоцен – нижнеоолейстоценовые нерасчлененные аллювиально-морские образования (amN_2-Q_1 , amN_2-I^*) встречаются на южном побережье Хатангского и Анабарского заливов, на о-ве Большой Бегичев, а также в верховьях р. Суолема. Наиболее полный их разрез вскрыт скважинами на сопредельных площадях на п-ове Челюскин и в бассейне р. Верхняя Таймыра. Нижняя часть разреза охарактеризована плиоценовыми видами фораминифер, остракод и диатомовых водорослей. Среди последних присутствует плиоцен-раннеоолейстоценовый вид *Risosolenia barboi* Brun. Однако граница плиоцена и оолейстоцена зачастую не выражена и проходит в литологически однородных осадках, поэтому данные образования картируются как нерасчлененные. Отложения представлены уплотненными песками с линзовидными прослоями намывного торфа, включением гальки янтареподобных смол, известковистых конкреций, ожелезненными песчаниками. Они залегают на коренных породах нижнего мела и перекрываются аллювиально-морскими тазовско-казанцевскими осадками, морскими и аллювиально-морскими отложениями муруктинского и каргинского горизонтов и современным аллювием. Мощность отложений не превышает 20 м.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные образования распространены практически по всей рассматриваемой площади. Они покрывают плащом неравномерной мощности

* Индекс подразделения на схеме четвертичных образований.

центральную, пониженную, приуроченную к Северо-Сибирской низменности часть площади листа. На северной и южной частях территории листа, относящихся соответственно к горам Бырранга и к окраине Анабарского плато, четвертичные отложения развиты в основном фрагментарно.

Неоплейстоцен

Среднее звено

Образования среднего звена представлены на территории листа ледниковыми образованиями и распространены на рассматриваемой территории весьма незначительно. Выделение отложений двух фаз среднелепесточенового оледенения на данной территории затруднительно, в связи с чем они показаны нерасчлененными, в составе самаровского и тазовского горизонтов.

Ледниковые образования самаровского и тазовского горизонта ($gQ_{II}sm-tz$, $gIIsm-tz$) представлены валунными суглинками с линзами разнозернистых песков мощностью до 8 м. На площади листа ледниковые образования выходят на дневную поверхность на северном берегу Хатангского залива в районе р. Новая. Залегают они на дочетвертичных породах и перекрываются нерасчлененными морскими средне-верхнелепесточеновыми образованиями, а также голоценовыми аллювиальными отложениями.

Среднее и верхнее звенья нерасчлененные

Нерасчлененные отложения среднего и верхнего звеньев развиты на площади листа незначительно. К ним относятся морские и аллювиально-морские образования **верхней части тазовского (времени отступления ледника) и казанцевского горизонтов.**

Морские образования ($mQ_{II}tz^2-Q_{III}kz$, $mIItz^2-IIIkz$) на современной поверхности встречаются на северном побережье Хатангского залива. Залегают они на дочетвертичных породах и на нерасчлененных самаровско-тазовских моренах и перекрываются верхнелепесточеновыми образованиями различного генезиса и голоценовым аллювием. Представлены эти отложения песками желто-серыми, преимущественно тонкозернистыми, алевролитами буровато-серыми глинистыми уплотненными, а также глинами сизовато-серыми. Толща включает разрозненные гальки и валуны, прослои и линзы галечника, угольную крошку, растительный детрит, обломки древесины, комочки смолы, карбонатные конкреции. В породах содержатся различные виды морских моллюсков преимущественно бореально-арктических *Niatella arctica* (Zinne), *Macoma calcarea* (Gmelin), *Mya truncate truncate* Zinne и арктических *Astarte borealis* (Shumher), *A. montagui* (Dillwin), *A. Montagui striata* Leac. Встречены вымершие виды *Cirtodaria jenseae* (Sachs), *Astarte invoeata* Merclin et Petrov. В комплексе микрофауны, содержащем около 50 аркто-бореальных и

бореально-арктических видов преобладают *Retroelphidium hialinum brodniewitz*, *Protelphidium orbiculare* (Brady), *Cassidulina subacuta* (Gud.), *Cribrononion obscurus* Gud, *Cibroelphidium hialinum* (Gud.). Отложения охарактеризованы спорово-пыльцевыми спектрами лесного типа, соответствующими климату, значительно теплее современного. Мощность отложений – до 35 м.

Аллювиально-морские образования ($amQ_{II}tz^2-Q_{III}kz$, $amIIItz^2-IIIkz$) распространены на южном участке территории листа, по побережью Хатангского и Анабарского заливов, в бассейнах рек в них впадающих, а также в пределах береговой зоны о-ва Большой Бегичев. Представлены эти отложения песками, преимущественно мелко- и тонкозернистыми, горизонтально- и диагональнослоистыми, с прослоями и линзами алевритов, галечников, гравийников, растительного детрита, обломками древесины. Известны находки фораминифер и обломки морских моллюсков. Толща залегает на дочетвертичных и плиоцен-нижнелепстоценовых отложениях, перекрывается верхнелепстоценовыми образованиями, а также современным аллювием. Мощность толщи – около 20 м.

Верхнее звено

Отложения верхнего звена широко распространены на рассматриваемой площади и представлены широким спектром образований различного генезиса. На площади листа развиты отложения муруктинского, каргинского и сартанского горизонтов, а также нерасчлененные образования муруктинско-каргинского и каргинско-сартанского возрастов.

Муруктинский горизонт представлен образованиями ледникового и флювиогляциального генезиса.

Ледниковые образования муруктинского горизонта имеют незначительное распространение на территории листа и развиты по северному побережью Хатангского залива, а также в южной части рассматриваемой территории на северном склоне Анабарского щита. Они представлены основной мореной, а также краевыми образованиями муруктинского ледника.

Основная морена ($gQ_{III}mr$, $gIIImr$) представлена валунными суглинками, супесями и глинами темно-серыми и темно-коричневыми, а также валунниками с включениями галечников и песков. В пределах южной части площади листа, на северном склоне Анабарского плато образования основной морены залегают на дочетвертичных породах, а по северному побережью Хатангского залива – на морских средне-верхнелепстоценовых отложениях и на дочетвертичных породах. Перекрываются они муруктинскими флювиогляциальными отложениями, сартанскими озерно-аллювиальными отложениями, а также голоценовым аллювием. Мощность этих отложений – 1–3 м, реже – до 5–10 м.

Краевая морена ($g_kQ_{III}mr$, $gIII_kmr$) развита по северному побережью Хатангского залива и представляет собой краевые аккумулятивные и напорно-аккумулятивные образования двигавшихся с севера ледников. Они сложены несортированным глыбово-валунно-щебнистым материалом

с суглинком, супесью и песком с линзами суглинков и глины. В нижних горизонтах присутствуют дислоцированные и отторгнутые ледником подстилающие породы. Залегают краевые образования на дочетвертичных породах и морских средне-верхнелепистоценовых отложениях. Перекрываются они муруктинскими флювиогляциальными отложениями и голоценовым аллювием. Мощность образований муруктинской краевой морены в основном составляет 30–50 м, иногда достигающая 160 м.

Флювиогляциальные образования ($fQ_{III}mr$, $fIII mr$) развиты по северному побережью Хатангского залива и северному склону Анабарского плато. Они залегают на ледниковых образованиях, а также на морских и аллювиально-морских средне-верхнелепистоценовых отложениях и перекрываются озерно-аллювиальными, аллювиальными и озерно-болотными отложениями. Формировались флювиогляциальные отложения в условиях начавшейся деградации муруктинского ледника и представлены разнообразными водно-ледниковыми образованиями – отложениями внутри- и приледниковых озер и потоков. Внутриледниковые образования располагаются в тыловой части краевых ледниковых сооружений и образуют камовые равнины, сложенные с поверхности галечниками мощностью до 3, редко до 5 м, которые подстилаются песками с прослоями и линзами алеврита, гравия и гальки. Они имеют мощность от первых до 25–30 м, редко до 50 м. Приледниковые отложения приурочены к внешней стороне краевых ледниковых образований и слагают зандровые наклонные равнины, переходящие в долинные зандры. Вблизи краевых морен они представлены галечниками с валунами, прослоями песка и алеврита. По мере удаления от краевых сооружений обломочный материал становится мельче, и галечники сменяются песками и алевритами. Мощность убывает в этом же направлении от 35–15 до 5–3 м. В связи с тем, что в масштабе карты невозможно отдельно показать внутриледниковые и приледниковые образования, на карте флювиогляциальные отложения показаны нерасчлененными.

Нерасчлененные ледниковые и флювиогляциальные образования ($g, fQ_{III}mr$, $g, fIII mr$) показаны на карте там, где их расчленять сложно из-за мелкого масштаба. Представлены они валунными суглинками, валунниками и галечниками с прослоями песка и алевритов мощностью до 50 м.

Муруктинский и каргинский горизонты нерасчлененные на рассматриваемой территории представлены морскими образованиями и ($mQ_{III}mr-kr$, $mIII mr-kr$). Они развиты по побережью Хатангского и Анабарского заливов, а также в бассейнах рек, в них впадающих. Залегают они на дочетвертичных породах, на плиоцен-нижнелепистоценовых нерасчлененных образованиях, а также на морских и аллювиально-морских тазовско-казанцевских отложениях и перекрываются озерно-аллювиальными отложениями, а также голоценовыми озерно-болотными и аллювиальными образованиями. Представлены эти отложения песками с гравием и галькой, галечниками, чередующимися с песками, с гравием, угольной крошкой, прослоями алевритов и глин, растительным детритом. Морские муруктинско-каргинские отложения показаны нерасчлененными из-за мелкого масштаба карты. Мощность отложений – до 20 м.

Каргинский горизонт. Отложения каргинского горизонта на изученной площади представлены аллювиальными и морскими образованиями.

Морские образования каргинского горизонта ($mQ_{III}-kr$, $mIIIkr$) развиты у западной кромки площади листа, на северном берегу Хатангского залива, вблизи р. Сенька. Здесь морские отложения представлены песками разнотернистыми с галькой, гравием, линзами гравийно-галечного материала, прослоями алевритов и намывного растительного детрита. Слоистость горизонтальная, косая и волнистая. В отложениях содержится фауна морских моллюсков, типичная для прибрежной зоны. Преобладает *Hiatella arctica* (Linne), реже встречаются *Astarte borealis* (Schumacher), *Serryptes groenlandicus* (Brugniere) и др. Состав фораминифер указывает на аккумуляцию осадков в прибрежной зоне моря на небольших глубинах в условиях некоторого опреснения. По растительным остаткам здесь были получены определения возраста отложений по C^{14} – от 34 до 36 тыс. лет [27].

Морские отложения каргинского горизонта залегают на дочетвертичных породах и перекрываются озерно-аллювиальными сартанскими и голоценовыми аллювиальными отложениями. Мощность отложений – до 20 м.

Аллювиальные образования ($aQ_{III}kr$, $a_{III}kr$) развиты фрагментарно по рекам Анабар и Попигай, где слагают аккумулятивные или эрозионно-аккумулятивные четвертые надпойменные террасы. Они представлены песками, супесями с прослоями илов, торфов, с обломками древесины, прослоями галечников и включениями галек. Мощность каргинских аллювиальных отложений – до 20 м.

Спорово-пыльцевые спектры, выделенные из каргинских аллювиальных отложений (на сопредельной территории листа S-48, также и из озерных и озерно-аллювиальных каргинских отложений), характеризуются преобладанием пыльцы кустарников с примесью зерен древесных пород, трав, спор мхов и свидетельствуют о формировании отложений в межледниковое время в условиях тундры и лесотундры в климатической обстановке, близкой к современной. Диатомовая флора из озерных и озерно-аллювиальных отложений представлена пресноводными видами различных экологических групп (бентосные, эпифиты, планктонные), преимущественно бореальными и космополитами, реже холодноводными, характеризующими климатическую обстановку теплее современной или близкую к ней. Из разных частей разреза всех генетических подразделений по растительным остаткам получено 102 определения возраста пород по C^{14} – от 47 до 24 тыс. лет, что соответствует каргинскому возрасту [27].

Результаты исследований последующих лет вызвали сомнение относительно общепринятого возраста каргинских отложений. Приведенные радиоуглеродные даты некоторыми исследователями считаются омоложенными [2, 3, 100]. Однако, результаты последних исследований, проведенных на территории сопредельных листов S-48 и T-48 [31], дают радиоуглеродные датировки морских отложений от 31 до 39 тыс. лет, а изученные комплексы фораминифер свидетельствуют о существовании теплой (относительно современного моря) трансгрессии каргинского времени.

Сартанский горизонт представлен комплексом отложений ледникового, водно-ледникового, аллювиального и озерно-аллювиального генезиса.

Последнее оледенение было незначительным по распространению и охватывало лишь предгорья в северной части листа, в наиболее приподнятой части гор. Ледниковые образования представлены здесь основной мореной, а несколько ниже ее по склону развиты образования краевой морены и флювиогляциальные отложения. Ледниковые и флювиогляциальные нерасчлененные отложения показаны на карте там, где их расчленение сложно из-за мелкого масштаба карты.

Основная морена ($gQ_{III}sr$, $gIIIsr$) сохранилась в отдельных долинах и седловинах гор Бырранга, сформирована валунными суглинками. Залегает она на коренных породах или муруктинских ледниковых образованиях и перекрывается сартанскими флювиогляциальными отложениями и голоценовым аллювием. Мощность основной морены – до 10 м.

Краевая морена ($g_kQ_{III}sr$, g_kIIIsr), относящаяся к эпохе максимального развития сартанского ледника, представлена валунными суглинками с линзами песка. На территории листа она развита по юго-западному и восточному обрамлению гор Бырранга и имеет мощность до 50 м.

Ледниковые и флювиогляциальные образования ($g, fQ_{III}sr$, $g, fIIIsr$) представлены валунными суглинками, валунниками, галечниками (мощностью до 60 м).

Флювиогляциальные образования ($fQ_{III}sr$, $fIIIsr$) развиты преимущественно по периферии гор Бырранга, где они формируют небольшие зандровые поля. Представлены эти отложения галечниками с валунами и щебнем, с прослоями песка и суглинка и песками. Они залегают на коренных породах, а также на сартанских и муруктинских ледниковых отложениях. Мощность флювиогляциальных отложений – до 10 м.

Аллювиальные образования ($aQ_{III}sr$, $aIIIsr$) развиты на исследуемой территории незначительно. Они слагают II надпойменную террасу рек Суолема, Анабар, Попигай и др. Представлены эти отложения песками с прослоями гальки и гравия, алевритами с прослойками растительного детрита и торфа и прослоями полигонально-жильного льда. В них встречаются кости мелких бизонов и лошадей. Из растительных остатков получены датировки по C^{14} – от 16 до 12 тыс. лет. Мощность аллювиальных отложений – 5–8, реже до 10–12 м [27].

Озерно-аллювиальные образования ($laQ_{III}sr$, $laIIIsr$) довольно широко развиты в низинной прибрежной зоне Хатангского и Анабарского заливов. В долинах рек их покров отвечает уровню III надпойменной террасы высотой 20–30 м [27]. Залегают они на разновозрастных отложениях – сартанских ледниковых и водно-ледниковых образованиях, морских каргинских, муруктинских и тазовско-казанцевских отложениях, а также на дочетвертичных породах. Перекрываются эти отложения современными аллювием и озерно-болотными образованиями. Представлены озерно-аллювиальные отложения песками тонкозернистыми, горизонтальнослоистыми, алевритами, супесями, иногда глинистыми с прослойками глин, гравия, растительного детрита и торфов. Встречаются кости позднеплейстоценовых млекопитающих и пресноводные моллюски.

По растительным остаткам получены даты по C^{14} – от 23 до 15 тыс. лет [38]. Мощность отложений – до 20 м.

Муруктинский и сарганский горизонты нерасчлененные на рассматриваемой территории представлены комплексом едомных отложений ($L_{ed}Q_{III}mr-sr$, $L_cIII mr-sr$). Это слоистые лессовидные образования с сингенетическими льдами. Представлены они алевритами, глинистыми алевритами, иногда глинами, часто песчаными, супесями, серовато-коричневыми и темно-серыми. Отложения разбиты многочисленными сингенетическими жилами льда, толщина которых варьирует от первых миллиметров до нескольких метров. Едомные образования формировались в перигляциальных условиях и имеют сложный генезис. Предположительно они формировались в результате комплекса эоловых, озерных, озерно-болотных и озерно-аллювиальных процессов, при оседании пылевидно-песчаной составляющей пыльных бурь как на водораздельные, так и на пониженные участки поверхности. Этим в частности может объясняться наличие внутри них и под ними мощных жил льда – захороненных пылевыми отложениями замерзших локальных мелких водоемов. Развиты эти отложения в нижнем течении р. Анабар и в бассейне ее притока – р. Суолема на равнинных водораздельных и пониженных частях, залегая на дочетвертичных породах, плиоцен-нижнео-плейстоценовых аллювиально-морских образованиях, аллювиально-морских тазовско-казанцевских отложениях и отложениях муруктинского ледника, а перекрываются современными аллювиальными и озерно-болотными отложениями. Мощность едомных отложений достигает 35 м.

Голоцен. Голоценовые отложения широко развиты на рассматриваемой территории. В их составе выделяются аллювиальные, озерно-болотные отложения и комплекс морских образований.

Аллювиальные образования (aQ_H , aH) слагают I надпойменную террасу, пойму, ложа русел рек и ручьев. Представлены они песками, алевритами, суглинками с растительным детритом, галечниками, гравийниками с тонкими эпигенетическими жилами льда. Эти отложения располагаются на равнине в пойме крупных рек на абс. отм. до 50 м. Мощность аллювия I террасы – от 6–10 м по малым рекам до 15–18 м по крупным. В спорово-пыльцевых комплексах преобладают травы, присутствуют кустарниковые береза, ольха, ива, споры зеленых мхов. Возраст этих осадков определяется геоморфологическим положением в совокупности с характером спорово-пыльцевых комплексов и абсолютными датировками радиоуглеродным методом. По торфу, растительному детриту и древесине получены даты по C^{14} от 10 до 7 тыс. лет [27].

Аллювий поймы на равнинной части территории песчано-алевритовый, в русловой фации – с прослоями галечников, а в старичной – суглинков, растительного детрита, торфа, с эпигенетическими жилами льда. В горах в русловой фации преобладают галечники, в пойменной – пески. Мощность аллювия поймы – до 10 м. По растительным остаткам получены даты по C^{14} от 6 до 1 тыс. лет [27].

Голоценовые морские образования (mQ_H , mH) на территории суши формируют незначительные по ширине пляжи, косы, приустьевые участки речных долин, открывающихся к морю, а также небольшие

острова. Представлены эти отложения галечниками, песками с прослоями галечников, алевритов, растительного детрита и раковинами морских моллюсков. Часто в этих отложениях, особенно в галечниках присутствуют захороненные обломки стволов деревьев, выносимых реками в море.

Озерно-болотные отложения (l, plQ_H, l, plH) выполняют термокарстовые котловины, сформировавшиеся в поле развития позднео-плейстоценовых отложений, содержащих жильные льды. Представлены они глинистыми алевритами, супесями, с прослоями песка, растительного детрита и торфа и включают маломощные эпигенетические ледяные жилы. Мощность отложений – до 10 м. Изотопные датировки по детриту, торфу и древесине в основном относятся к трем возрастным интервалам: 10–8, 6–5, 4–2 тыс. лет, возможно, фиксирующим периоды более активного развития растительности [38].

Неоплейстоцен, верхнее звено–голоцен. Отложения этого возраста представлены образованиями склонового ряда.

Элювиальные и солифлюкционные образования ($e, sIII-H$) широко распространены в южной части рассматриваемой территории, как на относительно пологих склонах, так и на склонах крутизной до 10–20°. Они формируют маломощный покров по поверхности коренных отложений, часто осложненный формами мезо- и микрорельефа – булгунями, буграми пучения и др. Элювиальные и солифлюкционные образования представлены смесью алевритов с примесью песков с обломочным материалом местных коренных пород: щебнем, дресвой и глыбами. Мощность этих образований – 1–3, редко до 5 м.

Делювиальные и солифлюкционные образования ($d, sIII-H$) характерны для горных склонов средней крутизной 10–20° и слабовыпуклых гряд и вершин. Развита они и по речным и озерным берегам в местах выходов слаболитифицированных докайнозойских пород. Они представляют собой суглинисто-щебнистый, с песком и дресвой плащ с поверхностью, осложненной оплывами, натечными буграми и буграми пучения. Мощность делювиальных и солифлюкционных образований – 1–3, редко до 5 м.

Элювиальные и десерпционные образования ($e, drIII-H$) развиты в северной части территории на вершинных и склоновых участках гор. Они формируют маломощный покров, на склонах часто слабо-волнистый. Представлены они алевритами и песками с включением щебня, дресвы и глыб. Мощность этих образований 1–3 м, редко более.

Десерпционные и солифлюкционные образования ($dr, sIII-H$) распространены на северо-западе территории листа – в пределах Северо-Таймырского нагорья и в южной части территории – в предгорьях Анабарского плато. Они слагают тонкий плащ, поверхность которого осложнена мерзлотными и натечными буграми, волнистыми оплывами; часто усыпанный дресвой и щебнем. Представлены они алевритами, щебнем, дресвой, глыбами мощностью 1–3 м, редко более.

Коллювиальные и десерпционные образования ($c, drIII-H$) развиты в северной части территории листа в пределах возвышенной части Северо-Таймырского нагорья. Они покрывают крутые (круче 25°) склоны

и представляют собой легкоподвижные глыбовые или глыбово-щебнисто-дресвяные породы с алевритистым заполнителем в нижней части. Мощность – от 1 до 5 м и редко более.

Десерпционные образования (drIII–H) формируют шлейфы в нижней части склонов гор. Их грубообломочные разности образуют курумы. Представлены они глыбами, щебнем, дресвой, мелкоземом. Мощность этих отложений – 1–5 м, редко более.

Акваториально-шельфовый геологический район

Лаптевская геологическая площадь

На территории листа выделение генетических таксонов морских образований ранга «тип», а при наличии достаточных данных – «подтипа», осуществлялось согласно принятой классификации морских шельфовых отложений [60]. Донные отложения юго-западного сектора Лаптевоморского мелководного шельфа представлены морскими (мариний), волновыми (ундалувий), флювиальными, аллювиально-морскими и нефелоидными образованиями. Состав и мощность этих отложений базируется на данных по бурению [148] и результатах собственных работ по опробованию донных отложений Хатангского и Анабарского заливов.

Морские отложения (нерасчлененные) ($^s m Q_H$, $^s m H$) входят в состав сейсмоакустического комплекса **D** и формируются плащеобразно на дне акваториальной части моря Лаптевых, прилегающей к Хатангскому и Анабарскому заливам, на глубинах, превышающих 20 м. Они представлены глинами, алевритами и песками мощностью до 15 м.

Волновые отложения ($mv Q_H$, $mv H$) выделяются в пределах прибрежной полосы до глубин 8–10 м, т. е. в зоне волнового и приливно-отливного воздействия. Представлены глинами илистыми (в бухтах), алевритами, разнородными песками, миктитами, местами с зёрнами углей, общая мощность – до 15 м.

Флювиальные (течениевые) отложения ($mf Q_H$, $mf H$) приурочены к тальвегам подводных ложбин (местами каньонобразных – в бухтах Нордвик и Кожевникова), являющимися праруслами рек Хатанга, Анабар и Тикян-Урях. В заложении каньонобразных ложбин не исключена и неотектоническая составляющая. Установленные границы развития данного типа отложений приурочены к береговым валам и продольным песчаным лентам, четко выразившихся на профилях при анализе батиметрических данных [137] и построении схемы рельефа поверхности дна. Появление участков с поперечными песчаными волнами свидетельствует о затухании скорости течений, участки картируются предполагаемыми границами. Характерными представителями этого типа отложений являются алевриты и разнородные пески, местами крупнозернистые с гравием и галечником на участках интенсивного размыва. Общая мощность – до 15 м.

Нефелоидные образования (лагунная фация) ($m_{\text{H}}Q_{\text{H}}$, $m_{\text{H}}H$) имеют тенденцию к формированию только в пределах закрытых участков заливов и бухт в спокойной гидродинамической обстановке с застойными условиями осадконакопления. Выделение данного генетического подтипа морских образований связано исключительно с региональной спецификой строения берегов и климатическими условиями современного седиментогенеза. Береговая линия характеризуется сильной изрезанностью с большим количеством фьордообразных бухт и заливов, являющихся чаще всего конечными водоемами стока, где отлагается весь приносимый материал. Болотистые берега водотоков и акватории подвержены активным термоабразионным процессам с вымыванием органогенного материала растительного происхождения и привноса его в акватории лагун. За счет взмучивания данного материала формируются взвеси с последующим отложением *in situ* на подветренных участках. Для этих осадков характерна тонкая слоистость, они представлены в основном разжиженными илами мощностью до 1 м.

Аллювиально-морские отложения (дельтовая фация) ($am_{\text{d}}Q_{\text{H}}$, $am_{\text{d}}H$) наблюдаются в виде узких полос на подводном продолжении современных долин крупных рек. Они представлены илстыми глинами, алевритами, песками с растительным детритом и угольной крошкой, микритами. Мощность отложений – до 5 м.

ЛИТОЛОГИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МОРСКОГО ДНА

Литологическая карта поверхности морского дна акватории листа S-49 построена по данным гранулометрического анализа 48 проб, отобранных дночерпателем. Также привлекались визуальные описания грунтов, которые послужили основным источником сведений о наличии включений в донных отложениях. Ввиду малого количества данных, в северо-восточной части акватории и вдоль побережья п-ова Таймыр использованы типы грунтов с морских карт (масштабы 1 : 200 000 и 1 : 500 000).

В акваториальную часть листа S-49 входит мелководная юго-западная часть моря Лаптевых, включая заливы Хатангский и Анабарский. Рельеф дна акватории выровненный, сглаженный, с большим количеством песчаных банок. Глубины превышают 30 м лишь в отдельных понижениях рельефа. Берега преимущественно отмелые, сложенные песчаными, алевро-песчаными осадками. Широко распространены аккумулятивные формы рельефа в прибрежной зоне – бары, пересыпи, косы.

Современные терригенные отложения акватории представлены обводненными неуплотненными, иногда текучепластичными осадками с примесью растительного детрита, выносимого реками Хатанга и Анабар с обрамляющей суши, и редкими включениями ракушечного детрита. Цвет алевропелитовых осадков в основном с оттенками коричневого (желто-, серовато-, зеленовато-коричневые) и серого (желтовато-, зеленовато-, коричневатого-серые), песчаные осадки преимущественно желтого и серо-желтого

цвета. Донно-каменный материал представлен галькой, гравием, дресвой и щебнем.

Областями сноса терригенного материала в акваторию является обрамляющая суша и о-в Большой Бегичев. Поставщиками осадочного материала в акваторию являются реки Хатанга и Анабар. По данным А. И. Бурдыкиной [104], общий сток взвешенного и растворенного вещества, вносимого р. Хатанга в акваторию, составляет 8,3 млн т в год. Речным стоком в акваторию выносятся в основном тонкодисперсный материал, основная часть более крупных частиц оседает в приустьевой части реки. Часть этого материала переносится вдольбереговыми потоками. Также источником поступления материала являются размываемые участки дна, которые отмечены в западной части п-ова Юрюнг-Тумус. Волновое воздействие и ледовый разнос не играют особой роли в поставке осадочного материала, так как акватория почти круглогодично находится под ледовым покровом. Распределение современных отложений контролируется приливо-отливными и придонными течениями.

ОБРАБОТКА И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДАННЫХ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Гранулометрический состав является наиболее информативным признаком осадка, служит достаточно надежным индикатором условий осадконакопления. Для изучения фракционной структуры донных осадков и оценки ее латеральной изменчивости рассчитаны значения основных статистических параметров, таких как средний размер частиц, стандартное отклонение и сортированность осадка, что позволяет делать более обоснованные геологические выводы.

Средний размер частиц рассчитан как показатель энергии среды седиментации, зависящий от крупности исходного материала и интенсивности воздействия на осадок гидродинамических факторов [76]. На акватории преобладают осадки мелкоалевритовой размерности (0,01–0,05 мм).

Стандартное отклонение (σ) – параметр, отражающий статистический смысл распределения частиц по среднему размеру. Характеризует меру устойчивости во времени гидродинамики среды [76]. Значения, превышающие фоновые на 2–3 σ соответствуют зонам с интенсивной стабильной гидродинамикой, здесь происходит размыв, вынос более мелкого материала. Значения ниже фоновых характеризуют участки со слабой гидродинамической активностью, где в основном преобладают процессы аккумуляции.

Сортированность. Как показатель меры сортированности был рассчитан коэффициент нормированной энтропии. Коэффициент (H_g) предложен С. И. Романовским [76] для оценки сортированности осадка в пределах всего интервала размерностей (от глин до песков). На акватории преобладают умеренно ($H_g = 0,25–0,5$) и плохо сортированные ($H_g = 0,5–0,75$) осадки, что выражается в широком распространении бигранулярных осадков и миктитов.

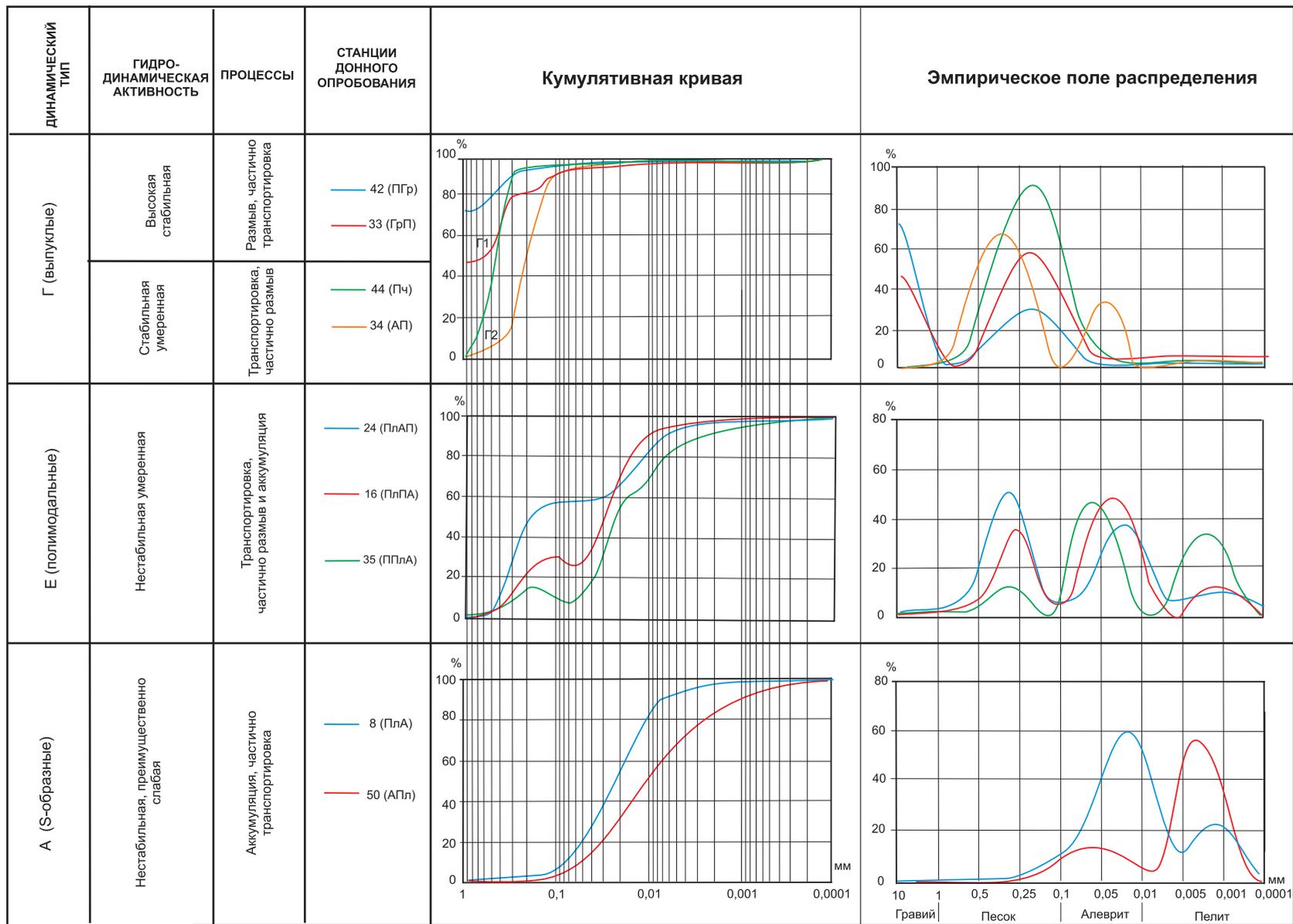


Рис. 2. Зависимость гранулометрического состава осадков от гидродинамических условий.

По данным гранулометрического анализа по методике, предложенной В. И. Гуревичем [108], построены кумулятивные кривые (рис. 2.), позволяющие выделить динамические типы донных отложений без расчета скоростей придонных течений.

Все многообразные кумулятивных кривых сведено к трем типам: Г, Е, А. Подтипы Г1 и Г2 выделены по содержанию гравийной фракции в осадке.

Выпуклая кривая *подтипа Г1* характеризует осадки, сформировавшиеся в условиях высокой стабильной гидродинамической активности, где преобладают процессы размыва и частичной транспортировки. Аккумуляция осадков в основном отсутствует. Гранулометрический состав отложений – ПГр, ГрП.

Процесс седиментации для кривой *подтипа Г2* характеризуется транспортировкой, частично размывом и аккумуляцией в условиях стабильной умеренной гидродинамики. Характерный гранулометрический состав осадков – П, А, АП, ПА.

Полимодалная кумулята *типа Е* обычна для осадков, образовавшихся при транспортировке, частичных размыве и аккумуляции в условиях нестабильной, преимущественно умеренной гидродинамической активности. Гранулометрический состав осадков – миктиты мелкообломочные.

Для S-образной кумулятивной кривой *подтипа А* преобладающим процессом седиментации является аккумуляция и частично транспортировка в условиях нестабильной преимущественно слабой гидродинамики. Характерный гранулометрический состав осадков – ПлА, АПл.

Выделенные динамические типы отложений отражают особенности гидродинамических режимов и, как следствие, преобладающие процессы седиментации.

Гранулометрические типы осадков

Гранулометрический состав является основным классификационным признаком современных донных отложений. Для характеристики гранулометрического состава морских осадков применялась системная десятичная метрическая классификация ВНИИОкеангеология, в соответствии с которой на литологической карте поверхности морского дна выделены осадки четырех гранулометрических типов: моногранулярные, бигранулярные, тригранулярные и полигранулярные (Инструкция, 2006).

Моногранулярные (однородные) осадки, сложенные на 75% и более одной доминирующей фракцией, представлены песками и алевритами. Среди моногранулярных осадков выделяются **моногранулярные чистые**, где содержание господствующей фракции составляет более 85%. Осадкам соответствует одномодалное эмпирическое поле распределения.

Моногранулярные песчаные осадки (П), в том числе пески чистые (П_р), развиты вдоль побережья п-ова Таймыр, о-вов Большой Бегичев, Преображения, вдоль западного берега п-ова Нордвик и северной части п-ова Хара-Тумус. Основные площади развития песков ограничены глубинами 10 м. Размерный состав песков мелко-среднезернистый, минеральный состав – кварц-полевошпатовый. Моногранулярные пески достаточно часто

переходят в чистые осадки с содержанием песчаной фракции более 85%. Содержание песчаной фракции в осадках составляет 76–94%, отмечается примесь гравийного (5–10%) и алевритового (5–8%) материала.

Пески слагают узкую полосу вдоль побережья бух. Нордвик и бух. Отмелая. В данных осадках отмечается практически полное отсутствие включений ДКМ из-за их расположения в кутовой части бухты – зоны ослабленного гидродинамического режима, где они формируются лишь под воздействием приливо-отливных течений.

Осадки соответствуют динамическому подтипу Г2, формируются в условиях стабильной умеренной гидродинамики. Преобладают процессы транспортировки и частичного размыва материала, что способствует формированию хорошо сортированных осадков ($H_g = 0,05–0,25$). Средний размер частиц соответствует алевриту крупному (0,05–0,1 мм), стандартное отклонение превышает фоновое на 1–2 σ .

Часто с районами развития песков связаны повышенные количества биогенного материала, а также встречаются обломки каменного угля.

Моногранулярные алевриты (А) закартированы в бух. Нордвик и в юго-западной части акватории листа. Содержание алевритовой фракции составляет (%) 75–80, как примесь присутствует песок – до 15 и пелит – до 10. Формирование осадков обусловлено стабильной умеренной гидродинамикой придонного слоя, скорости которой не хватает для переноса песчаных частиц, в то время как более мелкие пелитовые частицы выносятся и отлагаются дальше. Средний размер частиц равен 0,0052–0,0076 мм. Сортировка осадков умеренная ($H_g = 0,26–0,32$), характерна выпуклая форма кумулятивной кривой, осадки соответствуют динамическому подтипу Г2.

Бигранулярные (переходные) осадки сложены преобладающей (от 50 до 75%) и дополняющей (25–50%) размерными группами фракций. Эти отложения представлены гравийными, песчаными, алевритовыми и пелитовыми разновидностями.

Песчаный гравий (ПГр) развит у берегов о-ва Большой Бегичев. Вдоль южного берега острова содержание (%) гравийной фракции составляет 50–52, песчаной – 30–45, примесь алеврита – 10–15. Вдоль северо-восточного берега острова содержание гравия достигает 70%, песчаной фракции – 27%. Средний размер частиц соответствует песку мелкому (0,17–0,25 мм), стандартное отклонение превышает фоновое на 2–3 и более 3 σ , что свидетельствует о преобладании процессов размыва. Сортировка осадков умеренная ($H_g = 0,35–0,44$).

Гравийные пески (ГрП) развиты вдоль мыса Нордвик, п-ова Юрюнг-Тумус, а также слагают подводный бар около о-ва Малый Бегичев. Формирование бара обусловлено особенностями гидродинамического режима – «волновой тенью», образуемой о-ва Малый Бегичев [48]. Содержание песчаной фракции в осадках достигает 60–70%, гравийной – 25%. Средний размер частиц соответствует крупному алевриту (0,05–0,1 мм), стандартное отклонение превышает фоновое на 2–3 σ , преобладают процессы размыва. Сортировка осадков умеренная ($H_g = 0,30–0,45$).

Песчано-гравийные и гравийно-песчаные осадки соответствуют динамическому подтипу Г1, формируются в условиях стабильной интенсивной

гидродинамики. Граница этих осадков практически совпадает с границей зоны интенсивного волнового воздействия.

Алевритовые пески (АП) достаточно широко развиты на акватории до глубин 10 м, местами до 20 м, закартированы вокруг о-ва Большой Бегичев, в Восточном проливе, а также предположительно выделены на банке Русанова. Гипсометрически выше алевритовых песков располагаются моногранулярные пески, а глубже – песчаные алевриты и алевритовые миктиты. Содержание песчаной фракции в алевритовых песках изменяется от 55 до 74%, алеврита – от 25 до 43%, отмечается примесь пелита менее 10%. Характерна выпуклая форма кумулятивной кривой. Средний размер частиц равен 0,012–0,025, что соответствует мелкому алевриту. Стандартное отклонение не превышает фоновое. Осадки умеренносортированные ($H_g = 0,34–0,45$).

Песчаные алевриты (ПА) выделены в бух. Нордвик, в Анабарском заливе и в юго-восточной части акватории. Они связаны фаціальными переходами с алевритовыми песками и моногранулярными алевритами. Содержание алевритовой фракции в осадке изменяется от 51 до 62%, песчаной – от 35 до 44%, примесь пелита – менее 10%. Средний размер частиц равен 0,008–0,002 мм, стандартное отклонение не превышает фоновое.

Алевритовые пески и песчаные алевриты соответствуют динамическому подтипу Г2, формируются в условиях стабильной гидродинамической активности при преобладании процессов транспортировки и частичных размыва и аккумуляции, что приводит к формированию умеренносортированных осадков.

Пелитовые алевриты (ПЛА) встречаются в центральной части Хатангского залива и в отдельных понижениях рельефа, где глубины превышают 30 м, также в Восточном проливе между о-вом Большой Бегичев и п-овом Нордвик. При этом поля пелитовых алевритов, подчиняясь батиметрической зональности, располагаются гипсометрически ниже песчаных алевритов и алевритовых миктитов. Содержание алевритовой фракции в осадках – 52–64%, пелитовой – 23–45%, примесь песка – до 4–12%.

Алевритовые пелиты (АПл) незначительно развиты на акватории. Закартированы в бух. Кожевникова, где они формируются в спокойных затишных условиях, на глубинах менее 10 м, и в северо-восточной части площади листа, где глубины превышают 30 м. Содержание пелитовой фракции в осадке составляет 50–70%, алеврита – 20–47%, примесь песка – 2–10%.

Пелитовые алевриты и алевритовые пелиты соответствуют динамическому типу А, формируются в условиях нестабильной, преимущественно слабой гидродинамики, с преобладанием процессов аккумуляции, о чем свидетельствует плавная S-образная кумулятивная кривая, без резких перегибов. Средний размер частиц соответствует пелиту среднему (0,002–0,005 мм), стандартное отклонение ниже фонового, осадки умеренносортированные.

Наличие ледового покрова способствует дифференциации материала на незначительных глубинах, что приводит к формированию пелитовых алевритов и алевритовых пелитов на глубинах, где обычно сохраняется только крупнозернистый материал, а тонкодисперсный вымывается.

Тригранулярные осадки (миктиты), состоящие из трех фракционных групп, и **полигранулярные (полимиктиты)**, сложенные четырьмя и более фракциями, относятся к смешанным осадкам и содержат взаимодополняющие размерные группы фракций в количестве от 25 до 50% каждая, сопутствующие – от 10 до 25%.

На карте выделяются следующие разновидности миктитов: пелито-алеврито-песчаные (ПлАП), алеврито-пелито-песчаные (АПлП), пелито-песчано-алевритовые (ПлПА), песчано-пелито-алевритовые (ППлА). Эти осадки связаны фаціальными переходами между собой, бигранулярными и моногранулярными осадками. Масштаб карты и обеспеченность фактическим материалом не позволяет более достоверно выделить и проследить фаціальные переходы между гранулометрическими разностями. Средний размер частиц равен 0,007–0,02. Кривые распределений характеризуются многовершинным строением, с максимумами в соответствующих разностях. Кумулятивная кривая типа Е указывает на формирование осадков в условиях нестабильной, преимущественно умеренной гидродинамики, где происходит перемешивание, транспортировка материала, ухудшается сортировка осадка ($H_g = 0,58–0,78$).

Анализ латеральной изменчивости типов донных осадков показал, что на изученной акватории в основном доминируют осадки переходного типа, на их долю приходится более 50% площади дна, среди них преобладающим типом осадка является пелитовый алеврит. Осадки акватории в основном умеренно и плохо сортированы.

На процессы современного осадконакопления в акватории, кроме рельефа дна и гидродинамики среды, определяющую роль оказывает речной сток рек Хатанга и Анабар. Специфической чертой, присущей данному региону, является наличие многомесячного ледового покрова, который позволяет тонкозернистому материалу осаждаться на незначительных глубинах.

МАГМАТИЗМ

НЕСТРАТИФИЦИРОВАННЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивные образования занимают ограниченную площадь на листе S-49. Они представлены магматическими телами, сложенными породами разнообразного состава – от ультраосновных пород до кислых, расчленение которых на комплексы проведено на базе зональной Таймыро-Североземельской Легенды ГК-1000/3 РФ, утвержденной в НРС при ВСЕГЕИ 29.12.2005 г. На рассматриваемой территории выделяются интрузивные комплексы среднекаменноугольно-триасового этапа тектоно-магматической активизации региона. Интрузии развиты в трех геологических районах: Южно-Бырангском, Цветковско-Нордвикском и Лено-Анабарском.

ПОЗДНЕПЕРМСКО-ТРИАСОВЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Наиболее широкое распространение на рассматриваемой территории в пределах гор Быранга и северной окраине Анабарской антеклизы получили интрузивные образования позднепермского–триасового возраста. В Южно-Бырангском геологическом районе широко развиты интрузии основного состава, подразделяемые на ряд комплексов: раннетриасовые – бырангский долеритовый, левлинский пикритовых габбродолеритов и среднетриасовые – дябкатаринский плагиоверлит-габбродолеритовый и восточнотаймырский субщелочной диорит-габбродолеритовый. Кроме того, на этой территории выделен средне-поздетриасовый озеротаймырский комплекс инъекционных карбонатных тектонитов и метасоматитов.

На возвышенности Тулай-Киряка Цветковско-Нордвикского района выделяется крупная гранитная интрузия тулайского комплекса, возраст которой сегодня определен как раннетриасовый.

На северном склоне Анабарской антеклизы активно проявился магматизм триасового цикла тектоно-магматической активизации Сибирской платформы. Раннетриасовые интрузии катангского комплекса габбродолеритового наиболее широко развиты среди пермских терригенных и пермско-триасовых вулканогенных образований. Ранне-среднетриасовые трахидолеритовые дайки блуднинского комплекса распространены гораздо

меньше и сконцентрированы в основном на площади выходов кембрийских отложений. Кроме того, отмечаются крупные дифференцированные тела центрального типа габбро-диорит-сиенитового состава ланктохотского комплекса ранне-среднетриасового возраста.

Силлы и дайки интрузий основного состава хорошо проявлены в рельефе как узкие гряды с крутыми склонами, образованные скальными выходами и крупноглыбовыми курумами долеритов или габбродолеритов. В ядрах складок силлы бронируют водораздельные поверхности. На дистанционной основе малые интрузивные тела дешифрируются в виде узких рельефных полос или полигонов со светло-серым шагренывым фототонном.

Долериты и габбродолериты обладают следующими физическими свойствами: плотность 2,78–2,94 г/см³, магнитная восприимчивость 50–260 × 10⁻⁵ ед. СИ, остаточная намагниченность 23–291 × 10⁻² а/м, удельное электрическое сопротивление 5800–37 300 Ом·м, естественная радиоактивность 3–8 мкР/ч.

Южно-Быррангский геологический район

Озеротаймырская геологическая площадь

Быррангский комплекс долеритовый (βT_{1b}) выделен Н. Н. Нагайцевой в 1975 г. [131, 132].

Объединяет многочисленные интрузии долеритов, широко распространенные среди верхнепалеозойских отложений в пределах Южнобыррангской геологической площади. Долериты здесь образуют многоярусные ассоциации параллельных силлов (до 20, в среднем 10–12) мощностью 5–80 м (в среднем 10–15 м), длиной до 20 км и более. Единичные силлы долеритов мощностью не более 15–20 м обнаружены также среди пермских образований на Чернохребетнинской площади.

Преобладают недифференцированные интрузии оливиновых, оливиносодержащих и безоливиновых долеритов с пойкилоофитовой, долеритовой и микродолеритовой структурами. Более редки силлы оливиновых меланодолеритов и гломероплагифировидных долеритов.

Долериты содержат в переменном количестве (%): плагиоклаз-лабрадор – 40–65, оливин-хризолит-гиалосидерит – 0–20, пироксен-энстатит-диопсид – 24–28, магнетит – до 5, вторичные минералы – 1–11.

По соотношению основных петрохимических параметров долериты быррангского комплекса (табл. 5) принадлежат к группе умереннокремнеземистых (SiO₂ – 47–52%) умереннокалиевых (K₂O – 0,46–1,09%) основных пород низкощелочного ряда калиево-натриевой (Na₂O/K₂O = 1,5–3,5) серии (тип 22 по данным [20]). Преобладающая часть долеритов относится к умеренномагнезиальным (MgO – 6–9,3, в среднем – 7,88%) умеренножелезистым (F – 47–65,58) умереннотитанистым (TiO₂ – 0,98–1,56%) мезократовым (f' – 18–20) умеренноглиноземистым (al' – 0,75–0,85) разновидностям основных пород. Высокомагнезиальными (MgO – до 13%), низкоглиноземистыми (al' – 0,5) являются оливиновые меланодолериты (f – 24–25). Повышенная глиноземистость (al' – 0,9–1) свойственна плагио-

Химический состав долеритов быррангского комплекса

№ п/п	Номер образца	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Σ	V	Cr	Ba
1	76016/11	47,3	12,2	0,92	2,83	7,7	0,17	13,2	10,4	1,31	0,39	0,084	2,75	100	0,02	0,1	0,023
2	86027/2	49,2	14,9	0,95	1,83	8,44	0,17	9,66	11,5	1,68	0,44	0,082	0,38	100	0,021	0,044	0,02
3	86001/2	47,5	9,75	1,72	1,47	9,86	0,18	9,5	13,6	1,79	0,49	0,15	3,13	100	0,04	0,043	0,026
4	86027/5	49,5	15,6	0,98	1,64	8,07	0,16	8,64	11,2	2,06	0,72	0,1	0,45	100	0,019	0,037	0,032
5	76020	48,7	15,5	1,1	1,55	9,41	0,18	8,25	11,4	1,7	0,46	0,11	0,77	100	0,022	0,017	0,019
6	76025/1	48,5	15,4	1,19	3,51	7,92	0,18	7,81	9,4	2,18	0,56	0,12	3,1	100	0,026	0,016	0,044
7	46176/1	49,8	15,2	1,17	2	8,82	0,18	7,77	10,7	1,92	1,03	0,12	0,71	100	0,023	0,011	0,039
8	46159/1	48,9	15,5	1,14	1,32	9,41	0,19	7,61	9,96	2,02	1,25	0,12	1,73	100	0,023	0,015	0,047
9	76029/2	49,2	14,5	1,14	2,25	8,22	0,17	7,58	9,86	3,07	0,76	0,12	2,47	100	0,023	0,014	0,036
10	86022	49,6	15,1	1,15	1,69	9,12	0,18	7,46	11,3	1,96	0,67	0,12	0,69	100	0,023	0,013	0,028
11	86031	48,9	15,2	1,19	2,98	7,17	0,16	7,26	11,8	2,02	0,82	0,12	0,99	99,4	0,023	0,022	0,047
12	86024/1	48,8	14,5	1,56	1,8	10,8	0,22	6,79	9,14	2,02	1,09	0,17	2,11	100	0,027	0,012	0,084
13	76019/4	49,7	14,8	1,2	1,88	9,12	0,17	6,75	10,9	2,3	0,65	0,15	0,82	99,4	0,022	0,012	0,026
14	26011 в	47,2	14,1	1,61	4,15	7,02	0,16	7,78	13,1								
15	26017	48,3	16,2	1,01	10,5		0,15	6,13	11,2	2,83	0,66	0,066	1,99	100	0,027	0,0077	0,05

Примечание. $al' = Al_2O_3 / (FeO + Fe_2O_3 + MgO)$; $X_2 = 100(Na_2O + K_2O) / (Na_2O + K_2O + CaO)$;

$Kф = 100 (FeO + Fe_2O_3) / (FeO + Fe_2O_3 + MgO)$; $f = FeO + Fe_2O_3 + MgO + TiO_2$.

Образцы из коллекций **14, 15** – В. Н. Егорова , **7, 8** – А. В. Гавриша , **1, 5, 6, 9, 13** – В. Ф. Проскурнина , **2–4, 10–12** – И. Н. Мозоловой.

Pz	2,76	2,65	1,17	1,81	2,18	1,28	1,83	2,81	1,16	2,81
Nd	11,7	11,6	6,15	7,46	9,83	6,06	8,41	11,8	5,92	11,2
Sm	2,96	3,27	2,17	2,06	2,76	2,18	2,41	2,92	2,18	2,9
Eu	0,91	1,1	0,84	0,82	1	0,76	0,78	0,96	0,81	0,96
Gd	3,27	3,67	3,26	2,58	3,22	2,66	2,73	3,44	2,64	3,49
Tb	0,56	0,62	0,64	0,48	0,61	0,54	0,49	0,6	0,55	0,57
Dy	3,14	4,21	4,24	2,88	3,67	3,45	3,22	3,44	3,44	3,66
Ho	0,72	0,97	0,97	0,61	0,8	0,82	0,68	0,81	0,75	0,76
Er	1,95	2,46	2,84	1,69	2,18	2,35	1,89	2,15	2,12	2,02
Tm	0,28	0,35	0,42	0,24	0,31	0,34	0,29	0,32	0,31	0,29
Yb	1,76	2,47	2,67	1,5	0,09	2,26	1,88	0,93	2,02	2,06
Lu	0,3	0,35	0,4	0,24	0,29	0,36	0,27	0,32	0,31	0,31
Hf	2,53	2,44	1,89	1,68	2,43	1,71	1,76	2,52	1,75	2,74
Ta	0,35	0,3	0,19	0,18	0,26	0,22	0,23	0,33	0,14	0,3
W	0,56	< 0,15	0,2	3,3	0,18	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5
Pb	2,41	8,1	5,59	9,57	14,5	7,6	7,78	10,6	6,82	13,3
Th	1,68	1,49	0,68	0,93	1,26	0,77	0,9	1,7	0,39	1,7
U	0,63	0,55	0,26	0,18	0,61	0,27	0,36	0,62	0,15	0,62
Tl	< 0,05	0,19	< 0,5		0,075					

1 – оливиновый меладолерит: **2, 3, 4, 7** – оливиновый долерит: **5, 10** – оливинсодержащий долерит: **9–10** – плагиопорфировый долерит. Образцы из коллекций: **6, 9** – В. Н. Егорова, **5** – В. В. Межубовского, **1, 7, 8** – В. Ф. Проскурнина, **2, 3, 4** – И. Н. Мозолевой.

порфиroidным долеритам и лейкократовым (f – 16) безоливиновым долеритам.

Точки составов долеритов на диаграмме A–S **ложатся в поле толеитовых базальтов и толеитовых оливиновых базальтов.** Тренд дифференциации в ряду от оливиновых меланодолеритов до безоливиновых долеритов $MgCaCrNiCo \leftrightarrow SiAlKNaP$ при Feconst соответствует боуэновскому.

По сравнению с кларками основных пород долериты (табл. 6) слабо обогащены хромом, никелем, кобальтом, цинком, свинцом, но обеднены титаном, ванадием (Кк 0,5), литофильными редкими элементами крупноионными – рубидием (Кк 0,34), стронцием (0,5) кроме бария (Ba), высокозарядными – ниобием, танталом, гафнием (Кк 0,6), цирконием (0,43), иттрием (0,7), радиоактивными – торием, ураном (0,4–1) и редкими землями как легкими (0,3–0,5), так и тяжелыми (0,6–0,7) за исключением иттербия и тулия, концентрации которых близки к кларкам основных пород.

Кривые распределения нормализованных по хондриту содержаний РЗЭ имеют двоякий характер – для преобладающей части долеритов свойственны «нисходящий» (от 18–25 до 6–8 хондритовых норм) тип кривых, подчеркивающий преобладание РЗЭ церовой группы над иттриевыми. Нормализованные по хондриту отношения $La/Yb = 2–2,7$, $La/Sm = 1,5–1,6$, $Ce/Yb = 1,8–2,4$. Порфиroidные долериты отличаются «примитивным хондритовым» профилем распределения РЗЭ на уровне ≈ 10 хондритовых норм: La/Yb La/Sm Ce/Yb 0,9–1,1.

Геохимическая специализация долеритов в среднем слабая халькофильно-сидерофильная (Кк): Cr 0,5–4,3 в среднем 1,3; Ni 1,1–1,9, 1,5; Co 1,8; Cu 1,14; Zn 1,2; Pb 1,2; Cr/Ni = 2, Ni/Co = 2, Ni/Cu = 1, Cu/Zn = 0,8–0,9.

Обнаруженные единичные сильные аномалии цинка (Кк 7,8), свинца (12) и золота (2,8) связаны со вторичными изменениями долеритов.

По петрографическим и петрохимическим признакам долериты быррангского комплекса комагматичны базальтам зверинской свиты и нижнебетлинской подсвиты (T_1) и так же, как базальты характеризуются прямой намагниченностью.

Долериты быррангского комплекса сопоставляются с однотипными образованиями катангского комплекса на северо-западе Сибирской платформы.

Левлинский комплекс пикритовых габбродолеритов ($\omega T_1 D$) выделен в 1985 г. на р. Левли [131] и представлен ассоциацией интрузивных тел (силлы, лополиты, реже дайки), сложенных преимущественно пикритовыми габбродолеритами. В петротипическом районе интрузии данной группы полого секут силлы долеритов быррангского и трахидолеритов тарисеймитаринского комплексов и в свою очередь секутся дайками верхнетаймырского комплекса.

На рассматриваемой территории интрузии левлинского комплекса распространены на Южнобыррангской площади. Они установлены в южной части Быррангских гор в полосе северо-восточного простирания (10×100 км²), прослеживающейся от верховьев р. Подкаменная до левобережья р. Чернохребетная) т. н. 26019, 8606/8 и др.), а также в среднем течении р. Кульдима (т. н. 46140), в верховьях рек Северная и Каменистая (т. н.

16080, 46081, 46066, 46070 и др.). Интрузии представлены силлами небольшой мощностью до 10–20 м, редко 50 м, однородного строения, нередко образующими 2–3-ярусные постройки (верховья р. Подкаменная), приуроченные к крыльям крупных антиклинальных структур. Вмещающими являются породы турузовской свиты (C₂–P₁) в юго-восточной части Южнобыррангской площади и быррангской (P₁) – в северо-западной.

Пикритовые габбродолериты – среднезернистые породы с гипидиоморфной и панидиоморфной структурой и характерной матрацевидной отдельностью, сложены оливином (хризолит Fa_{17–19} с NiO не менее 0,7%) 38–40%, плагиоклазом № 55–61 – 25–30%, клинопироксеном (диопсид, диопсид-авгит En_{42–44}Wo_{48–50}Fs_{6–10}) – 14–24%, ортопироксеном (Fs_{20–22}) – 1–4%, биотитом – 1–5%, аксессуориями (пирротин, петландит, халькопирит, магнетит).

Химический состав их приведен в табл. 7. По химическому составу проанализированные образцы соответствуют петротипу. Породы относятся к низкокремнеземистому умереннокалиевому ультрамагнезиальному типу (421 по данным [18a]) миаскитовых основных пород низкощелочного ряда калиево-натриевой (Na₂O/K₂O = 2) серии весьма низкоглиноземастых (al' – 0,29), низкожелезистых (MgO > 2FeO), низкотитанистых (TiO₂ < 0,5), коэффициент фракционирования – 34–40. Коэффициент окисленности железа – 0,2–0,3. Точки составов пикритовых габбродолеритов на диаграмме A–S ложатся в поле пикритовых базальтов. В нормативном составе пород присутствует гиперстен, что указывает на принадлежность их к толеитовой серии.

По сравнению с кларками основных пород пикритовые габбродолериты существенно обогащены сидерофильными элементами. По концентрации хрома,

Таблица 7

Химический состав силлов и даек левлинского комплекса

Элементы	1	2	3
	76023	46106	26019
SiO ₂	43,4	46,7	43,8
TiO ₂	0,57	0,82	0,43
Al ₂ O ₃	11,7	13,3	9,77
Fe ₂ O ₃	3,51	3,38	3,66
FeO	7,92	8,67	7,17
MnO	0,17	0,17	0,17
MgO	18,6	11,8	20,9
CaO	8,73	10,5	8,47
Na ₂ O	0,99	1,32	0,79
K ₂ O	0,26	0,31	0,34
P ₂ O ₅	< 0,005	0,083	< 0,005
ппп	3,19	2,2	3,55
∑	99,9	100	99,8
V	0,015	0,022	0,015
Cr	0,22	0,086	0,21
Ba	0,018	0,017	0,026
al	0,37	0,51	0,29
f	31,6	31,6	33,1
Na ₂ O/K ₂ O	3,8	4,2	2,3
Kф	40	52	37
A	21,68	25,4	19,4
S	12	20,9	10

1–2 – рудоносная дайка: 1 – пикритовый габбродолерит, 2 – троктолитовый габбродолерит; 3 – пикритовый габбродолерит.

Примечание. al' = Al₂O₃/(FeO + Fe₂O₃ + MgO); X₂ = 100(Na₂O + K₂O)/(Na₂O + K₂O + CaO); Kф = 100(FeO + Fe₂O₃)/(FeO + Fe₂O₃ + MgO); f = FeO + Fe₂O₃ + MgO + TiO₂.

Образцы из коллекций: 3 – В. Н. Егорова, 2 – А. В. Гавриша, 1 – В. Ф. Проскурнина.

никеля и кобальта они приближаются к ультраосновным разновидностям, $\text{Cr/Ni} = 2$, $\text{Ni/Co} = 10$, $\text{Ni/Cu} = 8$, $\text{Cu/Zn} = 1$. Пикритовые габбродолериты характеризуются низкими концентрациями литофильных элементов (Кк): рубидия (0,34), стронция (0,19), иттрия (0,5), циркония (0,19), ниобия (0,20), гафния (0,3), урана и тория (0,5), а также редких земель, как легких (0,1–0,2), так и тяжелых (0,3–0,4). $\text{Zr/Y} = 3$, $\text{Rb/Sr} = 0,13$.

Спектр распределения РЗЭ, нормализованный по хондриту, характеризуется слабой дифференциацией и субгоризонтальным трендом на уровне 7,5–5 хондритовых норм с неярко выраженным европиевым минимумом. Нормированные по хондриту отношения: $\text{La/Yb} = 1,2$, $\text{La/Sm} = 1,7$, $\text{Ce/Yb} = 0,9$.

Геохимическая специализация халькофильно-сидерофильная: $\text{Cr}_8\text{Ni}_{10}\text{Co}_3\text{Cu}_{1,2}\text{Zn}_{1,3}\text{Pb}_4$.

По петрохимическому и петрографическому составу пикритовые габбродолериты Озеротаймырской площади соответствуют пикритовым габбродолеритам фокинского типа в Норильском районе, но отличаются от них превосходящим уровнем концентрации сидерофильных элементов и более низким уровнем концентрации редкоземельных элементов и характером их распределения. По этим показателям они более близки к однотипным породам срединно-океанических хребтов.

К левлинскому комплексу отнесена также обнаруженная в бассейне р. Каменистая рудоносная дайка пикритовых и троктолитовых габбродолеритов, вмещающих небогатую сингенетичную сульфидную вкрапленность медно-никелевого типа петландит-халькопирит-пирротинового состава с сопутствующими минералами благородных металлов (сперрилит и др.) и ЭПГ.

Интрузия небольшой (до 10–20 м) мощностью приурочена к разлому северо-западного простирания (290°), имеет неоднородное строение и состав. Дайка сложена однородными пикритовыми габбродолеритами, а в 1,5–2 км к востоку она разветвляется на три составляющие мощностью по 3 м каждая, сложенных троктолитовыми габбродолеритами. Предполагается, что она является сигнальной дайкой погребенного расслоенного массива оливинит-габбродолеритового типа, с которым могут быть связаны более значительные концентрации полезных элементов.

Пикритовые габбродолериты рудоносной дайки – среднезернистые породы с панидиоморфной и пойкилитовой структурой, по количественно-минералогическому составу (оливин – 30–35%, клинопироксен – 20–30%, ортопироксен – 5–7%, плагиоклаз – № 72–80 – 15–35%) близки к пикритовым габбродолеритам нерудоносных тел, но имеют ряд особенностей, которые сближают их с промышленно рудоносными интрузиями Норильского района. Оливин относится к ряду хризолит-гиалосидерит ($\text{Fa} = 18\text{--}32$). По данным микронзондового анализа, содержание NiO в нем вблизи сульфидных вкраплений уменьшается от 0,53 до 0,14% и менее. Клинопироксен представлен диопсидом ($\text{En}_{47}\text{Wn}_{45}\text{Fs}_8$) и диопсид-авгитом ($\text{En}_{40}\text{Wo}_{46}\text{Fs}_{14}$), содержащим от 0,52 до 1,42% окиси хрома. Ассоциирующий с рудоносными минералами флогопит содержит 6,73% TiO_2 , 8,96% K_2O и 0,27% Cr_2O_3 , коэффициент железистости его $(\text{FeO/FeO} + \text{MgO})\text{F} = 30$.

Троктолитовые габбродолериты (эвкриты) отличаются от пикритовых габбродолеритов повышенным содержанием плагиоклаза № 80–85 – 50% за счет клинопироксена (диопсид-авгит $(En_{40}Wo_{46}Fs_{14})$ – 15%, содержащий до 0,52% Cr_2O_3), и в меньшей мере оливина (гиалосидерит Fa_{32}) – 27%. Структура габброофитовая с элементами «спинифекс» (ихтиогликовые сростки пироксена и плагиоклаза, свидетельствующие о быстром охлаждении и кристаллизации магмы).

По химическому составу пикритовые габбродолериты рудоносной дайки также относятся к типу 421 (по данным [18a]), отличаясь от нерудоносных более высокими содержаниями железа, титана и калия, но пониженными хрома (Кк 4,5), а также повышенными примерно в 2 раза концентрациями литофильных редких, радиоактивных и редкоземельных элементов (табл. 8) $Cr/Ni = 1$, $Ni/Cu = 1,3–2,5$, $Zr/Y = 3–3,3$, $Rb/Sr = 0,13$. Сходны они с нерудоносными и по характеру распределения РЗЭ, отличаясь несколько более высоким уровнем «хондритовых» норм (до 19–11) $La/Yb = 1,7$, $Ce/Yb = 1,5$. Тренд дифференциации в ряду пикритовый габбродолерит → троктолитовый габбродолерит $MgFe^{III}CrNiCu \leftrightarrow TiO_2Al_2O_3Fe^{II}CaNaK$ в общем соответствует норильскому (боуэновскому).

От однотипных пород промышленно-рудоносных интрузий Норильского района они отличаются выположенным «хондритовым» графиком распределения РЗЭ и отсутствием отчетливых европейских аномалий.

Данные термобарогеохимических исследований, выполненных во ВСЕГЕИ Е. В. Толмачевой, подтверждают представления о связи сульфидного оруденения с раннемагматическим этапом формирования интрузий. Температура исходного расплава по этим данным не менее 1340 °С. Кристаллизация оливина начинается в глубинных (докамерных) условиях при участии восстановленного серосодержащего флюида. Кристаллы оливина содержат многочисленные, частично раскристаллизованные расплавные включения с фазой силикатного стекла в количестве 40–50%, а также силикатные и сульфидные кристаллические фазы. Содержание флюидных включений сингенетичных расплавленным, невелико (не более 2–3%). Температура гомогенизации расплавных включений в пироксене 1200° ± 25 °С. Их многочисленность свидетельствует о быстрой кристаллизации расплава в камере, что согласуется с петрографическими наблюдениями. Расплавные включения в пироксене состоят преимущественно из силикатного стекла с единичными кристаллами. Многочисленные флюидные включения, сингенетичные расплавленным, свидетельствуют о том, что кристаллизация пироксена происходила при дегазации магмы. Во флюидных включениях установлено множество кристаллических фаз, в том числе кристаллы ильменита, что указывает на смену восстановительных условий окислительными.

Высокомагнезиальный состав пород и высокие содержания хрома, никеля, кобальта, аномальные концентрации хрома в клинопироксене, наличие минералов ЭПГ свидетельствуют о мантийном источнике и повышенной глубине выплавления исходных расплавов, а дисперсии содержаний NiO в оливине рудоносных пород указывают на наличие предварительного

**Содержание микроэлементов
в породах левлинского комплекса**

Элементы	1	2	3	4	5
	26019	76023	76023/1	76023/2	46016/1
V	150	150			220
Cr	1850	1880	1130	1010	244
Co	85,3	101	175	152	53,7
Ni	887	1800	6560	4910	53,8
Cu	114	714	3890	3830	63,2
Zn	115	118	150	144	127
As	2		3,73	2,95	3,07
Rb	11,6	7,82	6,39	5,82	23,9
Sr	89,6	97,5	56,9	67,5	173
Y	12,8	12,2	8,68	9,57	25,7
Zr	26,9	40,2	29,7	2,92	89,1
Nb	1,61	2,11	1,74	1,67	5,75
Mo	< 0,6	0,78	0,75	0,76	0,94
Ag		< 1	0,48	0,12	< 1
Cd	< 1	0,13	0,21	0,32	0,17
Sn	0,41	< 2			
Sb	4,02	0,14	0,21	0,23	0,15
Ba	260	180			170
La	2,78	3,15	2,32	2,27	7,19
Ce	5,64	7,08	5,36	5,25	15
Pr	0,75	0,93	0,68	0,73	2,16
Nd	3,18	4,35	2,95	3,33	10
Sm	1	1,44	0,96	1,08	2,93
Eu	0,4	0,49	0,34	0,42	1,02
Gd	1,48	1,87	1,25	1,36	3,55
Tb	0,31	0,32	0,21	0,26	0,66
Dy	2,04	2,12	1,51	1,62	4,41
Ho	0,48	0,49	0,35	0,38	1,01
Er	1,32	1,41	0,98	0,93	2,93
Tm	0,21	0,2	0,14	0,16	0,43
Yb	1,35	1,26	0,94	1,05	2,8
Lu	0,2	0,2	0,15	0,16	0,42
Hf	0,84	1,13	0,77	0,81	2,57
Ta	< 0,1	0,14	0,13	0,12	0,31
W	< 0,5	0,19	0,2	0,21	0,21
Pb	23,1	7,91	12,9	11,2	12,3
Th	0,65	0,87	0,63	0,19	1,67
U	0,2	0,27	0,56	0,16	0,5
Tl	0,21	0,059	< 0,5	0,055	0,16

подготовительного этапа глубинной экстракции полезных компонентов и возможной концентрации их до промышленных содержаний.

Дябкатаринский плагиоверлит-габбродолеритовый комплекс (vT_{2-3d}). Дябкатаринский никеленосный комплекс выделен в 1985 г. на Центральном Таймыре [132]. В петротипическом районе он представлен ассоциацией интрузивных тел, в сложении которых участвуют субщелочные пикритовые габбродолериты, шрисгеймиты, оливиновые плагиопироксениты, оливиновые габбродолериты и роговообманковые габбродолериты.

На рассматриваемой территории к этому комплексу относятся интрузии, сложенные амфибол-керсутитсодержащими породами повышенной щелочности ряда плагиоверлит → пикритовый габбродолерит → оливиновый плагиопироксенит → габбродолерит. Они выявлены на Южнобыррангской площади в верховьях рек Северная и Каменистая, а также в среднем течении р. Зеленая. Ареал в районе рек Северная и Каменистая включает до четырех сближенных однородных даек небольшой мощностью (до 25–30 м), сложенных плагиоверлитами, оливин-роговообманковыми плагиопироксенитами, а также титаномагнетитовыми мелагаббродолеритами. Интрузии приурочены к бортовым частям синклинали р. Каменистая. Вмещающими являются песчаники и алевролиты соколинской свиты (P_1). Простираение интрузивных тел согласно простираению вмещающих пород. Характерна пространственная связь их с интрузиями левлинского комплекса. Возможно, они являются фрагментами более крупного массива.

Ареал р. Зеленая включает два пластообразных тела, приуроченных к бортовым частям антиклинали р. Зеленая. На левобережье р. Зеленая в 0,4 км выше устья ручья, впадающего в р. Зеленая в 45 км выше ее устья, обнажается пластовая интрузия видимой мощностью 25–30 м, пологосекущая вмещающие породы быррангской свиты. Простираение ее северо-восточное ($50-60^\circ$) согласно простираению вмещающих пород. Падение северо-западное ($30-35^\circ$). Интрузия сложена роговообманковыми (керсутитовыми) пикритовыми габбродолеритами [105]. На правобережье р. Зеленая, у крайнего северного из озер Затерянных закартирована пластовая залежь, сложенная такситовыми роговообманковыми (керсутитовыми) габбродолеритами длиной 1,5 км, шириной до 150–300 м. Вмещают ее также осадочные породы быррангской свиты. Простираение тела северо-восточное ($50-60^\circ$), падение юго-восточное ($20-40^\circ$).

Габбродолериты содержат шпильеры лейкократовых габбропегматитов. Породы пронизаны альбит-кальцитовыми прожилками (кальцитовыми в центральной части и эпидот-альбитовыми с сульфидной вкрапленностью по краям). Габбродолериты в контактах с прожилками альбитизированы. Вмещающие породы в зоне экзоконтакта шириной до 200 м альбитизированы, эпидотизированы, хлоритизированы. В западной части интрузивного тела (у озера) эндоконтактные габбродолериты интенсивно тремолитизированы.

Плагиоверлиты – средне-крупнозернистые породы, сложенные (%) оливином (30–38), клинопироксеном (25–30), керсутитом (до 7), плагиоклазом (15–20), рудными минералами (2–3), акцессории – сфен, апатит, вторичные минералы – серпентин, тремолит, альбит, кальцит, эпидот хлорит. Они

характеризуются гипидиоморфнозернистой структурой, которая сочетается с порфиroidной (вкрапления крупных зерен оливина овальной формы с зазубренными контурами размером до 7,5–8 мм в поперечнике и удлиненных призм клинопироксена размером $7,5 \times 2$ мм² на фоне более мелкозернистой основной массы), коронарной (реакционные каймы ромбического пироксена, замещенного баститом и тремолитом с магнетитовой сыпью по краям), пойкилитовой (включения мелких зерен оливина, замещенного кальцит-тремолитовым агрегатом, в клинопироксене основной массы) и криптовой.

Оливин-роговообманковые плагиопироксениты, связанные переходами с шристеймитами и оливин-роговообманковыми габбродолеритами (%): оливин – 18–30, клинопироксен – 13–35, керсутит – 8–30, плагиоклаз – 15–30, рудные минералы – до 5–7 с сопутствующим флогопитом – 1–2, аксессуарии – апатит, сфен. Структура пород гипидиоморфнозернистая в сочетании с пойкилитовой (включения зерен оливина в керсутите).

Оливин порфиroidных включений в плагиоверлитах представлен форстеритом (Fa₈₋₉) и хризолитом (Fa₁₄), содержащим от 0,73 до 0,44% NiO. Оливин плагиопироксенитов и основной массы в плагиоверлитах относится к хризолиту (Fa₁₂), содержащему до 0,41% NiO. Ромбический пироксен, встречающийся в реакционных каймах вокруг оливина – энстатит Fa₆.

Клинопироксен порфиroidных включений в плагиоверлитах представлен энстатит-диопсидом (En₅₂Wo₄₁Fs₇), содержащим 0,36% Cr₂O₃. Клинопироксен плагиопироксенитов – салит-авгит (En₃₁Wo₅₅Fs₁₄), содержащий не более 0,53% TiO₂, и титанистый (до 1,63 TiO₂) авгит (En₃₉Wo₄₆Fs₁₅), содержащий 0,32% Cr₂O₃.

Керсутит относится к низкокремнеземистой (SiO₂ 42,10%), высокоглинистой (Al₂O₃ – 10,43%) разновидности роговых обманок, содержит 3,98% TiO₂, 2,60% Na₂O и 0,41% K₂O, коэффициент железистости (FeO/FeO + MgO) – 44.

Плагиоклаз – битовнит № 80 в плагиоверлитах и битовнит № 72 в плагиопироксенитах. Рудные минералы представлены сульфидами медно-никелевого типа (пентландит, халькопирит, пирротин, Ni-Co арсениды, сфалерит, пирит) в количестве не более 2–3% и оксидами. Содержание последних в плагиопироксенитах достигает 3–5%. В этих породах оксиды представлены: хромистой (13,42% Cr₂O₃) разновидностью магнетита, содержащего 3,41% TiO₂, 0,63 V₂O₃, 1,32 MnO, примесь цинка и ильменита (53,93% TiO₂), содержащего 4,48% MnO.

Апатит относится к хлорсодержащей (Cl – 0,47%) разновидности апатита.

Титаномагнетитовые габбродолериты слагаются (%) оливином (5–7), клинопироксеном (45–55), керсутитом (5), плагиоклазом (25–30), ортоклазом (до 2), кварцем (до 2) и рудными минералами (7–8, иногда 10). Аксессуарии – сфен, апатит; вторичные минералы – альбит, кальцит, эпидот, хлорит. Структура пород габбродолеритовая в сочетании с сидеронитовой.

Клинопироксен – слаботитанистый (0,75% TiO₂) авгит (En₃₆Wo₄₈Fs₁₆) и ферроавгит (En₃₀Wo₄₂Fs₂₈), содержащий 0,71 MnO. Плагиоклаз образует кристаллы зонального строения. Состав их меняется от лабрадора № 62 в

центре до олигоклаза–андезина № 25 по краям (в контакте с ортоклазом и кварцем). Рудные минералы представлены в основном титаномагнетитом (до 13,45% TiO_2), содержащим 0,62 MnO и 0,61 V_2O_3 . В подчиненном количестве присутствует халькопирит.

Роговообманковые (керсутитовые) пикритовые габбродолериты интрузии р. Зеленая, по данным Ковалевой Г. А. [105], представлены (%) оливином (17–30), клинопироксеном (14–36), плагиоклазом № 72–95 (27,7), керсутитом (11,6), рудными минералами (титаномагнетит, сульфиды) (2,4–5,6). Вторичные – хлорит (4,4), кальцит (5,2), цеолиты (5,9), биотит (1,4).

Роговообманковые габбродолериты интрузии на правом берегу р. Зеленая отличаются такситовым строением. Такситовая текстура обусловлена неравномерным (атакситовым) или микрополосовидным чередованием мелано-, мезо- и лейкократовых разновидностей габбродолеритов как в разрезе, так и по простиранию интрузии. Габбродолериты среднекрупнозернистые (до гигантзернистых). Породы содержат в переменном количестве (%) плагиоклаз (лабрадор-андезин) (35–65), керсутит (25–40), тремолит-актинолит, замещающие клинопироксен (35–40), ортоклаз (3–5), единичные зерна кварца, апатит (2–3), цеолиты (3–5), рудные минералы – титаномагнетит, ильменит, сульфиды (до 5–7). Структура гипидиоморфнозернистая, габброофитовая с элементами порфириовидной (обособления крупных (до 0,8 мм) призматических кристаллов керсутита с включениями мелких зерен оливина) и нематобластической в интенсивно тремолитизированных габбродолеритах.

В габбродолеритах с микрополосовидным сложением меланократовые полосы шириной до 1 см сложены крупными призматическими кристаллами керсутита с симплектитовыми вростками сосюритизированного плагиоклаза. Они окаймляются лейкократовыми породами, в сложении их преобладает зональный плагиоклаз, состав которого меняется от лабрадор-андезина до олигоклаза. В подчиненном количестве присутствуют ортоклаз, кварц, апатит, сфен. Лейкократовые полосы сменяются мезократовыми. Керсутит в указанных породах отличается от керсутитов вышеописанных пород повышенной железистостью (коэффициент железистости – 56–60) и более высоким содержанием окислов титана (TiO_2 4,75–5,13%).

Химический состав пород дябкатаринского комплекса приведен в табл. 9. Состав микроэлементов – в табл. 10.

На диаграмме $SiO_2-Na_2O + K_2O$ точки составов их располагаются вблизи линии, разделяющей поля умеренно- и низкощелочных пород. На повышенную щелочность пород указывает керсутит, флогопит, ортоклаз (в габбродолеритах).

По соотношению щелочей все породы комплекса относятся к калиево-натриевой ($Na_2O/K_2O = 0,88-3$) серии. Плагиоверлиты и оливин-роговообманковые плагиопироксениты относятся к низкокремнеземистому умереннокалиевому ультрамагнезиальному типу (421, по данным [18a]) миаскитовых пород весьма низкоглиноземистых ($al' - 0,28-0,45$) меланократовых ($f' - 28-32$). Коэффициент фракционирования – 38–45.

На диаграмме $A-S$ точки составов их ложатся в поле пикритовых базальтов (долеритов). От однотипных пород левлинского комплекса указанные

Химический состав пород интрузий дьябкатаринского комплекса

Окислы	1	2	3	4	5
	644098/1	46081/1	46082/1	46084/1	86012/5
SiO ₂	45,1	43,4	45,1	47,9	51,1
Al ₂ O ₃	8,77	11,7	10,6	12,8	9,88
TiO ₂	1,17	0,96	1,44	2,05	1,61
Fe ₂ O ₃	3,58	3,2	2,06	2,2	0,91
FeO	7,4	13,4	9,18	9,12	8,97
MnO	0,16	0,2	0,2	0,2	0,16
MgO	19,4	16,9	15,5	7,72	10,2
CaO	8,35	9,26	8,94	12,2	10,5
Na ₂ O	1,09	1,28	2,03	2,03	1,68
K ₂ O	0,66	0,39	0,78	0,91	1,9
P ₂ O ₅	0,12	0,076	0,16	0,17	0,14
ппп	3,12	1,74	2,83	1,65	2,08
∑	99,7	100	99,8	100	99,9
al	0,28	0,38	0,45	0,6	0,43
f	32,16	31	28,2	22	22,7
Na ₂ O/K ₂ O	2,32	3	2,6	2,23	0,88
x ₂	11,77		23,91	19,42	
Кф	38	45	44	59	50
A	18,7	26,6	22,3	28	24
S	13	12	17	25	29

1–3 ареал р. Каменная: **1** – плагиоверлит, **2** – оливин роговообманковый (керсутитовый) плагиопироксенит, **3** – титаномагнетитовый мелагаббродолерит. Ареал р. Зеленая: **5** – роговообманковый (керсутитовый) габбродолерит; $al' = Al_2O_3 / (FeO + Fe_2O_3 + MgO)$; $X_2 = 100(Na_2O + K_2O) / (Na_2O + K_2O + CaO)$;

$Kф = 100 (FeO + Fe_2O_3) / (FeO + Fe_2O_3 + MgO)$; $f = FeO + Fe_2O_3 + MgO + TiO_2$.

Примечание. Образцы из коллекций 1 – В. В. Андропова, 2, 3, 4 – А. В. Гавриша, 5 – В. Ф. Проскурнина.

отличаются повышенными содержаниями окислов титана, калия, кальция и фосфора.

Габбродолериты соответствуют умереннокремнеземистому умеренно-высококалевому типу основных миаскитовых пород, характеризующихся высокой титанистостью (тип 122, по данным [18a]). Породы низкоглиноземистые ($al' = 0,43–0,6$) меланократовые $f \geq 22$. Коэффициент фракционирования – 44–60.

В ряду пород от плагиоверлитов к габбродолеритам уменьшается содержание MgO и увеличивается количество кремнезема, глинозема, титана, щелочей и фосфора.

Плагиоверлиты, наиболее магнезиальные разновидности пород дьябкатаринского комплекса, по уровню концентрации сидерофильных (Cr_{5,6}, Ni_{9,5}, Co_{2,9}) и халькофильных (Cu_{1,5}, Zn_{1,2}, Pb_{1,2}) элементов и соотношению металлов внутри групп (Cr/Ni = 1,6; Ni/Co = 9; Ni,Cu = 5,7) сопоставимы

с однотипными породами левлинского комплекса, но отличаются от них превосходящим уровнем содержаний мышьяка (As_{10}), а также повышенными концентрациями литофильных элементов таких как стронций, литий, цирконий, ниобий, гафний, уран, торий и РЗЭ, особенно легкие – церовой группы, хотя содержание перечисленных элементов и не достигает кларковых значений основных элементов пород. Отличаются они и по характеру распределения нормированных по хондриту содержаний РЗЭ. Линии распределения содержаний РЗЭ в плагиоверлитах отчетливо наклонены, что отражает преобладание легких РЗЭ над тяжелыми, без европиевых аномалий. Нормированные по хондриту отношения $La/Yb = 5$, $Ce/Yb = 4,4$, $Sm/Yb = 1,5$.

От плагиоверлитов к габбродолеритам параллельно с уменьшением MgO уменьшаются содержания хрома, никеля, кобальта, меди и цинка. Параллельно с увеличением кремнезема, титана и щелочей возрастает содержание бария, стронция, иттрия, циркония, ниобия, гафния, тантала, РЗЭ, а также вольфрама. При этом содержание свинца меняется незначительно.

Тренд дифференциации соответствует бэновскому:



В габбродолеритах содержания большей части элементов близко к кларковым значениям основных пород. Отмечаются умеренные аномалии концентраций ниобия ($Kk Nb_{1,9}$), высокие – свинца (2,6), бария (4,7), сурьмы (4), мышьяка (2,9), а также серебра (до 0,64–1,2 г/т). Наибольшие концентрации мышьяка (4,8), циркония (1,7), ниобия (2,3), гафния (2,4), тория (4) и урана (3,3), а также вольфрама (до 16 г/т) отмечены в габбропегматитах.

Кривые распределения нормированных по хондриту содержаний РЗЭ в габбродолеритах сходны с описанными для плагиоверлитов и плагиопироксенитов. Нормированные по хондриту отношения $La/Yb = 4,2$, $Ce/Yb = 3,7$, $Sm/Yb = 1,6$.

По данным термобарогеохимических исследований, исходные магмы дябькатаринских интрузий, по сравнению с левлинскими, отличались повышенной флюидонасыщенностью. Флюид высококонцентрированный газовой-жидкой водно-солевой с рудной кристаллической фазой. Отделение его от расплава (дегазация магмы) произошло рано. Оливин кристаллизовался из гетерогенной среды: расплава и отделившегося флюида. Раннее проявления дегазации, а это, как известно, – один из важнейших признаков потенциальной рудоносности. Расплавные включения в оливине раскристаллизованы полностью, что указывает на их кристаллизацию на большой глубине. Температура их полной гомогенизации – 1290–1300 °С.

Породы, аналогичные слагающим интрузии дябькатаринского комплекса, участвуют в строении нижних горизонтов Таймырских интрузий-гигантов Кирьяка-Тасской и Дюмтайлейской, возраст которой 220 Ма (Комарова М. З. и др., 1997).

По особенностям петрографического и химического состава, а также морфологии, дябькатаринские интрузии сходны с никеленосными интрузиями Восточной Сибири и Дальнего Востока, выделенными С. С. Зиминым (1975 г.) в самостоятельную формацию промышленно-рудноносных рогово-обманковых базитов. Они имеют сходство и с рудоносными интрузиями

Содержание микроэлементов в породах дябькатаринского комплекса (г/т)

Элементы	1	2	3	4	5	6
	46098/1	46082/1	46084/1	86012/5	86012/7	86012/8
V	140	170	320	< 0,05	< 0,05	
Cr	1310	997	140	265	260	187
Co	87,2	68,2		54,4		41,7
Ni	781	559		110		158
Cu	137	83,3		13,8		2,31
Zn	107	136		102		162
As	21,5	10,9		2,5	2	9,73
Rb	27,7	19,2		9,23	6,47	6,84
Sr	249	261		332	374	266
Y	13,2	15,8		21	19	23,9
Zr	76,2	103		113	332	262
Nb	7,26	9,19		11,9	25	16,1
Mo	0,68	0,94		0,69	0,9	0,77
Ag					1,2	0,64
Cd		0,13		<0,1	<0,1	
Sn	0,91				2,9	
Sb	0,41	0,68		1,29	0,17	0,17
Ba	350	470	1400	1400		
La	8,78	11		10,1	23,4	39,3
Ce	19,2	24,6		26	40	72,4
Pr	2,63	3,12		3,87	4,35	7,62
Nd	10,8	13,6		16,6	15,6	26,1
Sm	2,68	3,22		4,28	3,03	5,05
Eu	0,83	1,14		1,95	0,74	1,26
Gd	2,8	3,42		4,56	2,96	5,37
Tb	0,42	0,57		0,75	0,46	0,78
Dy	2,36	3,09		4,28	2,79	4,22
Ho	0,5	0,64		0,87	0,66	0,89
Er	1,29	1,89		2,18	1,95	2,33
Tm	0,17	0,23		0,3	0,32	0,35
Yb	1,14	1,41		1,79	2,26	2,15
Lu	0,16	0,22		0,25	0,39	0,32
Hf	2,03	2		3,06	7041	6,07
Ta	0,34	0,39		0,64	1,61	0,92
W		0,33		0,44	5,36	16,3
Pb	10	21,4	15	15	15,8	7,4
Th	1,02	1,52		1,88	8,09	7,15
U	0,25	0,4		0,65	2,92	1,98

1 – плагиверит, 2 – оливин-роговообманковый плагиопироксенит, 3 – титаномagne-
титовый мелагаббродолерит, 4, 5 – роговообманковый габбродолерит, 6 – габбропегматит.

Печенгского района. Сближают их особенности состава, совмещенность сульфидного медно-никелевого и окисного магнетитового и ильменитового оруденения, а также высокие концентрации мышьяка.

Предполагается, что исходный расплав соответствует субщелочному оливиновому базальту.

Восточнотаймырский субщелочной диорит-габбродолеритовый комплекс ($q\delta T_{2-3}vs$). Комплекс выделен В. Ф. Проскурниным, Н. Н. Нагайцевой, А. В. Гавришем, В. В. Межубовским на Восточном Таймыре в бассейне рек Чернохребетная, Зеленая, Кульдима, Подкаменная. К нему относятся интрузии, в сложении которых участвуют преимущественно субщелочные породы ряда габбродолерит \rightarrow диорит \rightarrow кварцевый монцодиорит, редко кварцевый сиенит.

По внутреннему строению различаются интрузии габбродолеритового состава ($v\beta$), дифференцированные (от габбродолеритов до кварцевых диоритов, монцодиоритов ($v\beta-\delta$), а также интрузии, сложенные однородными кварцевыми монцодиоритами и кварцевыми сиенитами ($q\delta$).

Они рассматриваются как члены эволюционных рядов, образованных в результате глубинной дифференциации базальтовых расплавов повышенной щелочности. Основанием служат пространственная и временная сопряженность тел, а также преобладание состава слагающих пород.

Выделяются две группы интрузивных тел, различающиеся по условиям локализации, петро- и геохимическим особенностям слагающих пород, возникающих в результате эволюции расплавов умеренножелезистого (I) и высокожелезистого (II) типов.

К первой (I) группе относятся однородные ($q\delta$) и дифференцированные ($v\beta-\delta$) интрузии горнореченского типа, сложенные рядом пород габбродолерит-гранофировый габбродолерит (диорит)-кварцевый монцодиорит (сиенит) (интрузии Горный-1, Горный-2, «Кошка» на р. Зеленая и др.). Интрузии этой группы имеют ограниченное распространение: только на Озеротаймырской площади.

Наиболее представительными интрузиями группы I являются два пространственно сближенные массива: р. Горная (приток р. Подкаменная) – Г-1 и Г-2, приуроченные к приосевой части крупной антиклинальной структуры и контролирующихся единым региональным разломом. Вмещающими являются карбонатно-терригенные породы турузовской свиты.

Массив Г-1 обнажается на левобережье руч. Левый Горный и представляет собой лополитообразное тело, локализованное в небольшой синклинали, осложняющей приосевую часть антиклинальной структуры. В северном крутом (80°) крыле складки мощность интрузии достигает 120 м. Нижняя часть ее (80 м) сложена габбродолеритами, а верхняя (40 м) гранофировыми габбродолеритами (диоритами), постепенно переходящими в кварцевые монцодиориты. На восточном фланге в замке складки интрузия, как и вмещающие породы, выволаживается ($15-20^\circ$), а мощность ее снижается до 50–60 м. Прослеженная длина тела – 3–4 км.

Массив Г-2, сложенный преимущественно кварцевыми монцодиоритами, находится в 3 км к северо-западу от вышеописанного. Здесь на

площади $4 \times 1,5$ км он залегает среди интенсивно гидротермально-метасоматически переработанных пермских терригенных отложений (окварцованных, карбонатизированных, сульфидизированных). Массив состоит из ряда блоков неправильной, изометричной и удлиненной формы размером 100×150 м. Кварцевые сиениты присутствуют лишь в узкой краевой части крайнего западного из блоков. Местами в периферийных частях блоков встречаются мелкозернистые разновидности пород, по-видимому, являющихся образованиями зон закалки. Простираение отдельных блоков и интрузии в целом согласно простираению вмещающих пород. Форма интрузии предположительно пластообразная, длиной 2–3 км. В южном экзоконтакте крайнего западного тела установлены известковые гранатовые, гранат-пироксен-плагиоклазовые скарны и эпидозиты, вмещающие сплошное пирит-пирротинное оруденение.

Ниже приводится количественно минералогическая характеристика пород. Габбродолериты оливиносодержащие и безоливиновые – среднезернистые породы с габброофитовой структурой, имеют следующий состав (%): плагиоклаз (лабрадор № 57–65 с андезиновой каймой № 38–45) – 35–40, клинопироксен – 35–40, редко 45, оливин – 0–8, биотит до 3, кварц 0–2, иногда микропегматит (ортоклаз с вростками кварца) – до 2–3, рудные минералы (магнетит, сульфиды) – до 3–8, акцессорные – апатит, сфен, циркон. Вторичные минералы – биотит, эпидот – клиноцоизит, актинолит, хлорит, тальк, иддингсит.

Гранофировые габбродолериты – средне-крупнозернистые породы с гипидиоморфной (габброофитовой в сочетании с микропегматитовой, мирмекитовой и симплектитовой) структурой, массивной и трахитоидной текстурой содержат (%): плагиоклаз лабрадор-андезин – 50–55, клинопироксен, нередко уралитизированный – 20–25, микропегматит – до 10–20, кварц – до 5, ортоклаз – 1–5, рудные минералы – 5–7. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, сфеном, монацитом; вторичные – актинолитом, эпидот-клиноцоизитом, хлоритом.

Кварцевые монцодиориты – средне-крупнозернистые породы с гипидиоморфной порфириформной (таблитчатые обособления плагиоклаза) в сочетании с микропегматитовой, мирмекитовой и симплектитовой структурами. В сложении их участвуют (%): плагиоклаз (олигоклаз № 16–30 калийсодержащий до 1,84) – 40–45, ортоклаз, ортоклаз-пертит – до 25, с вростками кварца – до 15, роговая обманка и красно-коричневый биотит – I титанистые – 10–18, кварц – 2–3, рудные минералы (ильменит, сульфиды) – 5–7. Акцессории: апатит, рутил, сфен, циркон, ортит, монацит. Вторичные – альбит, анортоклаз, замещающие плагиоклаз, актинолит, зеленовато-бурый биотит II, хлорит (по амфиболу и биотиту – I).

Кварцевые сиениты – средне-крупнозернистые породы с гипидиоморфной структурой, содержат (%): олигоклаз № 32 – 25–40, альбит, калина-тровый полевой шпат, ортоклаз – 40–45, кварц – 10–15, роговую обманку, биотит < 10, сульфиды – 1–3. Акцессории: апатит, сфен, циркон, монацит, рутил. Вторичные: цоизит, клиноцоизит, актинолит, хлорит, кальцит.

Химический состав пород и содержания микроэлементов в дифференцированных интрузиях приведены в табл. 11, 12, однородных – в табл. 13, 14.

**Химический состав пород дифференцированных интрузий восточнотаймырского комплекса
(Озеротаймырская площадь)**

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
	15122	15122/1	15122/2	15122/4	15122/5	15122/6	16013	46054/20	46054/8	46054/1	46115/1	46115/2	15098/1	15098/3	15098/4
SiO ₂	47,1	46,9	47,3	47,7	47,7	52,1	60,8	49,1	49,4	45	49,6	52,3	49,7	48,5	47,2
Al ₂ O ₃	1,1	1,03	1,12	1,38	1,46	1,37	1,05	0,95	1,38	3,09	2,44	1,58	1,11	1,89	2,76
TiO ₂	16,5	16,6	16,9	16,1	14,9	15	16,4	15,2	15,4	12,6	13,4	14,8	16,8	15,4	15,1
Fe ₂ O ₃	4,61	5,39	5,56	6,59	7,04	2,64	1,96	}11,5	1,54	5,95	}18,3	0,98	2	1,28	1,92
FeO	5,77	5,18	5,18	5,48	5,07	8,51	3,74		10,2	12,6		8,07	7,03	12,2	13,2
MnO	0,25	0,44	0,24	0,17	0,25	0,4	0,035	0,18	0,2	0,25	0,29	0,18	0,15	0,2	0,21
MgO	7,98	7,22	6,67	6,17	6,38	5,35	3,11	7,86	6,06	5,25	3,32	1,98	6,35	5,51	4,71
CaO	8,69	8,52	9,34	9,98	9,8	6,33	2,87	11,4	10,9	10,3	6,85	7,61	11,8	9,71	8,86
Na ₂ O	2,7	2,98	2,95	2,78	3,8	3,19	3,93	2,13	2,2	2,17	3,21	4,38	2,86	2,61	2,99
K ₂ O	1,52	1,61	1,4	1,1	1,03	2,03	1,91	0,46	0,68	0,6	0,8	0,53	0,57	0,85	0,59
P ₂ O ₅	0,11	0,1	0,12	0,14	0,16	0,16	0,2	0,077	0,14	0,12	0,32	0,56	0,11	0,14	0,15
ппп	2,87	2,87	2,36	1,63	1,71	1,79	3,62	1,31	1,27	0,27	1,72	6,38	0,75	0,41	0,91
∑	99,8	99,4	99,7	99,8	99,9	99,8	100	100	100	99,9	100	100	99,9	100	100
al	0,8	0,9	0,9	0,8	0,74	0,88	1,6	0,75	0,77	0,4	0,5	0,9	0,9	0,75	0,6
f	20	18	18	18	20	17	10	20,25	21,2	28	24	17	17,2	22,2	23,97
Na ₂ O/K ₂ O	1,8	1,85	2,1	2,5	3,3	1,5	2	4,4	3	3,5	4	1,3	5	3	3,4
Кф	58	61	63	68	68	71	66	59	67	80	84	90	60	70	74
A	28,4	29,7	30	31	29,5	26,5	25	29,2	29,3	24,7	24,2	22,4	31	28,6	27,5
S	27	29	29	29,7	27,7	35	52	28	28,2	17	25,6	35,3	32,7	20,3	23
Ка	0,26	0,29	0,26	0,24	0,32	0,33	0,44	0,17	0,2	0,22	0,3	0,33	0,2	0,22	0,23

1–7 – интрузия руч. Левый Горный; 1–5 – габбродолериты, 6 – гранофировые габбродолериты, 7 – кварцевые диориты; 8–12 – интрузии р. Зеленая; 8–9 – габбродолериты, 10 – феррогаббродолериты, 11 – феррогаббродиориты, 12 – диориты, 13–15 – дайка в верховьях р. Каменистая.

Примечание. $al' = Al_2O_3 / (FeO + Fe_2O_3 + MgO)$; $X_2 = 100(Na_2O + K_2O) / (Na_2O + K_2O + CaO)$; $Кф = 100 (FeO + Fe_2O_3) / (FeO + Fe_2O_3 + MgO)$; $f = FeO + Fe_2O_3 + MgO + TiO_2$.

Образцы из коллекций 1–7, 13–15 – В. В. Межубовского, 8–12 – А. В. Гавриша.

Pr	1,69	2,13	2,33	3,47	5,73	1,59	2,32	1,96	2,07	3,93	3,97	6,5
Nd	7,89	10,4	10,8	17,6	23	6,99	9,95	8,95	9,65	17,2	17,5	26
Sm	2,51	2,94	3,16	4,1	5,43	2,12	2,93	2,5	2,73	4,91	5,04	6,5
Eu	1,08	1,04	1,1	1,29	1,6	0,82	0,97	0,93	1,04	1,46	1,63	1,8
Gd	2,78	3,48	3,68	4,77	5,74	2,56	3,53	2,99	3,35	5,73	5,92	7,5
Tb	0,52	0,58	0,63	0,69	0,92	0,46	0,6	0,54	0,55	0,91	0,96	1,27
Dy	3,21	3,7	4,33	4,33	5,62	2,86	4,04	3,36	3,61	6,02	6,41	8,39
Ho	0,72	0,77	0,86	0,98	1,17	0,6	0,83	0,73	0,74	1,22	1,38	3,86
Er	2,02	2,21	2,58	2,75	3,14	1,74	2,33	2,08	2,29	3,81	3,93	5,49
Tm	0,28	0,29	0,35	0,38	0,47	0,27	0,36	0,28	0,32	0,55	0,54	0,86
Yb	1,82	1,93	2,29	2,49	3,14	1,63	2,24	2,06	2,1	3,57	3,56	5,61
Lu	0,27	0,33	0,36	0,39	0,47	0,28	0,35	0,3	0,34	0,55	0,54	0,8
Hf	2,1	2,08	2,64	3,27	5,13	1,7	2,33	2,05	2,1	4,26	3,29	8,5
Ta	0,24	0,27	0,31	0,43	0,74	0,19	0,28	0,25	0,26	0,46	0,57	0,95
W	<0,5	<0,5	<0,5	0,62		<0,5	0,7	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	
Pb	17,7	8,04	10,9	46,3		16,5	9,09	13,5	41,4	11,6	6,82	25
Th	1,1	0,74	1,21	3,24	5,59	0,73	1,23	0,93	1,11	1,96	1,61	4,6
U	0,33	0,28	0,39	1,01	1,49	0,34	0,49	0,41	0,47	0,89	0,62	1,52
Au	<	<	<	0,0032		0,0031		0,006				

1–5 – участок руч. Левый Горный, **1–5** – габбродолерит, **4** – габбродиорит (гранофировые габбродолериты), **5** – кварцевые диориты; **6–12** – интрузии р. Зеленая, **6–9** – габбролериты, **10** – феррогаббродолериты пегматоидные, **11** – феррогаббродолериты, **12** – кварцевые ферродиориты.

Химический состав субщелочных диоритов, кварцевых сиенитов, ферродиоритов восточнотаймырского комплекса (однородные интрузии). (Озеротаймырская площадь)

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8
	Г-2	15113/1	15117/3	15117/4	76026/1	76026/2	76026/4	26002А
SiO ₂	62,8	63	62,5	61,1	60,7	61,7	63,8	56,2
Al ₂ O ₃	1,31	0,86	0,99	1,01	1,36	1,19	0,99	1,68
TiO ₂	15,8	15,8	16,4	16,2	16,8	16,2	16,5	13,3
Fe ₂ O ₃	0,67	0,77	0,71	1,2	1,62	0,56	1,39	2,65
FeO	5,48	4,07	2,96	3,48	2,84	4,87	0,75	10,5
MnO	0,1	0,068	0,072	0,19	0,027	0,026	0,652	0,17
MgO	2,26	3,22	3,44	3,29	2,93	2,62	1,61	1,26
CaO	2,55	2,96	3,14	3	3,51	2,65	2,92	4,71
Na ₂ O	3,34	3,33	5,77	3,77	6,08	4,52	7,61	3,85
K ₂ O	3,78	3,52	1,89	4,01	0,96	1,78	0,69	2,88
P ₂ O ₅	0,2	0,18	0,18	0,17	0,17	0,17	0,19	0,5
ппп	0,88	1,63	1,41	1,57	3,33	3,55	3,59	0,51
Σ	99,8	99,9	99,8	99,3	100	99,9	100	99,5
al	1,5	1,7	2	1,6	2	1,3	3	0,9
f	11	9,3	8,4	9,5	8,4	9,7	4,83	17
Na ₂ O/K ₂ O	0,8	0,9	3	0,9	6	2,5	10	1,3
Кф	75	62	57	62	60	61	60	90
А	25	25,6	28,4	27	27,3	25,2	27,4	24
S	51,8	54	54	51,5	52	52	59	39
Ка	0,44	0,43	0,55	0,42	0,4	6,4	0,5	0,44

1–4 – интрузия горнореченская; **5–7** – интрузия «Кошка» на р. Зеленая; **8** – интрузия р. Чернохребетная, ферродиорит; 1, 2, 4, 5, 6 – субщелочные кварцевые диориты; **3, 7** – кварцевые сиениты.

Примечание. $al' = Al_2O_3 / (FeO + Fe_2O_3 + MgO)$; $X_2 = 100(Na_2O + K_2O) / (Na_2O + K_2O + CaO)$; $Кф = 100(FeO + Fe_2O_3) / (FeO + Fe_2O_3 + MgO)$; $f = FeO + Fe_2O_3 + MgO + TiO_2$.

Образцы из коллекций **1–4** – В. В. Межубовского, **5–7** – В. Ф. Проскурнина, **8** – В. Н. Егорова.

**Содержание микроэлементов (г/т) в субщелочных диоритах и граносиенитах
восточнотаймырского комплекса (однородные интрузии).
Озеротаймырская площадь**

Элементы	1	2	3	4	5	6	7	8
	Г-2	15117/3	15117/4	76026/1	76026/2	76026/4	26002/2	16085/6
V	86	120	120	120	150	120	< 0,05	
Cr	49	93	94,4	53	28,8	33	7,62	
Co	23,1	26,4	13,8	12,7	12,4	9,37	27	
Ni	8,57	10,2	5,45	3,53	4,22	2,07	3,33	
Cu	51,1	19,1	11,2	1,76	1,9	2,75	14,5	
Zn	106	1460	129	97	47	38	115	
As	2,65	4,99	2,16	< 2			1,99	
Rb	119	90	111	38,7	63,7	15,4	59,8	
Sr	347	580	575	200	70,5	90,3	543	
Y	29,4	26	36,1	33,1	34	41,4	110	
Zr	211	180	196	187	199	237	597	
Nb	19,4	13,6	14,9	18,2	26,1	19,4	41,1	
Mo	0,87	1,13	0,82	0,75	0,7	0,76		
Ag				0,76	0,72	0,57		
Cd		1,78					0,23	
Sn	1,18	1,69	1,44	< 2	7,3	3,8	2,46	
Sb	0,53	70,9	45,7	0,71	0,49	0,51	0,48	
Ba	990	1300	2900	430	660	330	190	
La	50,6	25,5	111	36	37,8	47,1	49	46,1
Ce	99,2	53,2	152	75	74,8	98,2	109	102
Pr	11,3	6,56	15,2	8,7	9,14	11,5	14,5	12,8
Nd	41,4	25,6	54,1	31,7	35,2	42,8	60,2	51,7
Sm	7,81	5,01	9,71	6,16	7,3	8,47	15,7	12,8
Gd	6,9	4,74	8,59	6,29	7,15	8,55	16,8	14,3
Tb	0,93	0,74	1,12	1,03	1,1	1,26	2,87	2,47
Dy	5,32	4,49	6,57	5,76	6,28	7,14	18,1	16,9
Ho	1,06	0,92	1,22	1,17	1,28	1,49	3,95	3,86
Er	2,9	2,45	3,46	3,32	3,74	4,05	11,4	10,8
Tm	0,43	0,38	0,49	0,47	0,58	0,66	1,72	1,59
Yb	3,1	2,49	3,17	3	3,35	4,25	11,4	11,1
Lu	0,42	0,38	0,49	0,49	0,53	0,63	1,61	1,51
Hf	5,85	4,73	5,17	4,85	5,79	6,29	15	15,2
Ta	1,16	0,84	0,78	1,59	1,36	0,7	1,96	1,5
W	0,7	0,92	0,94	0,16	0,5	0,52	0,58	
Tl	0,3	< 0,1	< 0,1	0,09	0,14	< 0,05		
Pb	29	1500	52	4,6	< 0,1		13,7	
Th	11,3	10,6	8,27	9,23	10,2	12	8,15	12,3
U	9,03	2,27	1,95	2,27	1,95	2,87	3,47	4,45
Au		0,00038	0,037					

1–3 – уч. «Горный», интрузия горнореченская; 4–6 – интрузия «Кошка» на р. Зеленая; 7–8 – кварцевые ферродiorиты рек Зеленая и Чернохребетная.

Интрузии второй (II) группы широко распространены как на Озеротаймырской, так и Чернохребетнинской площадях.

К этой группе в пределах Озеротаймырской площади относятся:

1) однородные тела (силлы и дайки небольшой мощностью) габбродолеритов и феррогаббродолеритов;

2) зональные тела мощностью до 100–150 м, двух типов;

3) дифференцированные от габбродолеритов до феррогаббродолеритов и далее до кварцевых монциодоритов (Зеленинский тип);

4) дифференцированные от лейкогаббро до титаномагнетитовых феррогаббро и габбропироксенитов и далее до пегматоидных габброплагиоклазитов и лейкодиоритов (Надеждинский тип).

Представителями дифференцированных тел Зеленинского типа являются интрузии, сосредоточенные в районе среднего течения р. Зеленая. Наиболее значительная из них мощностью до 150 м и длиной до 9 км обнажается на левом берегу р. Зеленая (в 45 км выше устья реки). Она приурочена к разлому, осложняющему приосевую часть антиклинальной структуры. Вмещающими породами являются породы турузовской свиты (C_2-P_1). Западная часть ее контактирует с карбонатными инъективитами. По морфологии интрузия представляет собой пластообразную залежь, пологосекущую вмещающие породы. Простираение тела согласно простираению вмещающих пород. Падение северо-западное 50–70°. Кровля интрузии неровная, ступенчатая, с апофизами во вмещающие породы. В нижнем экзоконтакте ее установлены альбит-датолитовые породы, а в верхнем (шириной до 10 м), роговики и метасоматические породы альбит-актинолитового состава. Интрузия дифференцирована от оливиновых габбродолеритов, приуроченных к нижней ее части, до феррогаббродолеритов в средней и кварцевых монциодоритов в верхней. Породы верхней части интрузии интенсивно метаморфизованы (амфиболизированы, эпидотизированы, альбитизированы, а вблизи контакта с карбонатными инъективитами превращены в альбититы).

На южном берегу реки и на водоразделе выявлен ряд дайкообразных тел зонального строения мощностью до 50–75 м, в сложении которых участвуют вышеперечисленные породы. В экзоконтактах интрузивных тел установлены роговики амфибол-роговиковой фации термального метаморфизма. В ореоле развития интрузий широко развиты гидротермально-метасоматические породы (адинолы, спилзиты по терригенным породам, а также эпидозиты, существенно роговообманковые и карбонатные метасоматиты, развивающиеся как по осадочным породам, так и по долеритам быррангского комплекса).

Габбродолериты, слагающие однородные тела и входящие в состав дифференцированных интрузий II группы, отличаются от однотипных групп пород более лейкократовым составом, присутствием бурой роговой обманки и ильменита вместо магнетита.

Они характеризуются габбровой, габброофитовой в сочетании с пойкилитовой структурой (%) оливин Ta_{15-25} – 5–10, диопсид-авгит $En_{48} Wo_{40} Fs_{12}$ – 30–45, амфибол (роговая обманка) – до 6–7, плагиоклаз № 71–90 – 45–60, биотит – 1–3, ильменит – 5,21, MnO , иногда халькопирит, пирротин – до 5.

Феррогаббродолериты – средне-крупнозернистые породы с габбровой и призматически зернистой пегматоидной структурой содержат (%): плагиоклаз-лабрадор-андезин, олигоклаз $Ab_{73} Or_{14} An_{11}$ в интенсивно автометаморфизированных породах – 45–65, клинопироксен – железистый пижонит-авгит-феррогеденбергит $En_{15-22} Wo_{26} Fs_{53-60}$ – 25–40, железистая роговая обманка, содержащая 1,74 TiO_2 , 0,5 MnO , 0,5 Cr_2O_3 и до 1,04 V_2O_3 – 4–8. Акцессории – апатит, сфен; вторичные – биотит, эпидот-циозит, актинолит, хлорит, альбит.

Феррогаббродиориты отличаются от феррогаббродолеритов повышенным количеством бурой роговой обманки (содержат 1,31 TiO_2 , 4,21 Al_2O_3 , 1,83 Na_2O и 0,13 K_2O) и кварца (до 5%); ферродиориты и кварцевые ферромонцодиориты – средне-крупнозернистые породы гипидиоморфнозернистой структурой в сочетании с мирмекитовой и микропегматитовой содержат (%) плагиоклаз-олигоклаз или альбит $Ab_{91} Or_6 An_3$ – 50, амфибол-железистая роговая обманка с 3,45 Al_2O_3 , 1,32 Na_2O , 0,13 K_2O 20–25, иногда биотит – 5–6, ортоклаз ($Or_{93} Ab_{10}$) с вростками кварца – 10–12, кварц – до 5, ильменит (с 1,01 MnO и 0,5 V_2O_3).

Химический состав габбродолеритов, феррогаббродолеритов однородных тел восточнотаймырского комплекса на озеротаймырской площади, а также содержания микроэлементов в них приведены в табл. 15, 16.

Химический состав и содержание микроэлементов в породах дифференцированных интрузий Зеленинского типа приведены в табл. 11, 12. Химический состав кварцевых монцодиоритов однородных тел и содержания микроэлементов в них приведены в табл. 13, 14.

С габбродолеритами дифференцированных интрузий Зеленинского типа связаны сингенетичные проявления сульфидных вкрапленных руд халькопирит-пирротинового состава, а с наиболее железистыми разновидностями однородных интрузий – позднемагматические проявления сульфидных медно-никелевых руд, ассоциирующихся с титаномагнетитом и ильменитом.

К Надеждинскому типу на Озеротаймырской площади относятся интрузия Надежда у оз. Ориентирное и интрузия р. Чернохребетная в 9 км выше устья р. Летчика Павлова. По морфологии обе интрузии являются дайками зонального строения, выполняющими трещины растяжения субширотного простирания. Мощность тел достигает 75–100 м, длина 5–7 км. Вмещающими породами являются породы турузовской свиты (C_2-P_1). Непосредственные контакты с вмещающими породами не обнажены.

В сложении тел участвуют средне-крупнозернистые габбродолериты, трахитоидные габбродолериты и лейкогаббродолериты ранней стадии кристаллизации (%): плагиоклаз-битовнит № 71, лабрадор № 66 – 55–70, клинопироксен-пижонит-авгит $En_{33} Wo_{31} Fs_{36}$ – 20–25, амфибол-керсутит – до 5, титаномагнетит – 5–7, акцессории – апатит, сфен, циркон. Вторичные – соссюрит, клиноцоизит, эпидот, актинолит, хлорит) → титаномагнетитовые феррогаббро и феррогаббропироксениты (плагиоклаз-андезин-олигоклаз, содержащий (%) до 2,69 K_2O – 30–40, клинопироксен-ферроавгит, содержащий от 0,55 до 1,07 TiO_2 , керсутит, содержащий до 3,05 % TiO_2 и феррокерсутит F_{67} , содержащий не более 1,7 TiO_2 , – 15, биотит – 3–5, титаномагнетит, содержащий 10,62 TiO_2 – 12–18, халькопирит, пирит ≤ 3;

**Химический состав габбродолеритов однородных интрузий восточнотаймырского комплекса
(Озеротаймырская площадь)**

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	46057/2	46057/1	76021/2	46068/1	46086/3	26018/a	46016/6	46016/4	76033/4	76033/7
SiO ₂	49,2	51,6	47,2	45	49,4	46,1	47,6	49,4	46,6	47,2
TiO ₂	0,63	1,61	2,3	4,74	1,76	1,85	3,76	3,5	1,46	2,41
Al ₂ O ₃	16,4	14,9	13,4	12,1	14,5	17,2	13,7	13,6	15,8	12,3
Fe ₂ O ₃	}8,92	}10	4,81	3,2	2,32	3,48	3,54	1,78	3,41	3,16
FeO			8	13,4	11,1	7,85	11,5	13,5	6,58	12,2
MnO	0,14	0,14	0,18	0,31	0,23	0,17	0,43	0,35	0,16	0,2
MgO	8,97	6,88	6,99	6,07	5,1	5,48	4,76	3,77	6,54	6,17
CaO	11,8	8,22	11,8	7,77	9,63	11,9	6,9	5,56	13,4	9,05
Na ₂ O	1,79	3,89	2,45	2,43	2,53	2,3	2,96	3,02	2,47	3,22
K ₂ O	0,68	0,58	0,69	1,21	0,74	1,02	1,98	1,92	0,57	0,32
P ₂ O ₅	0,064	0,17	0,21	0,22	0,17	0,1	0,45	0,6	0,13	0,22
ппп	1,55	2,03	1,36	1,66	1,54	1,85	1,07	1,36	2,18	2,05
∑	100	100	100	99,7	100	100	99,7	99,9	100	99,9
al	0,8	0,7	0,6	0,4	0,7	1	0,65	0,67	0,93	0,54
f	19	18,49	23	29	21,46	19,5	24,6	24	18,5	25
Na ₂ O/K ₂ O	2,6	6	3,5	2	3,4	2	1,5	1,3	4	»
Кф	50	59	66	75	72	67	76	80	60	76

1–5 – реки Северная, Каменистая: 1, 2 – интрузия оливиновых габбродолеритов (1) и габбропегматитов (2), 3, 5 – габбродолерит, 4 – феррогаббродолерит; 6–8 – верховье рек Летчика Павлова и Чернохребетной: 6 – габбродолерит, 7–8 – феррогаббродолерит кварцсодержащий; 9–10 – Южный склон гор Бырранга: 9 – габбродолерит, 10 – феррогаббродолерит.

Примечание. al' = Al₂O₃/(FeO + Fe₂O₃ + MgO); X₂ = 100(Na₂O + K₂O) / (Na₂O + K₂O + CaO); Кф = 100(FeO + Fe₂O₃)/(FeO + Fe₂O₃ + MgO); f = FeO + Fe₂O₃ + MgO + TiO₂.

Образцы из коллекций: 1–2, 4–5, 7–8 – А. В. Гавриша, 3, 9, 10 – В. Ф. Проскурнина, 6 – В. Н. Егорова.

**Содержание микроэлементов (г/т) в габброидах однородных интрузий восточнотаймырского комплекса
(Озеротаймырская площадь)**

Элементы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	46057/2	4057/1	76021/2	46068/1	76086/3	26018/a	46016/6	46016/4	76033/4	76033/7
V	160	340	360	600	290	360	360	340	280	500
Cr	253	40	87	852	32,9	28,6	133	68	70	88,3
Co	48,2	46,1		126	61	62,6	75	4,3	51	73
Ni	145	80		327	38	58,9	48	38	90,8	80
Cu	65,8	41,5		2640	122	152	319	317	118	299
Zn	89,3	136		218	168	105	579	323	110	149
As	2,66	2,68		3,05	< 2	2,23	8,1	9,66		
Rb	21,2	13,2		39,5	14,2	25,1	57,2	68,7	16,7	3,41
Sr	157	280		610	333	527	389	473	489	275
Y	25,2	27,3		22,9	31,7	18,4	54,9	61,4	23,7	48,7
Zr	90,3	114		163	138	78,3	258	321	105	150
Nb	6,47	7,58		24,9	8,53	4,05	20,7	21,1	4,5	6,15
Mo	0,89	0,82		1,64	0,93	1,01	1,84	2,1	0,75	
Ag										
Cd					0,17					
Sn	0,58	1,62		1,66		0,8	2,19	2,82		2,68
Sb	0,44	0,63		86,2	0,18	65,2	0,29	0,7	0,17	0,52
Ba	220	320	320	170	350	390	2000	2300	240	920
La	6,11	10,6		14,7	11,7	3,88	21,4	27,1	5,02	6,48
Ce	12,3	23,5		34,1	26,6	9,6	47	58,3	12,7	16,8
Pr	1,7	3,11		4,73	3,67	1,56	6,59	7,76	2,01	2,63
Nd	7,07	13,8		21,2	15,7	8,16	28,2	33,7	10,6	13,3
Sm	1,67	3,77		5,38	4,5	2,69	7,06	9,47	3,55	4,59

Элементы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	46057/2	4057/1	76021/2	46068/1	76086/3	26018/a	46016/6	46016/4	76033/4	76033/7
Eu	0,63	1,47		1,75	1,49	1,06	2,04	3,24	1,41	1,84
Gd	2,12	4,21		5,13	5,22	3,23	8,62	9,74	4,35	6,18
Tb	0,37	0,68		0,79		0,88	0,58	1,44	1,73	0,76
Dy	2,37	4,49		4,57	5,55	3,85	9,17	10,3	4,5	8,19
Ho	0,47	0,93		0,88	1,13	0,7	1,9	2,21	0,9	1,81
Er	1,48	2,95		2,42	3,41	1,87	5,28	6,34	2,65	5,38
Tm	0,19	0,43		0,29	0,52	0,25	0,79	0,87	0,34	0,74
Yb	1,23	2,69		2,02	3,16	1,66	5,22	5,71	206	537
Lu	0,2	0,41		0,29	0,5	0,24	0,75	0,85	0,3	0,77
Hf	1,52	3,28		4,45	3,96	2,37	6,58	8,04	2,96	4,17
Ta	0,21	0,4		1,42	0,47	0,21	0,99	1,04	0,27	0,35
W	< 0,5			0,95	0,2	< 0,5		0,7	< 0,15	0,22
Tl	0,12			0,12	0,059				0,054	< 0,05
Pb	8,37	8,27		10,7	24	10,2	128	81,4	20,6	7,68
Th	1,11	1,56		1,61	2,07	0,19	1,44	3,47	0,3	0,42
U	0,39	0,61		0,46	0,7	0,19	1,44	3,47	0,3	0,42
Au				0,018						
Pd				0,018						

1–5 – реки Северная, Каменистая: 1, 2 – слабодифференцированная интрузия от габбродолеритов (1), до габбропегматитов (2); 3, 5 – габбродолерит, 4 – феррогаббродолерит; рек Чернохребетная и Летчика Павлова; 6 – феррогаббродолерит, 7–8 – феррогаббродолерит кварцсодержащий; южный склон горы Бырранга – 9 – габбродолерит, 10 – феррогаббродолерит.

псевдоморфозы серпентина + кальцита по оливину < 2–5, сосюрит-эпидот Fs₃₂ по плагиоклазу, хлорит, кальцит, апатит, сфен, циркон) → андезин-олигоклазовые габброплагиоклазиты пегматоидные и диориты крупно-гигантозернистые поздней стадии кристаллизации, местами превращенные в гельсинкиты – своеобразные эпидот-альбитовые автометаморфические породы, сохранившие первичные форму и крупность зерна плагиоклаза и трахитоидную структуру (альбит – 70–75, эпидот – 5–15, актинолит, хлорит – до 15, магнетит, халькопирит, пирит – до 5, апатит, циркон, сфен).

Химический состав и содержания микроэлементов в породах приведены в табл. 17, 18.

Таблица 17

**Химический состав пород дифференцированных интрузий
восточнотаймырского комплекса «надеждинского типа»
(Озеротаймырская площадь)**

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8
	76001/8	76001/1	76001/7	76001/9	46033/2	46033/3	46033/6	43033/1
SiO ₂	46,1	46,1	50,7	53,9	42,2	42,8	53,7	56,4
TiO ₂	1,73	2,45	0,88	0,89	3,47	3,44	1,26	0,43
Al ₂ O ₃	18,1	16,3	13,6	14,1	12,6	10,1	15,7	16,7
Fe ₂ O ₃	3,94	4,37	11,9	8,76	9,25	8,48	5,39	4,94
FeO	7,25	9,56	1,26	0,75	9,34	11,6	4,78	3,14
MnO	0,2	0,22	0,074	0,075	0,44	0,48	0,18	0,091
MgO	5,33	4,22	2,47	0,98	4,95	6,38	1,87	1
CaO	10,5	10,5	6,2	8,53	11,5	11,8	7,48	7,16
Na ₂ O	2,9	3,32	6,26	6,79	2,8	2,12	6,7	7,61
K ₂ O	0,88	0,38	0,23	0,22	0,49	0,38	0,22	0,1
P ₂ O ₅	0,12	0,17	0,055	0,5	0,19	0,22	0,54	0,35
ппп	2,29	1,55	5,84	4,66	1,26	1,05	1,73	1,91
∑	100	100	99,6	99,8	99,5	100	100	100
al'	0,9	0,8	0,9	1,2	0,45	0,33	1,1	1,6
f	19,1	21,65	16,6	11,46	28	31	13,8	10
Na ₂ O/K ₂ O	3,3	≥ 4	≥ 4	≥ 4	5,6	5	≥ 4	≥ 4
Кф	69	78	80	90	80	79	80	90

1–4 – интрузия Надежда (р. Ориентирная): 1 – лейкогаббродолерит, 2, 5 – титаномагнетитовый феррогаббродолерит, 3–4 – пегматоидный габбродолерит, диорит альбитизированные; 5–8 – интрузия р. Чернохребетная: 5–6 – титаномагнетитовые феррогаббродолериты и габбропироксениты, 7–8 – габбропегматит и диорит-альбитизированные.

Примечание. al' = Al₂O₃/(FeO + Fe₂O₃ + MgO); X₂ = 100(Na₂O + K₂O)/(Na₂O + K₂O + CaO); Кф = 100(FeO + Fe₂O₃)/(FeO + Fe₂O₃ + MgO); f = FeO + Fe₂O₃ + MgO + TiO₂.

Образцы из коллекций 1–4 – В. Ф. Проскурнина, 5–8 – А. В. Гавриша.

Nd	8,42	8,29	15,4	9,75	8,71	40	39,6	17	17,5	14,7	45,3
Sm	3,14	2,96	5,16	4,26	3,42	15,5	12,4	5,92	6,23	4,94	14,7
Eu	1,26	1,29	1,93	1,16	0,96	2,98	3,79	2,1	2,15	2,42	3,44
Gd	3,85	3,54	6,08	5,59	4,65	18,7	13,8	7,11	7,39	5,97	16,3
Tb	0,72	0,63	1,03	1,21	1	3,88	2,4	1,24	1,26	1,08	2,81
Dy	4,14	3,53	6,28	8,46	6,99	24,9	14	7,38	7,56	6,41	17,5
Ho	0,89	0,72	1,25	2,1	1,75	5,25	2,76	1,48	1,63	1,34	3,8
Er	2,23	1,82	3,43	7,04	6,19	15,2	7,73	4,01	4,18	3,72	10,5
Tm	0,31	0,25	0,46	1,2	1,07	2,2	1,16	0,54	0,53	0,54	1,6
Yb	1,75	1,63	2,96	9,35	8,32	10,6	7,87	3,4	3,44	3,31	10,1
Lu	0,27	0,24	0,43	1,48	1,3	1,64	1,17	0,49	0,53	0,51	1,39
Hf	2,7	2,21	4,2	31,2	31,1	19,5	14	5,14	5,21	5,29	15,7
Ta	0,15	0,17	0,36	3,16	2,75	3,02	1,33	1,17	0,47	0,47	1,12
W	2,09	0,18	0,18	0,19	0,16	0,18	0,18	0,26	0,19	0,72	0,26
Tl	< 0,05		< 0,05	0,068	0,078		0,082	0,054	< 0,05	0,061	0,54
Pb	< 0,1	1,9	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1		2,34	3,24	20,6	7,32
Th	0,65	0,43	0,94	9,21	8,73	6,67	3,28	1,21	1,54	1,54	6,05
U	0,23	0,15	0,31	1,61	0,43	1,11	1,18	0,45	0,45	0,51	2,1

1–7 – интрузия Надежда; 8– 11 – интрузия р. Чернохребетная.

На *Чернохребетнинской площади* интрузии восточнотаймырского комплекса представлены в основном силлами, залегающими среди морских отложений левоосиповской свиты раннего триаса (Т₁). Преобладают однородные силлы, сложенные оливинсодержащими габбродолеритами (%): оливин-гиалосидерит – 5,8, плагиоклаз–лабрадор–андезин № 53–40 – 40–45, клинопироксен–пижонит–авгит – 30–35, амфибол 12–15, биотит – 2–3, ильменит – 2–5) и феррогаббродолеритами ильменитовыми (%): плагиоклаз – 40–45, клинопироксен – 20–40, амфибол – 12–15, биотит – 2–3, ильменит – 7–8, акцессории – апатит, сфен). Встречены силлы (т. н. 26027) дифференцированные от оливинсодержащих габбродолеритов до феррогаббродиоритов кварцсодержащих (плагиоклаз № 35–40, клинопироксен – железистый пижонит-авгит – 27–30, амфибол–бурая роговая обманка – 10–12, биотит – 2–3, ильменит – 7–8, альбит в мирмекитовых сростках с кварцем, акцессории – апатит до 1–2, сфен).

Более редки однородные силлы кварцевых ферродиоритов, по минералогическому составу и структуре сходных с однотипными породами изотропных тел Озеротаймырской площади. Отличительной особенностью их является присутствие в мезостазице микропегматитовых и мирмекитовых сростков кварца не с ортоклазом, а с альбитом. Химический состав пород и содержание микроэлементов в них приведены в табл. 19, 20.

Таблица 19

**Химический состав пород восточнотаймырского комплекса
(зона 2, Чернохребетнинская площадь)***

Окислы	1	2	3	4	5	6	7
	26009	26020/1	26020/4	26008/10	26027a	26027b	488
SiO ₂	46,6	46,7	48,7	45,8	48,4	49,1	57,72
TiO ₂	2,93	2,05	2,31	3,57	2,52	3,7	1,59
Al ₂ O ₃	14	12,9	14,5	12,7	13,4	10,8	14,18
Fe ₂ O ₃	5,2	2,6	4,04	5,38	14,9	20,1	1,92
FeO	9,77	10,2	9,77	12,1			8,07
MnO	0,23	0,21	0,23	0,28	0,21	0,28	0,17
MgO	6,05	5,19	4,87	4,98	6,19	3,52	1,91
CaO	10,5	10,3	10,7	7,25	10,7	7,81	7,43
Na ₂ O	2,2	1,95	2,11	3,42	2,25	2,65	4,1
K ₂ O	0,5	0,6	0,41	0,12	0,37	0,53	0,87
P ₂ O ₅	0,28	0,24	0,21	0,46	0,22	0,53	
ппп	0,56	5,1	0,93	2,62	0,97	1,14	
∑	99,9	99,2	99,9	100	100	100	
al'	0,64	0,67	0,75	0,5	0,64	0,45	1,5
f	25	21	22	27,5	23,5	27	13,49
Na ₂ O/K ₂ O	4,4	3,2	5	>> 4	6	5	4,9

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7
	26009	26020/1	26020/4	26008/10	26027a	26027b	488
Кф	73	74	75	79	74	85	80
A	27,2	25,7	27,7	23,4	26,7	21,8	26,5
S	21,6	25,7	26,7	18	25	22	44
Ка	0,2	0,19	0,17	0,24	0,2	0,3	0,36

*1–4, 7 – породы недифференцированных (однородных) интрузий: 1, 2, 3 – оливинсодержащие габбродолериты, 4 – безоливиновый феррогаббродолерит ильменитовый, 7 – ферродиорит, 5–6 – дифференцированная интрузия: 5 – оливинсодержащий габбродолерит, 6 – феррогаббродолерит ильменитовый, кварцевый.

Примечание. $al' = Al_2O_3 / (FeO + Fe_2O_3 + MgO)$; $X_2 = 100(Na_2O + K_2O) / (Na_2O + K_2O + CaO)$; $Кф = 100(FeO + Fe_2O_3) / (FeO + Fe_2O_3 + MgO)$; $f = FeO + Fe_2O_3 + MgO + TiO_2$.

Образцы из коллекций 1–6 – В. Н. Егорова, 7 – А. Б. Алексеевой [135, 136].

Таблица 20

Содержание микроэлементов (г/т) в породах недифференцированных интрузий восточнотаймырского комплекса (Чернохребтинская площадь)

Микроэлементы	1	2	3	4	5
	26009	26020/1	26020/4	26027a	26027b
V	470	300	260	380	190
Cr	130	230	71	101	10
Co	79,8	64,9	65,9	68	81
Ni	75,3	41,4	18,1	64	15,7
Cu	199	161	280	241	226
Zn	160	144	213	149	223
As	2,04	2,66	10,4	5,76	2,06
Rb	11,3	8,31	12,2	6,6	9,72
Sr	174	208	178	190	191
Y	37,7	35,6	47,3	33,6	66
Zr	142	152	209	145	305
Nb	14,7	17,1	20,3	14,9	31,1
Mo	0,94	0,95	1,2	0,79	1,46
Ag					
Cd		< 0,1	0,15	< 0,1	0,12
Sn	1,35	1,4	4,74	1,53	2,94
Sb	9,59	0,28	20,4	0,13	184
Ba	380	360	320	170	300
La	10	15,6	15,4	11,2	24,8

Микроэлементы	1	2	3	4	5
	26009	26020/1	26020/4	26027a	26027b
Ce	23,1	34,9	34,4	27,6	58,1
Pr	3,42	4,84	5,05	3,92	8,23
Nd	15,7	20,2	22,9	17,7	37,5
Sm	4,69	5,03	6,1	4,7	9,41
Eu	1,52	1,6	2,06	1,57	2,92
Gd	5,71	5,74	7,34	5,6	10,9
Tb	1	0,98	1,26	0,96	1,85
Dy	6,22	5,96	7,71	5,85	11
Ho	1,47	1,29	1,81	1,35	2,42
Er	4,04	3,73	4,95	3,39	6,71
Tm	0,55	0,51	0,73	0,49	0,96
Yb	3,85	3,39	4,89	3,44	6,55
Lu	0,53	0,48	0,69	0,48	0,9
Hf	3,9	4,12	5,25	3,89	7,66
Ta	0,73	0,8	1,06	0,72	1,55
W	< 0,5	< 0,5	1,67	< 0,5	0,53
Tl					
Pb	< 1	7,2	7,57	7,53	4,2
Th	0,98	1,48	1,58	1,08	2,13
U	0,27	0,41	0,42	0,31	0,65
Au	0,0027			0,0058	
Bi				0,26	

1–5 – недифференцированные интрузии: 1, 2 – оливиносодержащие габбродолериты, 3 – безоливиновый габбродолерит, 4–5 – слабодифференцированная интрузия: 4 – оливинсодержащий габбродолерит, 5 – феррогаббродолерит ильменитовый кварцевый.

Для уточнения возраста восточнотаймырского комплекса были отобраны пробы пород из пяти магматических тел: габбродолеритов Чернохребетнинской площади (образцы 26020/4); феррогаббродолеритов из дифференцированных интрузий зеленинского типа (образцы 46054/1, 76008), лейкогаббро (обр. 76001/8) и габбропегматитов (обр. 76001/7) дифференцированной интрузии надеждинского типа, а также кварцевых монцодиоритов массива Горный (обр. Г-2) Озеротаймырской площади.

Из них были выделены цирконы, U-Pb возраст которых определен на ионном масс-спектрометре SHRIMP. Образцы 20020/4 и 46054/1 дают близкий конкордантный возраст 229 ± 3 и $223 \pm 1,2$ млн лет соответственно. При этом обр. 46054/1 содержит значительное число цирконов с конкордантным возрастом $258 \pm 0,8$ млн лет. В тех случаях, когда зерна имеют отчетливую

оболочку, структура которых примерно повторяла морфологию ядра, внешняя часть оказывалась молодой (229–234 млн лет), что указывает скорее на многостадийность формирования массива, чем на захват цирконов из вмещающих пород. Два других образца (Г-2 и 76008) имеют статистически неразличимый U-Pb возраст цирконов $247 \pm 3,5$ и $248,7 \pm 1,4$ млн лет, что совпадает с возрастом более древних цирконов из обр. 46054/1 и позволяет считать, что два последних образца характеризуют более раннюю, а два первых – более позднюю стадию формирования восточнотаймырского комплекса. U-Pb возраст из двух образцов Надеждинской интрузии – 225 ± 3 и $226 \pm 3,6$ млн лет.

На основании полученных определений, а также геологических данных, возраст комплекса принимается средне-позднетриасовый.

Озеротаймырский комплекс карбонатных и инъекционных тектонитов и метасоматитов (T_{2-3ot}) выделен на Центральном Таймыре на основе данных, полученных Ю. Е. Погребицким, Н. К. Шануренко, С. А. Гулиным и др. в 1964 г. [143]. На Восточном Таймыре выделяется впервые.

Метасоматические и инъекционные карбонатные тела (сходные с протрузиями) слагают массивы, тектонические блоки треугольной, клиновидной и линейновытянутой формы в юго-восточной части гор Бырранга. Они локализованы вдоль крупных тектонических зон субширотного и северо-восточного направления и приурочены к долинам крупных рек, таких как Чернохребетная, Северная, Зеленая, Кульдима, Прончищева, Подкаменная. Наиболее интересными являются рудоносные карбонатные массивы в ассоциации с умереннощелочными интрузиями восточнотаймырского комплекса: Ориентирный, Надежда, Павловский, Кульдимский, Зыков Пастахский, Кошка, Зеленинский, Горный; Северный – Верхнесеверный, Среднесеверный. Залегают они среди верхнепалеозойских пород и имеют субвертикальные тектонические контакты. На аэро-космоснимках поля распространения инъекционных тектонитов контрастно выделяются серовато-белым, белым размытым фототонном на сером, темно-сером поле терригенных пород. Массивы, блоки сложены известняками, доломитами, карбонатными брекчиями, в различной степени мраморизованными (до мраморов) с разноразмерными обломками сиенитоподобных пород, осадочных карбонатных пород, терригенных, измененных долеритов и габбро. Они содержат также обломки и жильно-прожилковые выделения барита, флюоритовую минерализацию. Возможно, среди этих пород встречаются и карбонатиты магматического происхождения. Контактные зоны тектонитов с терригенными породами изобилуют кварцевыми и кальцитовыми жилами, содержащими богатую сульфидную вкрапленность (пирит, марказит и пирротин). Содержание вкрапленности пирита, как в экзоконтактных, так и в эндоконтактных зонах достигает участками 30–40%, иногда – до сплошных сульфидных руд. В оруденелых блоках среди рудных минералов широко развиты также магнетит, гематит, гетит, сфалерит, галенит, шеелит, халькопирит, арсенопирит, киноварь.

Инъекционные карбонатные породы сложены разными карбонатами системы $CaCO_3$ – $MgCO_3$ – $FeCO_3$: кальцитом, доломитом, анкеритом-сидеритом. Они характеризуются массивной, пятнистой, в различной степени

брекчированной, от равномернозернистой до гетерозернистой текстурой с аллотриоморфнозернистой, порфирикластической, порфиробластической, пойкилитовой и микропойкилитовой структурами. Карбонатные породы осадочного генезиса слагаются кальцитом, пристествуют флюорит, апатит во вторичном кварце, барит в кварце и кальците. «Карбонатиты» предположительно магматического генезиса представлены доломитом, железистым доломитом, анкеритом, кальцитом в тесном сростании с доломитом с акцессорными альбитом, гидродоломитом, апатитом, монацитом, рутилом, щелочным пироксеном(?), Fe-Al-силикатом. Гидротермально-метасоматические карбонатные породы слагаются преимущественно кальцитом, иногда Sb-содержащим кальцитом, сидеритом, Fe-Ca карбонатом промежуточного состава, эпидотом, гематитом, хлоритом, щелочным амфиболом, аксинитом, в кальците отмечается Sr-содержащий барит.

Карбонатные минералы – кальцит, доломит (резко преобладают), анкерит – составляют 75–95% объема породы (табл. 21). Силикатные минералы составляют 5–10% объема породы и представлены спорадически развитыми ксеноморфными зёрнами калишпата, альбита, нефелина с тонкими игольчатыми вростками эгирина и арфведсонита. Рудные минералы представлены мелкими кубиками и крупными ксеноморфными скоплениями пирита, марказита и гематита, содержание которых в породе варьирует от 1–2 до 30–40% (преимущественно 3–5%). Зёрна пирита обрамлены каймой гетита. Присутствуют пирротин, сфалерит, галенит, гидроцинкит, минрекордит, вюртцит, станнин, цинкит, борнит.

В качестве акцессорных минералов присутствуют флюорит, апатит (микровключения в нефелине), циркон, бадделейт, ксенотим (мельчайшие вростки в кальците), клинохлор, кристобалит, сергеевит, берборит, сассолин, иньонит.

Обращает на себя внимание преобладание фтор-бор-альбитовых карбонатных пород с минералого-геохимической специализацией на цинк, медь, олово, в меньшей мере свинец.

В шлифах выделяется до пяти генераций карбонатов. Для мелкозернистых (размер зёрен 0,1–1 мм) и среднезернистых (размер зёрен 1–5 мм) пород они характеризуются следующим образом. Ранняя генерация (I) – это так называемые породообразующие карбонаты (кальцит, анкерит или доломит), чьи зёрна имеют в разной степени структурно неравновесные границы, которые свидетельствуют о неоднократном зарождении и незавершенных процессах перекристаллизации. Форма зёрен часто ксеноморфная: неправильная, изогнутая, с входящими углами, а границы неровные, извилистые и шероховатые. Наблюдается облачное погасание зёрен, что говорит о воздействии на породу тектонических напряжений.

Ко второй генерации (II) отнесены перекристаллизованные зёрна со структурно равновесными границами, имеющими прямую или ступенчатую ровную поверхность со слабо выраженной шероховатостью.

В третью генерацию (III) объединены мелкие зёрна карбонатов, одиночные или образующие агрегаты, всегда встречающиеся в более крупнозернистых карбонатных агрегатах. Иногда, на границах сростания нескольких зёрен раннего карбоната наблюдаются новообразованные зёрна,

Минералогический состав главных разновидностей карбонатных пород по результатам рентгенофазового анализа

№ п/п	Проба	Район отбора проб, массив	Основные фазы	Фазы-примеси	Вероятные фазы
1	76016/1	Река Северная, Среднесевернинский шток. Карбонатит-порфириовидный, с-к/з желтовато-светло-серый	Доломит (№ 36–426)	Пирит FeS ₂ (№ 24–76), Гематит Fe ₂ O ₃ (№ 3–800) Кварц (№ 33–1161)	Берборит Be ₂ (BO ₃)(OH) (№ 46–1342) Кальцит (№ 24–27) Гетит FeO(OH) (№ 1–401)
2	76016/2	Река Северная, Среднесевернинский шток, карбонатит сахаровидный розовато-желтовато-серый	Доломит (№ 36–426) Альбит (№ 10–393)	Пирит FeS ₂ (№ 24–76), Кварц (№ 33–1161) Пирротин (№ 22–358)	Гидроцинкит Zn ₅ (CO ₃) ₂ (OH) ₆ (№ 14–256) Минрекордит CaZn(CO ₃) ₂ (№ 35–667)
3	76016/3	Река Северная, Среднесевернинский шток, брекчия карбонатита, прокварцованная с магнетитом	Доломит (№ 36–426)	Пирит FeS ₂ (№ 24–76), Сфалерит ZnS (№ 3–570) Кварц (№ 33–1161)	Минрекордит CaZn(CO ₃) ₂ (№ 35–667)
4	7624/3	Река Зеленая, «Кошка», рыжевато-красно-коричневый карбонатит	Кальцит (№ 24–27)	Пирит FeS ₂ (№ 24–76), Сфалерит ZnS (№ 3–570) Кварц (№ 33–1161)	Вюртцит ZnS (№ 5–492) Станнин Cu ₂ FeSnS ₄ (№ 35–82)
5	76024/6	Река Зеленая, «Кошка», сфалеритовый карбонатит	Кальцит (№ 24–27)	Пирит FeS ₂ (№ 24–76), Сфалерит ZnS (№ 3–570) Кварц (№ 33–1161)	Станнин Cu ₂ FeSnS ₄ (№ 35–82) Цинкит ZnO (№ 5–664)
6	76025/4	Река Зеленая, «Кошка», сульфидизированная карбонатная брекчия	Кальцит (№ 24–27)	Пирит FeS ₂ (№ 24–76), Клинохлор (№ 29–701) Кристаллит (№ 39–1425)	Циркон (№ 6–266) Станнин Cu ₂ FeSnS ₄ (№ 35–82) Магнезиоферрит MgFe ₂ O ₄ (№ 17–465)

№ п/п	Проба	Район отбора проб, массив	Основные фазы	Фазы-примеси	Вероятные фазы
7	76025/20	Река Зеленая, «Кошка», анкерит-кальцитовые жилы, обломки со звездчатым минералом	Кальцит (№ 24–27) Анкерит (№ 41–586)	Кварц (№ 33–1161) Халькопирит (№ 35–752)	Сассолин H_3BO_3 (№ 1–767) Минрекордит $CaZn(CO_3)_2$ (№ 35–667)
8	76027/6	Зыков-Пастахский массив. Дайка (интрузия) сульфидизированных карбонатитов	Кальцит (№ 24–27) Альбит (№ 10–393)	Доломит (№ 36–426) Пирит FeS_2 (№ 24–76), Сфалерит ZnS (№ 3–570) Ферригидрит (№ 46–1315)	Кристобалит (№ 39-1425) Иньбит $CaB_3O_3(OH)5 \times 4H_2O$ (№ 6–361)
9	76033/6	Река Прончищева, осадочный известняк	Кальцит (№ 24–27) Флюорит (№ 35–816)	Барит (№ 24–1035) Сергеевит $Ca_2Mg_{11}(CO_3)_9(HCO_3)_4(OH)_4 \times 6H_2O$ (№ 41–1403) Кварц (№ 33–1161)	Халькопирит (№ 35–752) Борнит Cu_5FeS_4 (№ 3–1076)
10	86034/8	Криноидный известняк	Кальцит (№ 24–27)	Альбит (№ 10–393) Кварц (№ 33–1161)	Иньбит $CaB_3O_3(OH)5 \times 4H_2O$ (№ 6–361)

как правило, гораздо меньшего размера, с идиоморфными очертаниями, относимые также к третьей (III), более поздней генерации. Их формирование напрямую связано с воздействием на породу тектонических напряжений. Молодыми являются и обособленные тонкозернистые карбонатные агрегаты с размером отдельных зерен в среднем менее 0,05 мм, вероятно, образовавшиеся путем быстрой кристаллизации вследствие резкого вскипания газово-жидкой фазы в условиях падения давления и температуры (четвертая генерация – IV). Такие тонкозернистые карбонатные скопления характерны почти для всех изученных пород. Отдельно стоит выделить наиболее поздние минералы: кварц и кальцит (пятая генерация – V), слагающие отдельные участки, прожилки, линзы, секущие все границы срастания карбонатов более ранних генераций породы.

Происхождение и возраст рассматриваемых отложений сегодня остаются спорными. Наиболее распространенная точка зрения: карбонатные тектонически- и гидротермально-метасоматически преобразованные породы имеют первичноосадочный генезис и принадлежат к стратифицированным отложениям известняково-доломитовой формации среднего–верхнего палеозоя [141, 9]. Органические остатки в рассматриваемых отложениях либо отсутствуют полностью, либо не поддаются определению. В результате интенсивно проявившихся тектонических и сопутствующих гидротермально-метасоматических процессов карбонатные породы претерпели значительное преобразование. Вдоль мощных долгоживущих тектонических зон они были выведены в мезозойское время с более глубоких стратиграфических уровней на уровень верхнепалеозойских терригенных образований. Как на Центральном, так и на Восточном Таймыре отмечается довольно четкая их пространственная связь с субщелочными интрузиями среднего и основного составов. Такое соседство говорит об их парагенетической связи и близости формирования во времени. Мощность тектонитов ориентировочно оценивается в 800–1500 м.

Для выяснения генетической природы карбонатных рудоносных пород Восточного Таймыра были выполнены аналитические исследования изотопного состава углерода и кислорода, стронция, распределения спектра редких земель в ЦИИ ВСЕГЕИ (К. И. Лохов, Э. М. Прасолов, Э. Б. Прилепский). В коллекцию проб для анализов были отобраны образцы карбонатных пород из стратифицированных отложений девона–раннего карбона (криноидные, калькаренитовые, слоистые известняки, иногда флюоритоносные), предположительно секущих интрузивных тел (в щелочных габброидах, монцонитах, сиенитах и граносиенитах), предположительно вулканогенных образований (карбонатные туфобрекчии, ксенотуфы с обломками трахибазальтов, «кластолавы», «известняки» с гломеропорфировыми, флюидалными структурами, структурами распада) и из гидротермально-метасоматических жил, прожилков, порфиробласт карбонатного, сульфидно-карбонатного, альбит-кварц-карбонатного, флюорит-барит-карбонатного составов.

На приведенном графике (рис. 3) выделены типичные поля изотопного состава для карбонатов из осадочных толщ, мантийных и коровых карбонатитов (карбонаты из гидротермальных образований, как правило, попадают

в поле коровых карбонатитов). Как видно, среди изученных образцов можно условно выделить два тренда, один из которых с крайне необычным изотопным составом:

– возможная линия смещения мантийных карбонатов и измененных осадочных, такой тренд возможен при ассимиляции мантийным карбонатитовым расплавом осадочных пород с карбонатами;

– экзотический тренд, возможно, смещение мантийных карбонатитов с неким весьма экзотическим источником вещества. В принципе этот тренд в качестве второго конечного члена может иметь карбонаты, сходные с таковыми на морском дне в зонах современной разгрузки флюидов с термогенным метаном, образующимся за счет разложения захороненного органического вещества биогенного генезиса.

Представляется, что тренд 2 обязан своим происхождением смещению карбонатитовой магмы с метановым (изотопно легким по углероду) флюидом, источником которого могли являться богатые захороненной органикой осадочные толщи.

Нормированные на содержания хондритов C1 спектры распределения REE в изученных карбонатах также различны (рис. 4). Наибольшими концентрациями REE обладают интрузия и вулканы, что приближает их к карбонатитам, однако, в отличие от вулкаников (желтые) и туфов (зеленые), в карбонатах интрузий наблюдается положительная Eu аномалия. Такие аномалии характерны для метасоматически измененных пород с участием высокоуглеродистого флюида, за счет миграции Eu^{2+} во флюидной фазе, в отличие от других REE^{3+} . В типичных метасоматитах (черные) и гидротермалитах (синие) такая положительная Eu аномалия наиболее выражена. Таким образом, можно полагать, что породы интрузивного происхождения, в отличие от вулкаников, были подвергнуты сильному автосоматическому воздействию. Осадочные карбонатные породы (голубые) характеризуются типичными (для осадков) низкими концентрациями REE, однако их обогащенность LREE может указывать на незначительное метасоматическое воздействие. Один из образцов осадка – 76033/6 – по спектру распределения REE (большие концентрации и значимая положительная Eu аномалия), скорее всего, претерпел существенное метасоматическое воздействие.

При фракционировании в углеродистой системе (кристалл CaCO_3 –флюид CO_2), как правило, наблюдается концентрация LREE: La, Ce и Pr в газовой фазе, и наиболее тяжелые по изотопному составу углерода (наибольшие величины $\delta^{13}\text{C}$) породы относительно обогащены LREE (рис. 5) Такое фракционирование выражено в положительной корреляции (La, Ce и Pr) – $\delta^{13}\text{C}$. В данном случае такая корреляция наблюдается только для вулкаников, следовательно, при их генерации в источнике магмы концентрация LREE контролировалась фракционированием в упомянутой системе: (кристалл CaCO_3 – флюид CO_2), а для других магматических пород наложенные метасоматические процессы, возможно, маскируют такую зависимость.

В целом приведенные результаты свидетельствуют о своеобразном типе карбонатных пород, резко отличающихся от известных классических

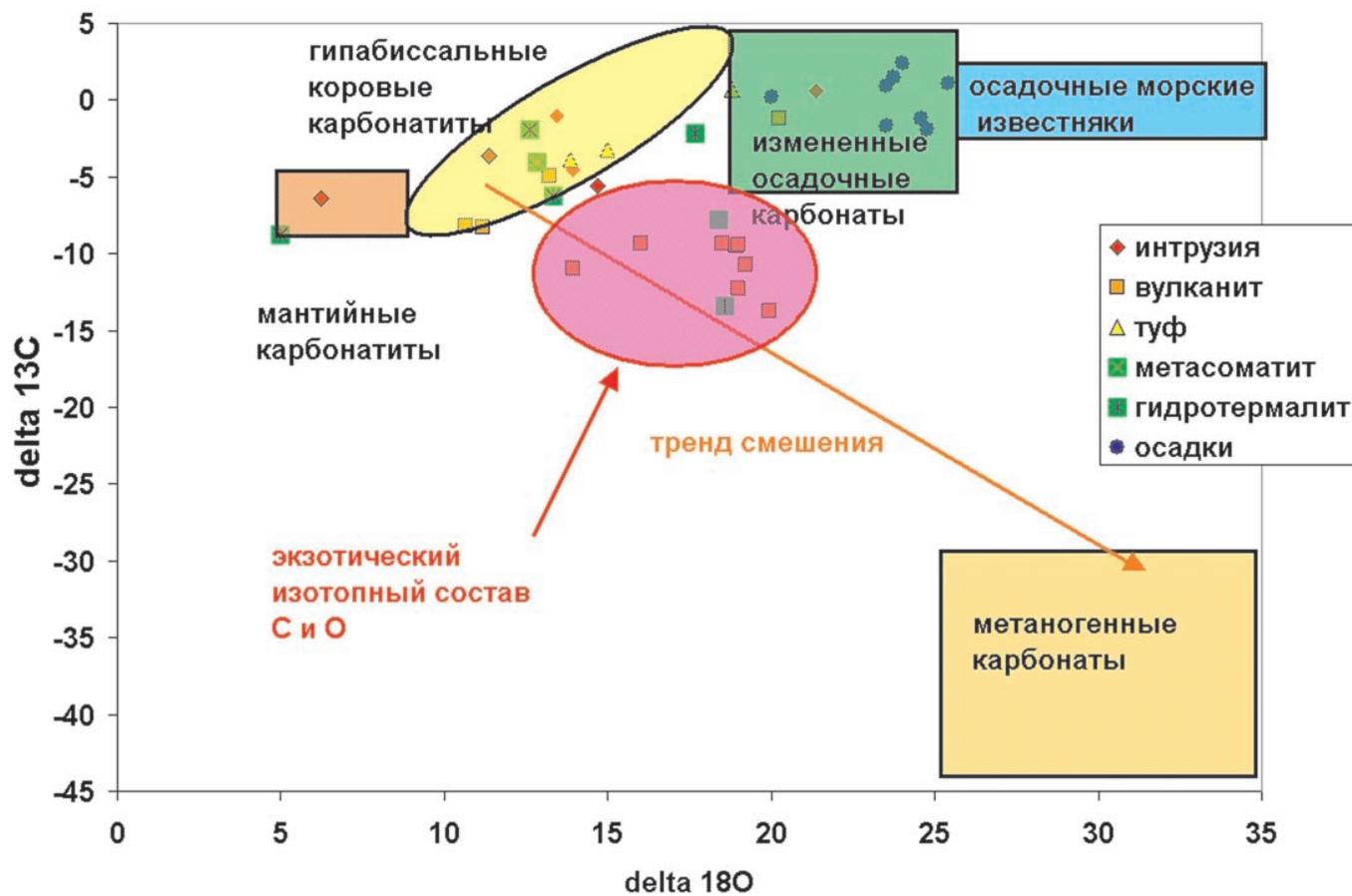


Рис. 3. Генетическая диаграмма распределения карбонатных пород по изотопному составу.

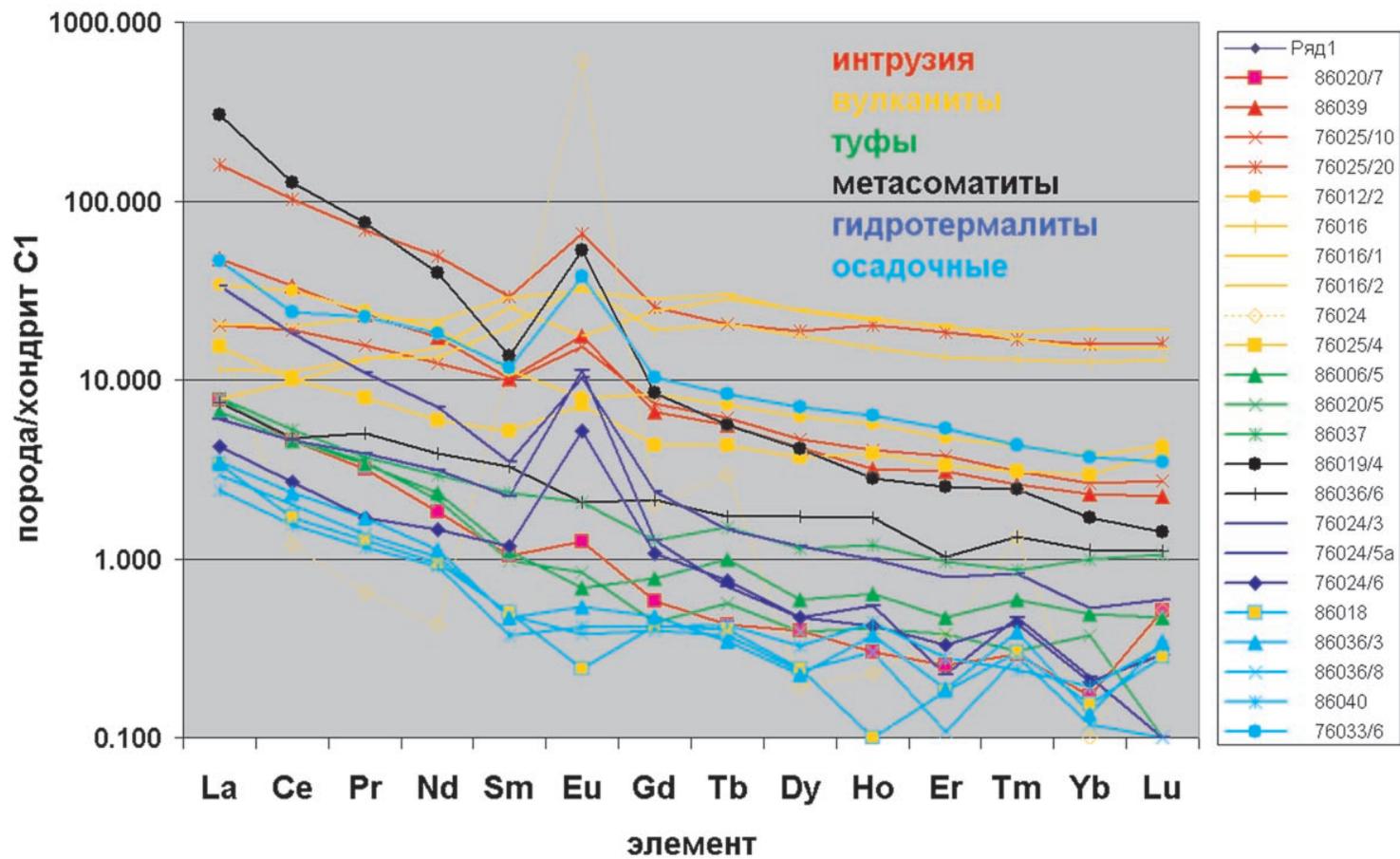


Рис. 4. Распределение содержаний РЗЭ в карбонатных породах Восточного Таймыра.

карбонатитов. Главной отличительной особенностью их является отсутствие в них редкометалльных акцессорных минералов – бадделеита, пирохлора, кальцитрита, циркелита, а также флогопита, слабое развитие в них апатита, магнетитов. С карбонатитами их объединяет широкое развитие главных породообразующих минералов – карбонатов (кальцита, доломита, анкерита, сидерита), а также морфология карбонатитовых тел, текстуры и структуры пород. Такие штокообразные тела и жилы карбонатитов по Эккерману, Бреггеру и др. трактуются как интрузивные тела специфической по составу карбонатной магмы.

Тектоническая приуроченность инъекционных карбонатных тектонитов и метасоматитов к средне-позднетриасовой активизации, интрузиям субщелочно-щелочного ряда этого возраста (дикарабигайский) позволяет датировать их этим же возрастом. U-Pb возраст озеротаймырского комплекса определялся по цирконам из двух образцов сульфидизированных «карбонатитов» (образцы 76016/1 и 76016/2). Только в одном образце был получен конкордантный возраст 238 ± 6 млн лет. Остальные возрасты цирконов свидетельствуют о захвате коровых цирконов ранне-среднерифейского (930–1653 Ma) и раннепротерозойского (1813–2279 Ma) происхождения.

Для карбонатных тектонитов, по сравнению с осадочными карбонатными породами, характерны повышенные концентрации (в порядке убывания) – Pb, Ag, Sn, Nb, Ba, Cu, Zr, Sc и пониженные – Ni, Cr, V, Ga, Mn.

Комплекс отличается широкой геохимической специализацией. Особенно нужно отметить, что выборку (30 проб) на 25% и более составляют (г/т) резко аномальные (превышающие кларк на несколько порядков): кобальта (до 117), меди (до 310), хрома (до 107), серебра (до 0,74), олова (до 50,3), золота (до 0,19).

Кроме того, на уровне геохимического фона и значительно выше содержится цинк (до 262 г/т) и свинец (до 59,8 г/т). Молибден в целом по выборке находится на уровне геохимического фона, по нескольким пробам превышает кларк в 5–7 раз, достигая 2,67 г/т. По данным ПКСА, бор составляет 30 г/т.

Мышьяк, превышая геохимический фон, достигает аномальных значений в одной пробе, составляет – 27,6 г/т (при кларке 2 г/т). На уровне кларка и значительно превышая по нескольким пробам, также находятся ниобий, кадмий, сурьма. Так, аномальные значения составляют (г/т): для ниобия – 4,38–6,02 по нескольким пробам и одно резко аномальное значение равно 8,54, при кларке – 0,6. Кадмий в пяти пробах из 30 имеет устойчивое превышение кларка в 4–5 раз, по двум пробам есть сильные аномалии до 0,56 г/т, а также одно резко аномальное значение – 279 г/т. Сурьма имеет устойчивый уровень геохимического фона, с несколькими пиками по четырем пробам с максимумом в резко аномальном значении равно 76,2 г/т. Иттрий и цирконий со значениями, равными геохимическому фону и превышая его по нескольким пробам в 4–5 раз, составляют шестую часть выборки.

Значения РЗЭ на 25% выборки равны или несколько превышают кларк. Так, гольмий – до 1,25, эрбий – до 3,34, тулий – до 0,47, иттербий – до 3,3, лютеций – до 0,48 по четырем пробам в 4–7 раз превышают кларк.

Европий имеет аномальные значения по двум пробам – 3,79–3,09 г/т, с резкой аномалией до 35,4 г/т и сильной аномалией по этой пробе тантала, составляющей 2,22 г/т. Гафний содержится на уровне фона с повышением значения по одной пробе до 3,24 г/т (прил. 3).

Цветковско-Нордвикский геологический район

Чернохребетнинская геологическая площадь

Быррангский комплекс долеритовый ($\beta T_1 b$) рассмотрен выше на Озеротаймырской геологической площади.

Восточнотаймырский комплекс субщелочной диорит-габбродолеритовый рассмотрен выше на Озеротаймырской геологической площади.

Тулайский комплекс гранитовый ($\gamma T_1 tl$) в пределах массива Тулай-Киряка выделен в самостоятельный комплекс В. В. Межубовским в 2006 г. Открыта интрузия гранитоидного состава совместно с габброидной в 1949 г. Ф. И. Ивановым. Последующими исследователями высказывались различные версии ее происхождения:

1) габбро и граниты являются продуктом дифференциации единого базитового расплава [11, 38, 73, 107 и др.];

2) граниты образовались в результате метаморфизма и метасоматического преобразования терригенных пород под воздействием габброидной магмы [132];

3) габбро и граниты являются двумя самостоятельными сближенными во времени магматическими телами, внедрившимися последовательно в единую геологическую структуру [162].

Результаты последних исследований интрузии в ходе производства поисковых работ на медно-никелевое оруденение в 1991–1992 гг. свидетельствуют в пользу последней гипотезы.

Гранитная интрузия представляет собой мощное пластинообразное тело широтного простирания, погружающееся в северном направлении под углом 50° . Мощность интрузии возрастает в восточном направлении от 800 до 1200 м. С запада гранитная интрузия, так же как и габброидная, срезается серией разломов взбросового характера. По петрографическому составу интрузия довольно однородна. Выделяются аляскитовые амфиболовые граниты (существенно преобладают) и гранодиориты. Подошва интрузии, вероятно, имеет неровную поверхность, осложненную серией силлообразных тел, проникающих как во вмещающие породы, так и в габброидную интрузию. В верхнем экзоконтакте интрузии выделяется зона измененных пород мощностью до 300 м.

Граниты представляют собой розовато-серую среднезернистую породу с аллотриоморфнозернистой, гранитной и микропегматитовой структурами. Порода состоит (%) из калиевого полевого шпата (45–60), кварца (30–40), плагиоклаза (8–12), амфибола (0–10), биотита (0–3), рудных и вторичных минералов – серицита, кальцита, хлорита. Плагиоклаз по составу соответствует олигоклазу, интенсивно серицитизирован. Рудные минералы представлены магнетитом и ильменитом. По химическому составу описанные

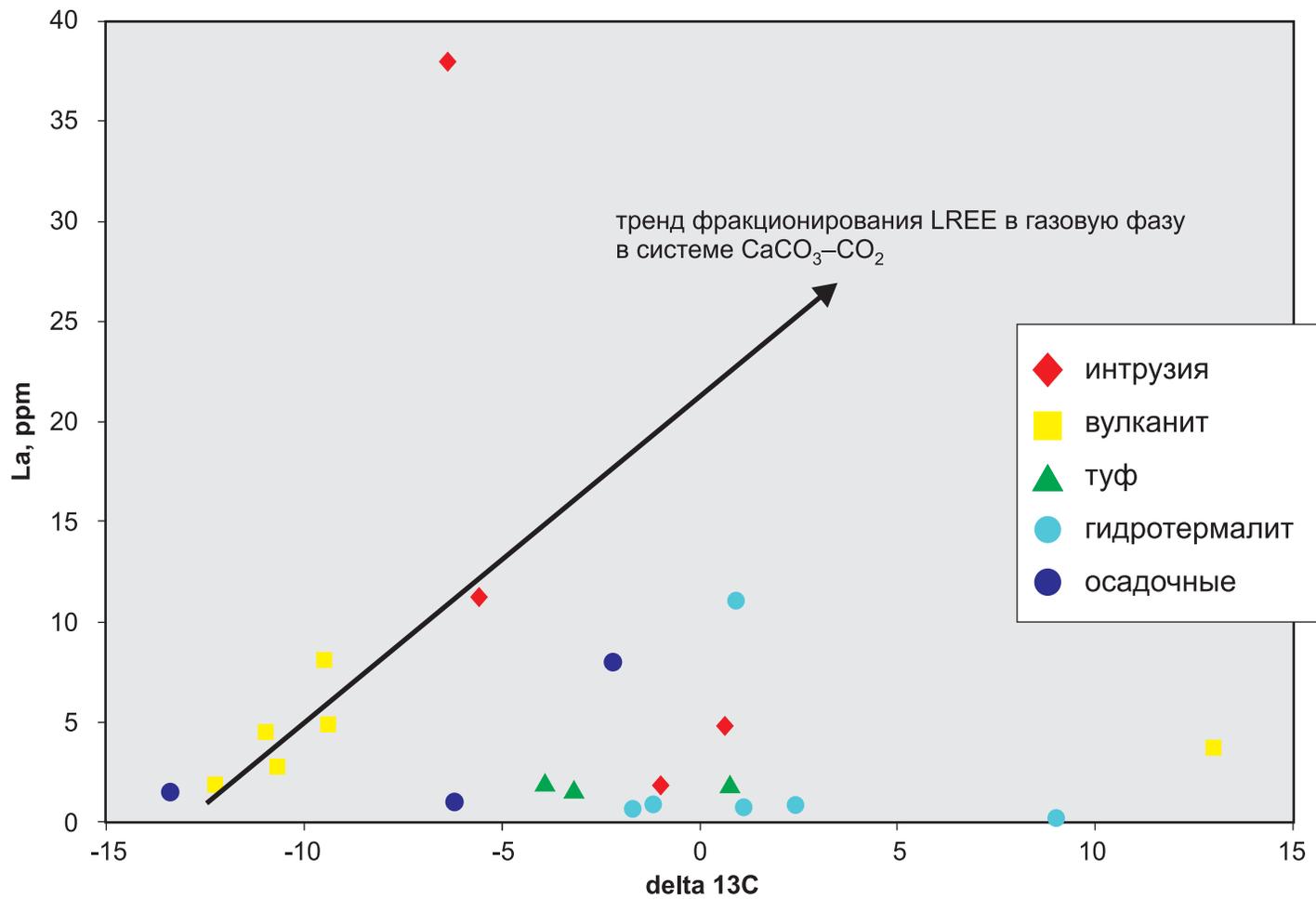


Рис. 5. Тренд фракционирования для карбонатных пород Восточного Таймыра.

породы относятся к промежуточным между обычными гранитами и лейкогранитами ($\text{SiO}_2 - 73,7$; $\text{TiO}_2 - 0,4$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 11,9$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 2,45$; $\text{FeO} - 1,4$; $\text{MnO} - 0,05$; $\text{MgO} - 0,6$; $\text{CaO} - 1,2$; $\text{Na}_2\text{O} - 3,2$; $\text{K}_2\text{O} - 3,2$). В экзоконтактах гранитной интрузии по алевролитам и микрозернистым песчаникам развиваются кварц-полевошпатовые метасоматиты с порфиробластовой структурой. Кварц, слагающий порфиробласты, имеет изометричную форму и неровные границы, слагает до 50% породы. Характерны микропегматитовые сростки кварца с калиевым полевым шпатом. Аналогичные породы отмечаются в нескольких километрах севернее гранитной интрузии, где они слагают линзовидное тело с тектоническими контактами. Это позволяет предположить присутствие здесь на небольшой глубине гранитов. Абсолютный возраст гранитов по цирконам составляет 254–255 млн лет, что соответствует границе поздней перми–раннего триаса. Однако эти данные требуют уточнения.

Лено-Анабарский геологический район

Попигай-Далдынская геологическая площадь

Правобоярский комплекс эруптивный (βT_{1pr}) Представлен трубками взрыва (вулканическими аппаратами центрального типа) в поле развития правобоярской свиты. Петротип описан на р. Далдын [138], где вскрыта кольцевая структура диаметром 1 км. Жерловая часть аппарата сложена крупноглыбовыми и агломератовыми ксенотуфами с вулканическими базальтовыми бомбами, в значительном количестве присутствуют угловатые глыбы песчаников перми и базальтов до 1,5 м в поперечнике, в центре жерла вскрыты мелкозернистые базальты со столбчатой отдельностью. Нередко по периферии вулканических жерл развиты шлаковидные туфы с бомбами базальтов, а по кольцевым разломам наблюдаются дайки долеритов катангского комплекса.

Возраст жерловых фаций, как и правобоярской свиты, пространственно и генетически связанной с ними, соответствует поздней перми–раннему триасу.

Катангский комплекс габбродолеритовый (βT_{1kt}) является аналогом бырангского комплекса в Лено-Анабарском районе. Интрузии катангского комплекса, сложенные долеритами и оливиновыми долеритами, имеют наибольшее распространение на северном склоне Анабарской антеклизы. Эти породы слагают многоярусные пластообразные тела, состоящие из серии маломощных (5–40, редко до 100 м) силлов; реже встречаются крутопадающие дайки мощностью до 100 м и штоки до 600 м в поперечнике. Пластовые тела преобладают среди пермских терригенных отложений, тогда как в туфах наблюдаются маломощные секущие тела прихотливых очертаний, а также прямолинейные и кольцевые дайки. В составе интрузий в виде линз и шлиров отмечаются габбродолериты и троктолитовые долериты. Габбродолериты слагают также подводящие секущие интрузивные тела и нижние части отходящих от них пластовых тел.

Долериты и оливиновые долериты представляют собой темно-серые с зеленоватым оттенком мелко- и среднекристаллические породы. В мало-мощных телах и в краевых частях крупных тел проявлена тонкоплитчатая, мелко столбчатая и брусковидная отдельность; в центральных частях силлов преобладает грубопризматическая отдельность. Структура пород пойкилофитовая, порфириовидная. Они состоят (%) из плагиоклаза (45), пироксена (40), оливина (до 10), мезостазиса (4) и рудного минерала (1). Плагиоклаз представлен двумя генерациями: лабрадор-битовнитом (An_{70}) в гломеропорфириовых выделениях и лабрадором (An_{60}) в пойкилитовых зернах. Моноклинный пироксен образует изометричные призматические кристаллы размером 3–4 мм и представлен авгитом. Оливин отмечается в изометричных мелких зернах (до 1 мм), по составу отвечает хризолиту-гиалосидериту. По нему развивается идингсит. Мезостазис представлен хлоритом и реликтами бурого вулканического стекла с микролитами плагиоклаза. По химическому составу породы соответствуют долеритам нормального ряда, относительно магнезиальным, с нормальной щелочностью и насыщенным кремнекислотой.

Краевые части силлов сложены микродолеритами, эти породы отличаются пониженным содержанием оливина и микродолеритовой структурой. В зоне эндоконтакта порода становится более стекловатой, и в буром вулканическом стекле наблюдаются обломки кварца и плагиоклаза из вмещающих пород. Экзоконтактовые изменения проявились в ороговании терригенных пород: в песчаниках цемент перекристаллизован и ожелезнен, по плагиоклазу образованы оторочки тридимита, кварца и альбита. Глинистые породы превращены в пятнистые и узловатые роговики, известняки скарнированы. Гидротермальные процессы, связанные с внедрением трапловых интрузий, проявились в образовании вкрапленников сульфидов в долеритах и во вмещающих породах.

Габбродолериты имеют габброфитовую, участками толеитовую структуру. Они состоят (%) из крупнотаблитчатого плагиоклаза (40), более мелких изометричных зерен моноклинного пироксена (40) и бурого стекловатого мезостазиса, замещенного идингситом (до 20); отмечаются рудные минералы (до 1) и редкие иголки апатита. Иногда отмечается оливин, полностью замещенный вторичными минералами. Характерны аутометасоматические изменения. Плагиоклаз образует крупные (2–3 мм) удлиненные лейсты зонального строения: от лабрадора (An_{55}) в центре до андезина по краям, по периферии замещается альбитом и обрастает каймой микропертитового калинагрового полевого шпата. Пироксен в результате аутометасоматоза замещается роговой обманкой, биотитом в ассоциации с магнетитом (титаномагнетитом). По трещинам и в интерстициях в породе развивается мелкочешуйчатый агрегат хлорита с примесью карбоната. Габбродолериты отличаются от долеритов повышенной титанистостью, щелочностью, повышенным содержанием фосфора, более высокой кислотностью.

Троктолитовые долериты состоят (%) из плагиоклаза (40–50), пироксена (30–35), оливина (20–25), рудного минерала (до 10) и мезостазиса (2–3). Отличаются от долеритов повышенным содержанием магния и железа, пониженной щелочностью и кислотностью.

Плотность габбродолеритов составляет $2,87 \text{ г/см}^3$, долеритов – $2,95 \text{ г/см}^3$; магнитная восприимчивость соответственно $70 \times 10^{-6} \text{ CGS}$ и $257 \times 10^{-6} \text{ CGS}$; остаточная намагничённость – $2902 \times 10^{-6} \text{ CGS}$ и $1597 \times 10^{-6} \text{ CGS}$ [103, 121].

Интрузии катангского комплекса прорывают коагматичные им вулканогенные образования верхней перми–нижнего триаса и отмечаются в гальках базальных горизонтов нижнеюрских отложений. Калий-аргоновым методом определен абсолютный возраст долеритов (табл. 22). Средний возраст траппов по 12 анализам составляет 233 млн лет. С учетом данных о геологическом положении интрузий, возраст интрузий катангского комплекса принимается раннетриасовым.

По химическому составу (табл. 23) долериты катангского комплекса сходны с долеритами быррангского комплекса.

Таблица 22

Результаты определения абсолютного возраста интрузивных образований Анабарской антеклизы калий-аргоновым методом

№ п/п	Комплекс	Место отбора	Порода	Возраст, млн лет	Возраст геологический
1	Катангский	Река Фомич, силл	Габбродолерит	222±5	T ₃
2	Катангский	Река Фомич, силл	Долерит	209±4	J ₁
3	Катангский	Река Тынгырах, дайка	Микродолерит	247±10	T ₁
4	Катангский	Река Тынгырах, дайка	Микродолерит	247±10	T ₁
5	Катангский	Река Тынгырах, дайка	Долерит	255±17	P ₂
6	Катангский	Река Сыаргалах, дайка	Долерит	262±18	P ₁
7	Катангский	Река Майин, дайка	Долерит	251±15	P ₂
8	Катангский	Река Бокунатый, силл	Долерит	218±7	T ₃
9	Катангский	Река Попигай, силл	Долерит	198±4	J ₁
10	Катангский	Река Попигай, силл	Долерит	216±5	T ₃
11	Катангский	Река Попигай, силл	Долерит	213±4	T ₃
12	Катангский	Река Попигай, силл	Долерит	256±6	P ₂
13	Ланктохотский	Гора Колка-Лонгтохото	Габбросиенит	263±8	P ₁
14	Ланктохотский	Гора Колка-Лонгтохото	Габбродиорит	240±7	T ₂
15	Ланктохотский	Гора Колка-Лонгтохото	Габбросиенит	243±7	T ₁
16	Ланктохотский	Гора Колка-Лонгтохото	Габбродиорит	242±7	T ₂
17	Ланктохотский	Гора Колка-Лонгтохото	Габбродиорит	262±8	P ₁
18	Ланктохотский	Гора Колка-Лонгтохото	Габбродиорит	248±7	T ₁
19	Ланктохотский	Гора Колка-Лонгтохото	Габбродиорит	261±8	P ₁
20	Ланктохотский	Гора Колка-Лонгтохото	Габбродиорит	208±6	J ₁
21	Ланктохотский	Гора Колка-Лонгтохото	Габбросиенит	219±6	T ₃

Химический состав пород катангского комплекса

Окислы	Номер пробы												
	3-2	28	28-1	28-2	29	126-1	132-1	143-1	147-1	147-3	153-1	157-1	
	1	2	2	2	2	1	1	1	1	1	1	1	
SiO ₂	48	47,3	48,7	47,2	48,1	47,6	48,7	48	46,3	47,7	47,6	47,7	
Al ₂ O ₃	15	14,4	14,8	14,8	14,5	15,3	15,5	15,3	14,6	14,9	15,9	15,3	
TiO ₂	1,2	1,18	1,21	1,21	1,22	1,87	1,8	1,19	1,64	1,93	1,95	1,83	
Fe ₂ O ₃	3,54	3,96	3,98	4,43	4,07	4,74	4,58	2,85	6,93	5,14	5,57	4,19	
FeO	8,88	9,62	8,51	8,36	8,66	9,4	9,03	9,18	7,4	9,03	7,92	9,77	
MnO	0,19	0,19	0,18	0,19	0,19	0,21	0,2	0,19	0,22	0,2	0,19	0,2	
MgO	6,86	8,31	7,57	9,57	8,22	6,07	5,51	7,23	7,86	5,88	5,28	6	
CaO	11,4	10,9	10,6	9,75	10,9	10,7	10,3	11,3	9,17	10,3	10,4	10,8	
Na ₂ O	1,72	1,57	1,6	1,44	1,6	2	2,06	1,72	1,57	2,06	2,23	2	
K ₂ O	0,52	0,47	0,63	0,49	0,51	0,65	0,73	0,56	0,75	0,65	0,64	0,59	
P ₂ O ₅	0,11	0,099	0,11	0,11	0,1	0,18	0,18	0,11	0,16	0,21	0,21	0,18	
пшп	1,13	0,56	0,57	1,28	0,52	<0,1	0,1	0,98	2,19	0,52	0,9	<0,1	
Сумма	99,5	99,6	99,5	99,7	99,6	99,7	99,6	99,7	99,6	99,6	99,6	99,6	
V	0,024	0,024	0,024	0,024	0,025	0,027	0,025	0,023	0,25	0,027	0,026	0,027	
Cr	0,016	0,022	0,021	0,018	0,022	0,016	0,017	0,023	0,02	0,015	0,018	0,018	
Ba	0,037	0,023	0,029	0,019	0,022	0,026	0,033	0,021	0,033	0,033	0,027	0,025	
al'	0,77	0,68	0,74	0,74	0,7	0,76	0,8	0,8	0,67	0,7	0,8	0,76	
f	20,48	23,07	21,27	23,57	22,17	22,08	20,92	20,45	23,83	21,98	20,72	21,79	
Na ₂ O/K ₂ O	3,31	3,34	2,54	2,94	3,14	3,08	2,82	3,07	2,09	3,17	3,48	3,39	
Kф	64,42	62,04	62,26	57,20	60,76	69,97	71,18	62,46	64,58	70,67	71,87	69,94	

Образцы из коллекций: номера с **1-100** – А. С. Бегту, **100-200** – М. В. Наумова.

Примечание. al' = Al₂O₃/(FeO + Fe₂O₃ + MgO); X₂ = 100(Na₂O + K₂O)/(Na₂O + K₂O + CaO); Kф = 100(FeO + Fe₂O₃)/(FeO + Fe₂O₃ + MgO); f = FeO + Fe₂O₃ + MgO + TiO₂.

1 – долерит, **2** – габбро-долерит.

Блуднинский комплекс трахидолеритовый ($\tau\beta T_{1-2bl}$) представлен дайками субщелочных пород, образующими Чокурдах-Фомичевский дайковый пояс. Он локализован в пределах карбонатной толщи кембрия. Дайки субщелочных пород проявляются в рельефе отрицательными формами, выраженными задернованными полосами. Эти темные полосы хорошо выделяются на аэрофотоснимках на фоне светлых слоистых карбонатных пород. В магнитном поле они выражены вытянутыми положительными аномалиями и обладают повышенной радиоактивностью (25–50 мкР/ч на фоне обычных для вмещающих карбонатов 5–7 мкР/ч). Мощность даек составляет 5–50 м, редко достигая 200 м, протяженность – десятки километров; падение тел крутое, близкое к вертикальному. В контакте с субщелочными дайками вмещающие их доломиты мраморизуются, мощность зоны мраморизации составляет 5–7 м, редко достигая 10 м.

Субщелочные породы отличаются пестрой окраской – кремовые, розовые, зеленовато-серые оттенки. Сложение их средне-крупнокристаллическое, структура призматически-зернистая, гипидиоморфная и гломеропорфировая. Последняя обусловлена скоплениями кристаллов пироксена. По минеральному составу выделяются трахидолериты, тешениты и биотитовые тешениты.

Трахидолериты состоят (%) из плагиоклаза (40–60), пироксена (10–25), роговой обманки (5–10), биотита (5–10), калиевого полевого шпата (5–7), рудного минерала (до 7), кварца (4–7), апатита (3–5). В качестве вторичных минералов развиваются амфибол, биотит, хлорит.

Тешениты отличаются от трахидолеритов наличием анальцима и состоят (%) из пироксена (40–55), плагиоклаза (20–40), анальцима (5–15), рудного минерала (5–10), апатита (5) и биотита. При значительном содержании биотита (5–10) порода относится к биотитовому тешениту. Вторичные минералы представлены амфиболом, биотитом, хлоритом, анальцимом, серицитом.

Щелочной характер пород подчеркивается высоким содержанием щелочей и повышенной титанистостью. Породы относятся к классу насыщенных кремнекислотой с повышенным содержанием щелочей при отчетливой калиевой специализации. По своим геохимическим параметрам трахидолериты отличаются от обычных долеритов повышенными содержаниями Mo, Ba, Sr, Be, Zr, B, P, Ge при сравнительно низких содержаниях Cu, Co, Mn.

На соседней площади (лист S-48) в береговом обрыве р. Половинная вскрыт секущий контакт дайки трахидолеритов с sillом оливиновых долеритов раннетриасового возраста. На этом основании возраст субщелочных даек определяется как ранне-среднетриасовый [138]. Кроме того, трахидолериты по минеральному составу и химизму сопоставляются с порфиroidными трахидолеритами и биотитовыми монцонит-порфирами эбехаинского комплекса Анабаро-Уджинского района, абсолютный возраст которых определен калий-аргоновым методом и составляет соответственно 245 и 254 млн лет [89].

Ланктохотский комплекс габбро-диорит-сиенитовый ($v\zeta T_{1-2lt}$) представлен интрузивным массивом Колка-Лонгтохото, выполняющим одноименную тектономагматическую кольцевую структуру на левобережье

р. Попига́й. Массив Колка-Лонгтохото является петротипическим для ланктохотского комплекса. Интрузия в основании имеет штокообразную форму размером $3 \times 3,5$ км и ограничена кольцевыми разломами. В верхней части форма интрузии лополитообразная, здесь имеются провесы кровли, выполненные кембрийскими доломитами и терригенными породами ханарской свиты. Интрузия дифференцирована. Основная ее часть сложена диоритами, которые в верхней части сменяются сиенитами. Переход между ними постепенный, но границы достаточно четкие. Кольцевая структура нарушена разноориентированными разломами. Массив ярко выражен в рельефе, возвышаясь в виде усеченного конуса высотой 180 м над окружающими водоразделами, на которых расположены моноклиально падающие на север ($3-5^\circ$) терригенные образования перми с силлами и дайками долеритов. По результатам аэромагнитной съемки масштаба 1 : 50 000 массив характеризуется отрицательной магнитной аномалией интенсивностью 1500 нТл на фоне высокоинтенсивного положительного магнитного поля [103]. Для диоритов и сиенитов характерна пластовая и столбчатая отдельность. Радиоактивность повышена относительно долеритов катангского комплекса (13–36 мкР/ч против 5–8 мкР/ч). Экоконтактные изменения в целом проявлены так же, как и при внедрении недифференцированных интрузий катангского комплекса.

Диориты – зеленовато-серые и буровато-серые породы с порфировой и гломеропорфировой структурой. Структура основной массы – гипидиморфнозернистая с участками гранобластовой и пойкилоофитовой. Состав (%): плагиоклаз – 50–60, калиевый полевой шпат – 5–7, роговая обманка – 7–10, клинопироксен – 2–10, кварц – 5–7, апатит – 3–5, рудный минерал – 5–10, мезостазис – 15–20. Вкрапленники плагиоклаза (10–25%), размером до 3 мм зональные, от An_{50} в центре до An_{40} в краях.

Габбросиениты – порфировидные мелкокристаллические породы зелено-серого, серого и буровато-серого цветов. Во вкрапленниках – калиевый полевой шпат, роговая обманка, редко – плагиоклаз. Структура основной массы гипидиоморфная и призматическизернистая, бластоофитовая, в отдельных участках гранофировая. Состав пород (%): плагиоклаз – 35–50, альбит и калиевый полевой шпат – 10–15, бурая роговая обманка с реликтами титанистого авгита – 8–10, микрогранофир – до 15, кварц – до 5, магнетит – 5–10, вторичные минералы – до 25 и аксессуарный апатит. Плагиоклаз (андезин) образует крупные зональные таблитчатые кристаллы, по периферии которых развивается альбит и микрогранофирный агрегат. Вторичные минералы представлены иддингсит-боулингом, хлоритом, скелетными кристаллами рудного минерала, биотитом, карбонатом, развивающимися по темноцветам и мезостазису.

В тяжелой фракции протолок из диоритов и сиенитов (семь проб) обнаружены магнетит, пирит, ильменит, апатит, амфибол, циркон, сфен, гранат, хромит, хлорит, пирит, халькопирит, малахит, азурит, галенит.

Породы ланктохотского комплекса (табл. 24) относятся к субщелочному ряду по соотношению щелочей, глинозема и извести и к насыщенным и пересыщенным кремнекислотой. В этих породах проявляется калиевая специализация щелочных компонентов в отличие от четкой натриевой

Химический состав пород ланктохотского комплекса

Окислы	Номер пробы															
	10	33-1	35	38	102-1	102-2	103-1	106-1	107-1	109-1	110-1	113-1	113-2	140-1	28-4	108-1
	1	3	1	2	1	2	1	2	1	3	3	2	1	3	4	5
SiO ₂	55,2	63,3	53,4	59,5	57	58,8	56,9	59,2	54,3	62,2	62,7	58	54	62,7	67,9	48,7
Al ₂ O ₃	13,3	14	13	13,7	12,9	13,5	13,3	13,4	12,7	13,3	13,6	13,1	12,6	13,2	14,2	14,8
TiO ₂	3,01	0,96	2,31	1,54	1,92	1,7	1,9	1,42	2,23	1,26	1,18	1,81	2,27	1,17	0,8	1,27
Fe ₂ O ₃	3,69	4,9	6,06	6,01	7,06	7,51	7,3	6,74	7,67	6,39	6,3	8,17	8,96	5,93	2,39	4,63
FeO	4,96	3,7	8,88	5,26	6,07	4,44	5,77	4,89	7,03	3,7	3,33	4,52	5,7	3,7	2,66	7,92
MnO	0,13	0,12	0,18	0,14	0,16	0,13	0,16	0,13	0,18	0,098	0,13	0,13	0,18	0,099	0,086	0,19
MgO	1,78	0,33	2,26	1,2	1,3	1,03	1,3	1,42	1,66	0,089	0,77	0,86	1,18	0,91	1,52	7,3
CaO	5,93	2,78	4,86	3,35	4,72	4,19	4,68	3,13	5,4	2,78	2,39	4,49	5,45	2,72	3,09	11,2
Na ₂ O	3,49	2,69	2,47	2,53	2,3	2,52	2,46	2,49	2,31	2,37	2,49	2,55	2,64	2,56	2,14	1,67
K ₂ O	3,95	5,72	3,04	4,37	3,75	3,98	3,7	4,63	3,32	4,85	5,27	3,97	3,32	4,77	2,91	0,52
P ₂ O ₅	0,49	0,32	0,88	0,53	0,69	0,59	0,68	0,5	0,82	0,42	0,38	0,61	0,83	0,38	0,1	0,1
ппп	3,03	0,16	1,14	0,79	1	0,68	0,78	1,04	0,99	0,9	0,56	0,83	1,78	0,9	1,45	0,45
Сумма	99,4	99,5	99,6	99,6	99,5	99,5	99,5	99,5	99,5	99,5	99,5	99,5	99,5	99,5	99,5	99,6
V	0,017	0,0052	0,014	0,0079	0,011	0,0092	0,012	0,0088	0,015	0,0062	0,0072	0,011	0,013	0,0068	0,011	0,026
Cr	0,0023	< 0,002	0,0021	< 0,002	0,0023	< 0,002	< 0,002	< 0,002	< 0,002	< 0,002	0,0022	< 0,002	< 0,002	< 0,002	0,011	0,019
Ba	0,1	0,12	0,099	0,11	0,11	0,11	0,11	0,12	0,11	0,11	0,12	0,11	0,11	0,11	0,087	0,025
al'	10,34	6,89	13,29	8,74	9,20	7,27	8,89	8,30	10,35	5,87	6,26	6,98	8,29	6,84	10,12	18,42
f	13,44	9,89	19,51	14,01	16,35	14,68	16,27	14,47	18,59	11,44	11,58	15,36	18,11	11,71	7,37	21,12
Na ₂ O/K ₂ O	0,88	0,47	0,81	0,58	0,61	0,63	0,66	0,54	0,70	0,49	0,47	0,64	0,80	0,54	0,74	3,21
Кф	82,93	96,30	86,86	90,38	90,99	92,06	90,95	89,12	89,85	99,13	92,60	93,65	92,55	91,37	76,86	63,22

Образцы из коллекций: номера с **1–100** – А. С. Бету, **100–200** – М. В. Наумова.

Примечание. al' = Al₂O₃/(FeO + Fe₂O₃ + MgO); X₂ = 100(Na₂O + K₂O)/(Na₂O + K₂O + CaO); Кф = 100(FeO + Fe₂O₃)/(FeO + Fe₂O₃ + MgO); f = FeO + Fe₂O₃ + MgO + TiO₂.

1 – субщелочной диорит, **2** – субщелочной кварцевый диорит, **3** – сиенит, **4** – гранодиорит, **5** – габбродолерит.

специализации долеритов недифференцированных интрузий катангского комплекса. По сравнению с долеритами катангского комплекса в породах также меньше магния и кальция, но больше щелочей, кремнезема и фосфора. По мнению В. Н. Боброва с соавторами [103], породы интрузии могли кристаллизоваться из трахибазальтовой магмы. Об этом свидетельствует и их микроэлементный состав (повышенные содержания ниобия, иттрия, лантана, церия, бария и циркония), что характерно для щелочно-основных и щелочных пород.

Вопрос о возрасте массива Колка-Лонгтохото решается на основании его геологического положения и определений абсолютного возраста. Интрузия Колка-Лонгтохото прорывает образования перми и интрузирующие их трапповые силы. Результаты определений возраста калий-аргоновым методом приведены в табл. 22. Средний возраст пород массива Колка-Лонгтохото по девяти анализам – 243 млн лет, это ранний триас. С учетом данных о геологическом положении, возраст интрузии Колка-Лонгтохото принимается ранне-среднетриасовым.

Для ланктохотского комплекса в целом отмечается содержание на геохимическом уровне таких элементов как медь, никель, свинец, цинк, литий, молибден, вольфрам.

Комплекс в целом характеризуют близкие к кларку значения рубидия, иттрия, сурьмы, РЗЭ, тантала. Можно говорить о геохимической специализации на такие элементы как цирконий – среднее значение – 691, максимальное 822 г/т; ниобий – среднее 40,9, максимальное 81,2 г/т; из РЗЭ: лантан – среднее 82,5, максимальное – 111 г/т; церий – среднее 169,39, максимальное 217 г/т; празеодим – среднее 20,78, максимальное 24,9 г/т; неодим – среднее 81,14, максимальное 93,9 г/т; самарий – среднее 16,7, максимальное 19,3 г/т; тулий – до 0,99 г/т. Гафний содержится на уровне сильной аномалии, в среднем составляет 18,9 г/т с максимумом до 22,7 г/т (при кларке, равном 2,5–3 г/т).

Для основных пород комплекса характерны сильные аномалии урана и тория. Уран в среднем составляет 5,31, с максимумом до 7,31 при кларке 0,6 г/т. Среднее значение тория для основных пород 22,3, максимальное 31,4, при кларке 1,8 г/т, что соответствует уровню резких аномалий и позволяет говорить о геохимической специализации комплекса на эти элементы.

Что касается бериллия, то аномальные значения характерны для средних пород, составляющих комплекс, они достигают в среднем 37 г/т с максимумом 5,16 г/т. Молибден по всему комплексу содержится на геохимическом уровне, за исключением одной пробы (сиенит) с аномальным значением, составляющим 8,76 г/т.

Важно отметить резко аномальные значения серебра, составляющие: среднее – 1,25, максимальное – 2,41 г/т. Это позволяет говорить о геохимической специализации комплекса на серебро (прил. 3).

МЕТАМОРФИЗМ

Попигайский комплекс импактитов и импактных брекчий выполняет Попигайскую импактную структуру, северная прибортовая часть которой расположена в пределах территории листа S-49. **Импактный (коптогенный)** генезис этих образований впервые обоснован В. Л. Масайтисом в 1970 г. [54, 56] и подтвержден последующими многочисленными геологосъемочными, геолого-поисковыми, геофизическими, разведочными и научно-исследовательскими работами [87, 114, 115, 135, 136 и др.]. «Олигоценый коптогенный комплекс» впервые был включен в сводную легенду Анабарской серии в 1985 г. [127]. В составе комплекса выделяются: 1) подкомплекс импактных брекчий, в составе которого по резкой смене размерности обломочного материала и фациальным условиям их образования выделены толщи коптокластитов (**kP_{2p}**) и мегабрекчий (**mP_{2p}**); 2) подкомплекс импактитов, в составе которого по форме нахождения содержанию продуктов импактного плавления и фациальным условиям их образования выделены толща тагамитов (массивных импактитов) и толща зювитов (обломочных импактитов), объединенных на рассматриваемой площади (**tg+svP_{2p}**).

Толща коптокластитов слагает верхнюю часть комплекса, образуя покров слабосцементированных псаммито-алевритовых брекчий, состоящих преимущественно из тонкодезинтегрированного материала пород мезозоя с 10–15% глыб пород осадочного чехла и до 5% включений импактных стекол. Они сохранились фрагментарно за пределами кратера в кровле аллогенной мегабрекчий, главным образом в долине р. Анабарка, где картировались ранее как породы верхнего мела вследствие преобладания в составе коптокластитов обломков терригенных пород этого возраста.

Толща мегабрекчий резко преобладает в составе комплекса в пределах площади листа S-49, выполняя прибортовую часть кратера и формируя эрозионные останцы за его пределами, сохранившиеся преимущественно в долинах правых притоков р. Анабарка. Она залегает на деформированных породах кембрия, карбона, перми и триаса. В контактах мегабрекчий первичное залегание этих пород нарушено, наблюдается их падение (преимущественно в северных румбах) под углами 15–50°. Толща сложена глыбами и блоками (до 1,2 км размером) названных пород, а также ударно-метаморфизованных песчаников рифея и гнейсов кристаллического фундамента, причем соотношения различных литологических разновидностей варьируют в самых широких пределах. Блоки и глыбы сцементированы тонкоразрушенным

Средние химические составы (мас. %) импактитов уч. Встречный

Породы	Оксиды										Сумма	
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅		ппп
Тагамиты (n = 29)	62,15	0,76	14,78	6,89	0,06	3,76	4,07	2,59	2,52	0,11	2,34	100,02
Зювиты (n = 4)	56,57	0,74	14,78	7,03	0,08	5,00	5,36	2,68	2,15	0,11	5,63	100,12

материалом этих же пород. Нередко в составе мегабрекчии значительное место занимает коп-токластивый цемент, как правило, содержащий импактные стекла. Мощность мегабрекчий в пределах листа не превышает 226 м.

Зювиты и тагамиты подкомплекса импактитов развиты главным образом в верховьях рек Настуйа-Юрях и Арылах-Юряге (месторождение Встречное), где они выходят на поверхность и вскрыты многочисленными скважинами. Импактиты образуют линзовидное тело среди аллогенных мегабрекчий площадью 3 км² и видимой мощностью до 93 м. В разрезе тела преобладают витро-литокластические и гранолитовитрокластические лапиллиевые зювиты (до 70 м мощностью); миогиалиновые тагамиты имеют подчиненное значение и формируют линзы до 50 м мощностью. Широко представлены переходные разности (брекчиевидные тагамиты, спекшиеся зювиты и агглютинаты). Мелкое тело импактитов (главным образом зювитов) мощностью до 21 м развито также на горе Тумул-Тас. Химические составы импактитов отвечают средневзвешенному составу пород кристаллического фундамента данного района, за счет которых они образовались (табл. 25), при этом зювиты характеризуются повышенным содержанием магния, кальция и летучих, по сравнению с тагамитами, за счет присутствия обломков кембрийских карбонатных пород.

Возраст попигайского комплекса соответствует времени возникновения кратера и определяется по геологическим данным, интервалом от позднего мела до плиоцена. Данные радиологических датировок ($t = 40,2$ Ма (K-Ar) – среднее из 10, $t = 38,9$ Ма (деления треков 238U) – среднее из 6 и $t = 35,7 \pm 0,2$ Ма (40Ar–39Ar) – изохрона (Bottomley et al., 1997) позволяют отнести время образования попигайского комплекса к позднему эоцену.

ТЕКТОНИКА

Тектонический план территории листа S-49 определяется сочленением в его пределах трех крупных структур: северной части Сибирской древней (эпикарельской) платформы; западной – Хатангско-Лаптевоморской молодой (эпипозднекиммерийской) платформы (на верхоянском основании) и Таймырской раннекиммерийской эпиплатформенной (на байкальском основании) складчато-надвиговой системы (рис. 6, 7). Данное сочленение отражает положение территории на стыке таких планетарных элементов, как Сибирская и Северокарская платформы и северная часть Верхояно-Колымского подвижно-складчатого пояса. С этой точки зрения, Таймырская складчато-надвиговая (СНС) и Цветковско-Нордвикская полого-складчатая (ПСС) системы являются частью межплатформенной подвижной зоны, разделяющей Сибирский и Северокарский кратоны. «Древняя» граница Сибирской платформы (Главный Таймырский разлом) в результате проявления байкальской, ранне-позднегерцинской, ранне-позднекиммерийской эпох диастрофизма смещена к югу и в настоящее время приурочена к Центрально-Таймырскому конвергентному шву и Нордвикскому разлому. Южнее последнего отложения рифейско-фанерозойского покровного комплекса в пределах Сибирской платформы в целом сохранили типично платформенные условия залегания, севернее – сначала полого, затем интенсивно дислоцированы.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Представления о глубинном строении территории листа S-49 базируются на данных геофизической основы и результатах бурения скважин глубиной до 3 км в южной части площади листа. Недостаточность исходных материалов является основной причиной вхождения в комплект карты глубинного строения трех схем (масштабов 1:1 000 000, 1:2 500 000 и 1:5 000 000), отражающих неоднородности разных интервалов глубин земной коры.

Анализ исходных материалов

Сводная карта аномального магнитного поля по листу S-49 (Юрюнг-Хая) составлена на основе информационной базы геофизических данных по Таймырскому Автономному округу (ТАО), которая была подготовлена

в ВИРГ-Рудгеофизика в прошлые годы. Территория листа S-49 полностью обеспечена аэромагнитной съемкой масштаба 1:200 000, которые выполнены в 1962–1964 гг. с феррозондовыми аэромагнитометрами АЭМ-49 и магнитометрами, входящими в состав комплексных станций АГСМ-25, с ценой деления аналоговой записи 3,5 нТл/мм и 12,5 нТл/мм соответственно, нелинейным дрейфом «нуля» до 30 нТл/ч и температурным коэффициентом 8 нТл/1 °С. Съёмки выполнены на высоте полета 150–200 м. Карты (ΔТ)_а по листам масштаба 1:200 000 в цифровом виде находятся в Федеральном банке «Гравимаг». На территорию листа S-49 **имеются картографическая опорная сеть**, выполненная в 1962–1964 гг. ВНИИГеофизика при помощи феррозондового аэромагнитометра АММ-13. Съёмка производилась в масштабе 1:100 000 на высоте полетов рядовых съёмок 200–300 м. Погрешность опорной сети составляет ±(20–25) нТл. При получении значений аномального магнитного поля и составлении сводных карт использована модель нормального поля эпохи 1950 г.

Сводная гравиметрическая карта в редукции Буге для листа S-49 (Юрюнг-Хая) построена по материалам гравиметрических съёмок масштабов 1:200 000 и 1:1 000 000 (табл. 26). Первичные материалы в виде цифровых матриц, карт изолиний, копии каталогов гравиметрических пунктов к отчетам о съёмках различных лет были получены из Банка «Гравимаг» и ГУПР Красноярского края.

Территория листа S-49 пересекается опорным региональным профилем оз. Тенгиз–море Лаптевых МОВЗ–ГСЗ Битум. Профиль Битум пересекает регион в северо-западном направлении, для него построены основные границы раздела земной коры и дана оценка значений сейсмических скоростей в различных толщах земной коры. Оценка петрофизических характеристик земной коры и увязка их с наблюдаемыми геофизическими полями выполнена по профилю Битум путем подбора с сохранением основных элементов геометрии исходного сейсмогеологического разреза, построенного в Центре ГЕОН.

Физические свойства горных пород

Горные породы, слагающие геологический разрез района исследования, разнообразны, их петрофизические особенности изучены слабо, поэтому их характеристика в значительной мере дается по результатам исследований на прилегающих площадях. Наиболее плотными и магнитными породами в пределах исследуемого района являются эффузивные породы и интрузии. Эффузивные породы трапповой формации распространены на территории современной горной системы хр. Бырранга, на юге Таймырской складчатой области, на отдельных возвышенностях Енисей-Хатангского прогиба (Кирыка-Тасс, сопка Балахня) и на северной окраине Сибирской платформы. На большей части территории эффузивные отложения скрыты под покровом мезо-кайнозойских осадков и обнаруживаются только скважинами. На Таймыре мощность нижней вулканогенно-осадочной (зверинской) свиты достигает 1200 м, верхней вулканогенной (бетлингской) свиты – 2000 м. Породы мощной туфолаковой толщи (в основном – базальты) по

Условные обозначения

ТК – Тектонический комплекс
СФК – Структурно-формационный комплекс

I. СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

- Поздневендско-раннекаменноугольный ТК. Анабарская антеклиза (АА).
- Среднекаменноугольно-раннемезозойский ТК. Тустахская моноклиза (ТМ).
- а) τ б) ◇ Позднепермско-раннетриасовый вулканоплутонический СФК рассеянного рифтогенеза:
а) вулканогенные образования стратифицированные
б) трубки взрыва
- а — б •• Юрско-кайнозойский ТК: а – Юрско-раннемеловой СФК, б – ранне-позднемеловой СФК
- ① – Северо-Сибирская моноκлиная (а)
- ② – Хатангско-Ленский прогиб (ХЛ) (б):
1 – Джаргалах-Рассохинская впадина, 2 – Хатангско-Устьанабарская седловина, 3 – Устьсулемская впадина

Эоценовый импактный СФК

II. ХАТАНГСКО-ЛАПТЕВОМОРСКАЯ ЭПИПОЗДНЕИММЕРИЙСКАЯ МОЛОДАЯ ПЛАТФОРМА

- а — б — Среднекаменноугольно-мезозойский ТК Цветковско-Нордвикской полого-складчатой системы (ПСС):
а – Триасовый СФК; б – Юрско-берриасовый СФК
- Π₁ – Чернохребтинская складчатая зона (ЧЗ)
- Π₂ – Нордвикско-Тигянская полого-складчатая зона (НЗ)
- Выступы ниже-среднепалеозойского фундамента (соленосно-сульфатно-карбонатный девон)
- 1 / 2 Раннемеловой-кайнозойский плитный ТК: 1 – Белогорско-Тигянская антиκлиная, 2 – Портнягинская впадина, 3 – Осиповско-Нордвикский вал, 4 – Подкаменная впадина, 5 – Журавлёвский вал (антиκлиная)

III. ТАЙМЫРСКАЯ СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВАЯ СИСТЕМА (СНС)

- а / б •• в ~ Среднекаменноугольно-триасовый ТК. Южно-Бырангская складчатая зона.
Π₁ – Северомалахайтаринская подзона интенсивных дислокаций (а);
Π₂ – Каменно-Малахайтаринская подзона пологих дислокаций (б);
Π₃ – Подкаменно-Кульдимская подзона интенсивных дислокаций с инъекционными карбонатитами и субшелочно-граносиенитовым магматизмом (в);

- Поздневендско-раннекаменноугольный ТК (Фалабигай-Нордвикский девонско-нижнекаменноугольный СФК)
- Раннемеловой-кайнозойский плитный ТК. Притаймырская (прибрежная) зона неотектонического обрушения

/ Центрально-Таймырский шов (геораздел)

а / б / в / Главные разломы: а – установленные, б – по геофизическим данным
ЖС – Жданихинско-Суодемский, Н – Нордвикский, Ч – Чернохребтинский, КЦ – Кирыка-Тасско-Цветковский

а / б / Границы тектонических структур: а – установленные, б – предполагаемые

① Границы структур плитного комплекса I порядка

1 / 2 Границы структур плитного комплекса II порядка

а / б / Разрывные нарушения взбросо-сбросовой (а) и сдвиговой (б) кинематики

/ Надвиги

/ Кольцевые структуры (по данным аэрокосмодешифрирования)

а / б / Кольцевые структуры (по данным геофизики): с положительным аномальным магнитным полем (а), с отрицательным магнитным полем (б)

Интрузия центрального типа горы Колка-Лонгдокото

Соляные купола

А-Б Линия геолого-геофизического разреза

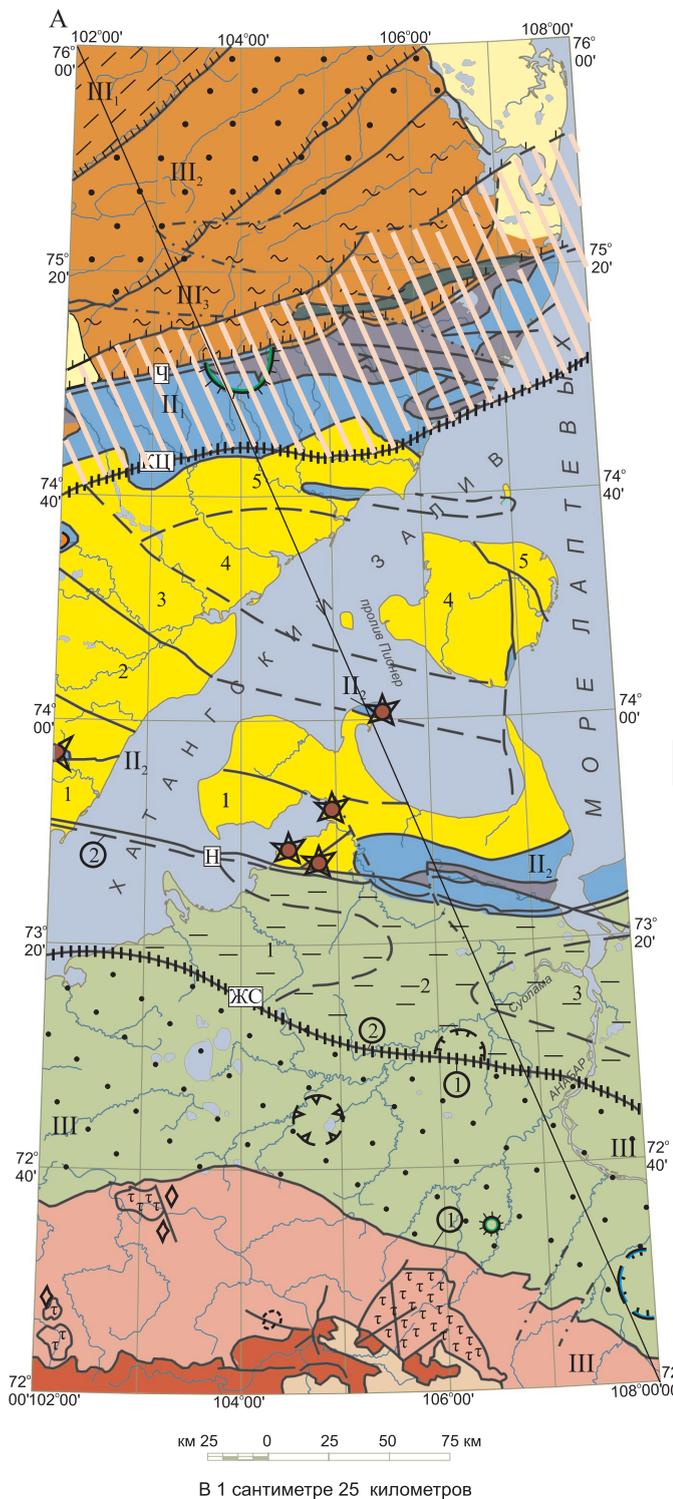


Рис. 6. Тектоническая схема листа S-49. Масштаб 1:2 500 000.

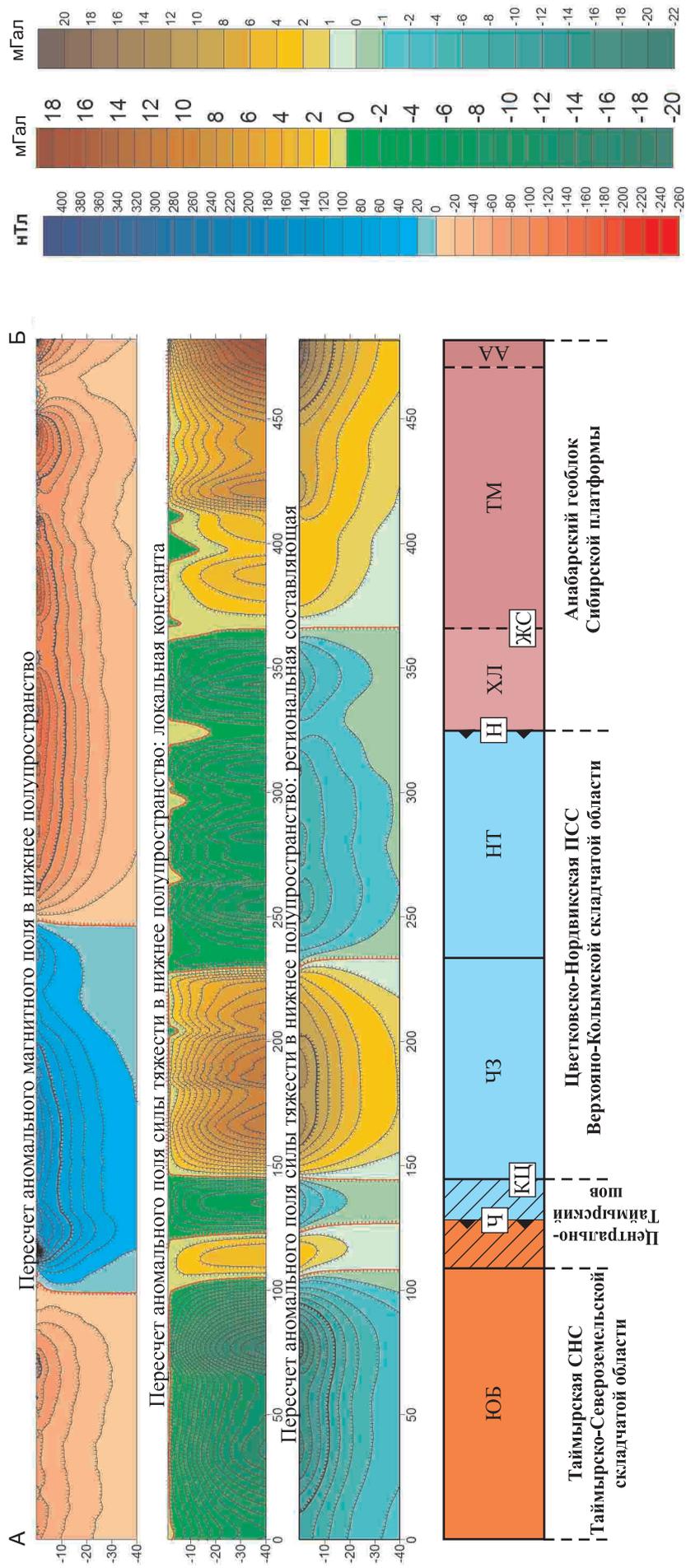


Рис. 7. Геолого-геофизический разрез по линии А-Б. Масштаб 1 : 2 500 000.

Характеристика выполненных гравиметрических съемок по листам S-49

Номер контура	Организация, проводившая съемку	Автор отчета и наименование гравиметровой партии	Год работ	Масштаб отчетной карты
1*	ГГУ «Главсевморпути»	М. Г. Чурзин, Гравиметрическая партия Нордвической экспедиции	1949–1951	1 : 200 000
2*	Трест «Арктикнефтеразведка» ГГУ ГУСМП	Н. И. Дергачев, Нордвическая экспедиция	1951	1 : 100 000
3*	Трест «Арктикнефтеразведка» ГГУ ГУСМП	В. Т. Грачев, Кожевниковская и Нордвическая экспедиция	1952–1953	1 : 200 000
7	Красноярское территориальное геологическое управление	А. П. Четвергов, В. А. Одегов, Северная и Полярная гравиметрические партии	1969–1970	1 : 1 000 000
8	Красноярское территориальное геологическое управление	Ю. М. Шульгин, В. В. Самков, Анабарская партия	1975	1 : 200 000
9	Красноярское территориальное геологическое управление	В. П. Ключко и др., Таймырская партия	1976	1 : 200 000
10	Трест «Красноярскнефтегазразведка»	В. П. Ключко, В. И. Бердников, Котуйская партия	1977–1978	1 : 200 000
11	Трест «Якутскнефтегазразведка»	В. Ю. Щлодзик, Оленекская партия № 39	1977–1978	1 : 200 000
12	НПО «Севморгео»	Е. Н. Зацепин и др., Полярная геофизическая экспедиция	1979	1 : 1 000 000

*Уровень гравиметрических съемок 1, 2 и 3 получен по сопоставлению со съемками 10, 11; 10 и 8, 10, 11 соответственно. Величина поправки + 5,5 мГал.

магнитным свойствам изменчивы, их магнитная восприимчивость варьирует от $500 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ до $1500 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ и более. Плотность базальтов изменяется в пределах $2,80\text{--}2,82$ г/см³. Терригенные толщи пермских отложений пронизаны многочисленными пластовыми интрузиями (силлами) траппов и более редкими секущими дайками. Основная масса силловлагается полнокристаллическими долеритами и только в наиболее мощных встречаются габбро-долериты. Дайки слагаются преимущественно габбро-долеритами и долеритами. Их магнитная восприимчивость может изменяться от 1257 до $2187 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Долериты и габбро-долериты хр. Бырранга характеризуются значением средней плотности $2,96$ г/см³, при колебании значения от $2,84$ до $3,07$ г/см³. На территории развиты тела гранитоидных интрузий с пониженной плотностью и слабой намагниченностью. Результаты обобщения плотностей и мощностей структурно-вещественных комплексов, развитых в пределах Таймыра, представлены в табл. 27, где в числителе приводится максимальная мощность комплекса в метрах, а в знаменателе – средняя плотность в г/см³. В скобках, в связи с отсутствием данных, приведены наиболее вероятные параметры, использованные при количественных расчетах. В целом средние плотности интрузивных образований описываемой территории оцениваются следующими значениями: гранитоидов – $2,57\text{--}2,65$ г/см³; гранодиоритов – $2,67\text{--}2,75$ г/см³; пород малых субщелочных интрузий (чаще сиенитов) – $2,63$ г/см³; габбро-долеритов – $2,95$ г/см³; ультраосновных-щелочных образований – $3,14$ г/см³.

Таблица 27

Плотности и мощности структурно-вещественных комплексов северной части Сибирской платформы (И. А. Апанович, 1998)

Возраст комплекса, состав	Западный Таймыр	Центральный Таймыр	Северо-Восточный Таймыр	Енисей-Хатангский прогиб
Юрско-меловой, терригенно-угленосный	$\frac{100\text{--}200}{1,90\text{--}2,10}$	$\frac{100\text{--}200}{1,90\text{--}2,10}$	$\frac{1100}{2,20}$ (мыс Цветкова)	$\frac{11\ 000}{1,90\text{--}2,60}$
Пермско-триасовый, вулканогенный	$\frac{3000}{2,65\text{--}2,80}$	$\frac{2000}{2,80}$	$\frac{800}{2,65}$	$\frac{(1000\text{--}1500)}{(2,80)}$
Каменноугольно-пермский, терригенно-угленосный (с долеритами)	$\frac{1500}{2,66(2,70)}$	$\frac{5000}{2,65(2,69)}$	$\frac{5500(7000)}{2,65(2,69)}$	$\frac{(3500)}{(2,66)}$
Кембрийско-каменноугольный, карбонатный	$\frac{2500(5000)}{2,69}$	$\frac{6000}{2,77}$	$\frac{(3000\text{--}4000)}{(2,66\text{--}2,76)}$	$\frac{(5500)}{(2,74)}$
Рифейский, карбонатно-терригенный, вулканогенный	–	$\frac{4500}{2,77}$	$\frac{(> 5000)}{2,77}$ (р. Ленинградская)	–
Архейско-протерозойский, сланцево-гнейсовый	$\frac{(> 10\ 000)}{(2,83)}$	$\frac{> 4000}{2,83\text{--}2,89}$	$\frac{6000}{2,80}$	$\frac{(0\text{--}10\ 000)}{(2,83)}$

Методика анализа комплекса геофизических данных

Все операции обработки и интерпретации геофизических материалов выполнены с использованием современных технических и программных средств в рамках единой компьютерной технологии. Базой данных служили цифровые модели гравитационного и магнитного полей, заданные в узлах регулярной сети 1000×1000 м.

В качестве основы используемой компьютерной технологии интерпретации комплекса геофизических данных служила информационно-операционная система IOS-ВИРГ. Все программные средства позволяют выводить полученные результаты в блок формирования итоговых интерпретационных схем и карт, реализованный на базе пакета WINSURF.

Пакеты программ, содержащиеся в IOS-ВИРГ с привлечением программ системы АСОД «Воздух», позволили выполнить широкий круг преобразований геофизических полей:

- трансформации потенциальных полей (пересчеты на горизонты выше поверхности наблюдений, вычисление горизонтальных и вертикальных градиентов наблюденных полей, различные виды осреднения);
- вычисление локальных аномалий гравитационного и магнитного полей;
- автоматический выбор с карты поля профилей для интерпретации и интерполяция полученных данных на профиле с равномерным шагом;
- решение прямых задач грави- и магниторазведки в интерактивном режиме для построения глубинных разрезов по системе выбранных профилей.

В анализе комплекса геофизических данных реализованы два подхода:

- совмещение (наложение) результатов трансформаций, выполненных для каждого из геофизических методов в отдельности;
- районирование территории в результате анализа комплексных (многомерных) данных.

Районирование территории по особенностям геофизических полей (по комплексу геофизических данных) осуществлялось с помощью компьютерной технологии классификации, которая реализована в виде программы «Структурный анализ». Автором алгоритма структурного анализа геоданных является М. К. Овсов [67]. Алгоритм метода основан на использовании корреляционного, кластерного, факторного и дисперсионного анализов многомерных данных. Причем в данном методе применяются R и Q модификации кластерного анализа, а в факторном – метод главных компонент и анализ косоугольных факторов.

Построение разреза земной коры по комплексу геофизических данных

Для построения расчетных схем применяется специальная технология, в которой сейсмогеологические разрезы по профилям ГСЗ используются в качестве исходных моделей структуры и распределения свойств среды. Создание исходной расчетной модели начинается с сопоставления элементов поверхности фундамента, полученных по сейсмическим данным

с оценками, которые получены в результате использования другой, ранее не привлекавшейся геофизической информации (гравитационных, магнитных и других данных). Диагностическим признаком фундамента (кровли консолидированной коры) является неоднородность состава и физических свойств пород, характер которых и степень выраженности существенно иной, чем для осадочного покрова. На этой стадии исследуются особенности магнитного поля с массовым расчетом положения верхних кромок магнитных неоднородностей, которые по своим характеристикам заведомо не могут быть отнесены к осадочным образованиям. Для решения этой задачи применяется программа «Особые точки».

Технология моделирования разреза по комплексу геофизических данных включает серию последовательных операций по преобразованию координатно привязанных исходных дискретных оценок скоростей сейсмических волн Р и S-типа в эквивалентные значения плотностей в виде кусочно-непрерывного распределения в плоскости моделируемого разреза. Расчетная схема создается в результате вычислительных процедур над матрицами входных данных после их дополнительного редактирования с целью удовлетворительного совмещения графиков аномального и вычисленного гравитационного поля. Результатом моделирования является матрица плотности, которую можно использовать в дальнейшем для оценки содержаний ряда породообразующих элементов.

Для освещения основных петрофизических особенностей глубинного строения территории листа S-49 в качестве объекта моделирования выбран участок профиля МОВЗ-ГСЗ «Битум», проходящий по всей территории листа с юго-запада на северо-восток. Определение аномальных значений гравитационного поля вдоль профиля выполнялось программно по имеющимся матрицам с заданием координат промежуточных пунктов с шагом 0,01 °. Расчет гравитационного поля производился для всей полученной матрицы (без разбиения ее на фрагменты).

В результате моделирования пространственного распределения плотностных неоднородностей с опорой на данные ГСЗ получена плотностная матрица среды, увязанная с наблюдаемым аномальным гравитационным полем, которую следует рассматривать как решение прямой задачи в двухмерном приближении. Для подавления краевых эффектов в исходной расчетной схеме учитывалась ситуация на продолжении профиля по прилегающим листам.

Выполненные построения не противоречат имеющейся информации о строении земной коры в регионе и дополняют ее сведениями о распределении плотностных неоднородностей и намагниченных объектов в изучаемой среде. Кроме того, выполненные построения дают упорядоченную картину распределения сейсмических скоростей в изучаемой среде. Глубина изучения составила 80 км с охватом всей мощности земной коры (42–45 км) и частично верхней мантии.

По плотностной и скоростной характеристикам разрез земной коры четко делится на четыре толщи: осадочная толща ($\sigma = 2,3\text{--}2,6 \text{ г/см}^3$, $V_p = 3,2\text{--}6,2 \text{ км/с}$), верхняя кора с глубинами от 1–5 до 10–15 км ($\sigma = 2,6\text{--}2,9 \text{ г/см}^3$, $V_p = 6,2\text{--}6,5 \text{ км/с}$), нижняя кора с глубинами от 10–15 до 40–45 км

($\sigma = 2,8\text{--}3,1 \text{ г/см}^3$, $V_p = 6,6\text{--}7,2 \text{ км/с}$), верхняя мантия ($\sigma = 3,3 \text{ г/см}^3$, $V_p = 8,0 \text{ км/с}$). Крупные аномалии гравитационного поля связаны преимущественно с плотностными неоднородностями нижней и верхней коры, основная масса магнитных неоднородностей сосредоточена в верхней коре.

Геологическая интерпретация геофизических данных

Сейсмические данные, результаты трансформаций потенциальных полей и их геологическая интерпретация позволяют провести районирование рассматриваемой территории по типам и мощности земной коры, выделить вещественные комплексы (ВК) кристаллического фундамента и схематично закартировать (ВК) верхней части земной коры.

Районирование территории листа S-49 по типам и мощности земной коры в основном хорошо увязывается с опубликованными ранее мелкомасштабными схемами глубинного строения Восточной Сибири [16]. Лист S-49 охватывает частично Центрально-Таймырский, Анабарский и Оленекский геоблоки земной коры. На границе последних двух геоблоков выделяется Енисей-Хатангская межблоковая зона или Центрально-Тамырский шов. Центрально-Таймырский геоблок (по А. С. Гринсону, 2002 г.) характеризуется наличием трех мегаслоев – гранитного, гранитно-базальтового (промежуточного) и базальтового, причем наиболее мощным из них (до 18 км) является промежуточный мегаслой. Анабарский и Оленекский мегаблоки имеют двухслойное строение, первый из них сложен более чем 20-километровым базальтовым слоем и значительным по мощности гранитным, а второй отличается мощным (более 20 км) промежуточным мегаслоем и отсутствием базальтового слоя. Енисей-Хатангская межблоковая зона, разделяющая Центрально-Таймырский и Оленекский геоблоки, характеризуется деструктивным типом земной коры большой мощности (более 30 км) и наличием коро-мантийного слоя (рис. 8)

Глубина залегания поверхности Мохоровичича дифференцирована от 36–38 км в пределах Анабарского геоблока до 42–46 км в Центрально-Таймырском, причем максимальные градиенты приурочены к межгеоблоковой зоне [30]. По результатам наблюдений МОВЗ, в разрезе консолидированной коры выделяются верхняя (до глубин 20–25 км) и нижняя части [52]. Для первой свойственны регулярная расслоенность и выдержанность характера залегания сейсмических границ, которые в пределах Анабарского геоблока регионально наклонены под $1\text{--}3^\circ$ к северу; а в Центрально-Таймырском наклонены к юго-западу. Нижняя часть коры отличается неравномерным и часто хаотичным расположением обменных поверхностей; на отдельных участках границы наклонены навстречу друг другу, залегают субгоризонтально или полностью отсутствуют.

Анализ потенциальных полей указывает на гетерогенное строение кристаллического фундамента (среднекорового мегаслоя). На рассматриваемой территории в интервале глубин 5–20 км достаточно уверенно выделяются три вещественных комплекса (ВК): базит-гранулитовый, преимущественно основного состава; гнейсово-базитовый, преимущественно среднего состава и гнейсовый, преимущественно кислого состава. Кроме того, выделяются

области интенсивной гранитизации (GG) и базификации (BB) кристаллического фундамента, а также главные разломы, разделяющие Анабарский, Оленекский и Центрально-Таймырский геоблоки. Енисей-Хатангская межблоковая зона (Центрально-Таймырский шов) выражена серией разрывных нарушений, в ее пределах широко развиты базит-гранулитовый и гнейсово-базитовый ВК, а гнейсовый, преимущественно кислого состава и область интенсивной гранитизации выделяются только в северо-восточной ее части. Центрально-Таймырский геоблок почти полностью сложен гнейсовым ВК, преимущественно кислого состава с обширной областью интенсивной гранитизации. В строении Оленекского геоблока преобладают СВК кислого и среднего составов, вместе с тем в северо-западной его части, граничащей с Енисей-Хатангской межблоковой зоной, выделяются базитовые ВК с областью базификации, в юго-восточной части – обширная область интенсивной гранитизации. Анабарский геоблок сложен контрастными ВК, в пределах рассматриваемой территории, большая его часть представлена интенсивно базифицированными ВК основного состава, а ВК кислого состава занимают подчиненное положение (рис. 9).

Рельеф поверхности кристаллического фундамента на площади листа S-49 в значительной степени расчленен, на восточной части Центрально-Таймырского и Оленекского геоблоков расчетные глубины составляют минус 2,5–3,5 км, а к западу и юго-западу прослеживается погружение фундамента до минус 6–7,5 км от дневной поверхности. Фундамент Анабарского геоблока полого погружается в северо-восточном направлении от отметок минус 3,0 км до глубин минус 5,5 км на границе с Оленекским геоблоком.

Верхняя часть земной коры на уровне 3-километрового среза, по геолого-геофизическим данным, представлена на схеме глубинного строения. В пределах геоблоков (по А. С. Гринсону, 2002 г.) выделяются Таймырская складчатая система (Центрально-Таймырский геоблок), Цветковско-Нордвикская складчатая система (Оленекский геоблок).

Таймырская складчатая система сложена вещественными комплексами: гнейсово-гранулитовым кислого состава архейско-раннепротерозойского возраста, рифейским карбонатно-терригенным, вендско-раннекаменноугольным терригенно-карбонатным, среднекаменноугольно-пермским, терригенно-угленосным (с долеритами). В строении Цветковско-Нордвикской складчатой системы, кроме выше приведенных вещественных комплексов, участвуют архейско-раннепротерозойские ВК – гнейсово-базитовый среднего состава, базит-гранулитовый основного состава и триасовый вулканогенно-терригенный. Строение Анабарского геоблока характеризуется отсутствием архейско-раннепротерозойского гнейсово-базитового ВК среднего состава.

В пределах складчатых систем и Анабарского геоблока по петрофизическим свойствам возможно выделение следующих интрузивных комплексов:

- раннетриасовые долериты;
- раннетриасовые габбродиориты, габбросиениты;
- средне-позднетриасовые монцодиориты, граносиениты;
- средне-позднетриасовые карбонатные инъекционные тектониты.

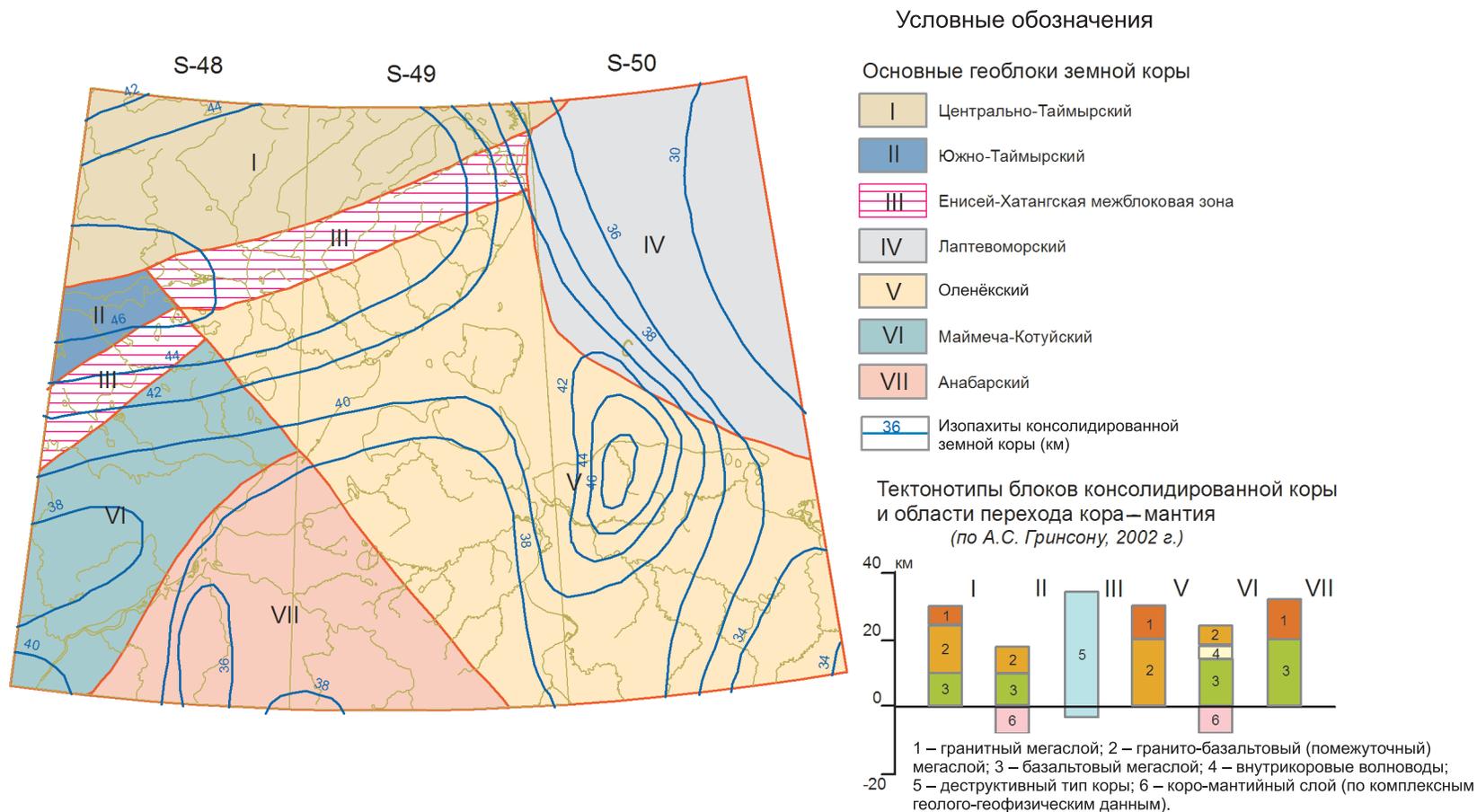
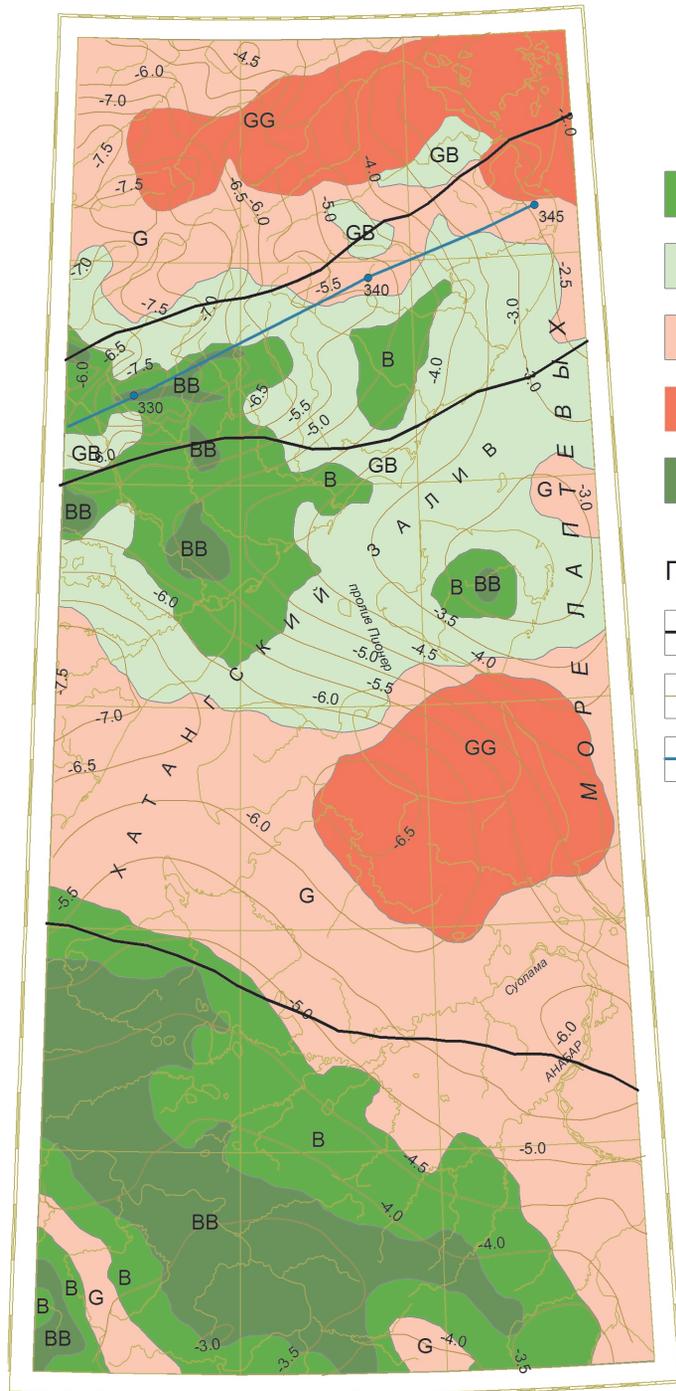


Рис. 8. Схема мощности и типов земной коры. Масштаб 1 : 5 000 000
(на основе карты рельефа поверхности Мохоровичича (М) территории России и сопредельных акваторий. Отв. ред. Ю. М. Эринчек).



Условные обозначения

Вещественные комплексы кристаллического фундамента

- | | | |
|---|--------------------|--|
|  | B
10401 | Базит-гранулитовый, преимущественно основного состава |
|  | GB
10402 | Гнейсово-базитовый, преимущественно среднего состава |
|  | G
10403 | Гнейсовый преимущественно кислого состава |
|  | GG
10404 | Области интенсивной гранитизации кристаллического фундамента |
|  | BB
10405 | Области интенсивной базификации кристаллического фундамента |

Прочие условные обозначения

- | | | |
|---|-------------|--|
|  | 7030 | Главные разломы |
|  | -6.0
210 | Стратиозогипсы кровли кристаллического фундамента в км от дневной поверхности |
|  | 330 | Линия профиля (геотранверса) ГСЗ-МОВЗ с номерами пикетов «оз. Тенгиз-море Лаптевых» в пределах территории листа S-49 |

км 25 0 25 50 75 км

В 1 сантиметре 25 километров

**Рис. 9. Схема глубинных неоднородностей земной коры.
Масштаб 1 : 2 500 000.**

Мощность и петрофизические свойства вещественных комплексов

Возраст, состав вещественных комплексов и их петрофизические свойства	Анабарский геоблок		Цветковско-Нордвикская складчатая система		Таймырская складчатая система	
	Мощность, км	Плотность, г/см ³	Мощность, км	Плотность, г/см ³	Мощность, км	Плотность, г/см ³
Юрско-меловой терригенно-угленосный	0,7–1,3	1,9–2,60	1,1–2,3	2,2	0–0,5	2,4
Триасовый вулканогенно-терригенный	–		0,8–1,3	2,65	0–1,0	2,5
Пермско-раннетриасовый вулканогенный	0–0,2	2,8–2,82	–		0,5	2,8
Среднекаменноугольно-пермский терригенно-угленосный (с долеритами)	1,1	2,66	1,3–3,5	2,66	4,7–5,5	2,45–2,49
Вендско-раннекаменноугольный терригенно-карбонатный	0,8	2,74	1,5	2,45	0,8	2,49–2,52
Рифейский карбонатно-терригенный (с вулканитами)	0,5	2,77	1,1–3,5	2,51–2,65	3–4,5	2,65–2,7
Архейско-протерозойский базит-гранулитовый основного состава	20	2,83	–		> 8	2,90
Архейско-протерозойский гнейсово-базитовый среднего состава	–		20	2,80–2,85	18	2,75–2,80
Архейско-раннепротерозойский гнейсово-гранулитовый кислого состава	12	2,67	10	2,66–2,80	> 5	2,67–2,80
Позднетриасово-раннеюрские карбонатные инъекционные тектониты	–		–		0,3	2,65
Позднетриасово-раннеюрские монцодиориты, граносиениты					1	2,63
Раннетриасовые габбродиориты, габбросиениты		2,67–2,75				
Раннетриасовые долериты	0,1–0,5	2,84–3,07			0,1–1	2,84–3,07

Структурно-вещественные комплексы слагают тектонические блоки, ограниченные разрывными нарушениями различных порядков и морфологии в пределах всей рассматриваемой площади. Вместе с тем мощность и средняя плотность ВК, принадлежащих к различным структурам, различаются (табл. 28, рис. 10).

Гнейсовый, преимущественно кислого состава ВК архейско-раннепротерозойского возраста Таймырской складчатой системы распространен в восточной части площади и к юго-западу последовательно сменяется блоками, сложенными рифейским карбонатно-терригенным, вендско-раннекаменноугольным терригенно-карбонатным и среднекаменноугольно-пермским терригенно-угленосным с интрузивными телами раннетриасовых долеритов. Между дневной поверхностью и уровнем среза 3 км на данной площади прослеживаются интрузивные тела раннетриасовых долеритов, поздне триасово-раннеюрских монцодиоритов, граносиенитов и карбонатных иньекционных тектонитов. Подобная смена ВК установлена в пределах Цветковско-Нордвикской складчатой системы. Енисей-Хатангская межблоковая зона (Центрально-Таймырский шов) характеризуется широким развитием интрузивных тел раннетриасовых долеритов, поздне триасово-раннеюрских монцодиоритов, граносиенитов. В западной части Цветковско-Нордвикской складчатой системы картируются наиболее поздние ВК – триасовый вулканогенно-терригенный и юрско-меловой терригенно-угленосный. Южная половина Анабарского геоблока сложена архейско-раннепротерозойскими ВК, преимущественно основного состава, которые к северу сменяются рифейским карбонатно-терригенным, вендско-раннекаменноугольным терригенно-карбонатным и среднекаменноугольно-пермским терригенно-угленосным ВК. Между дневной поверхностью и уровнем среза 3 км прослеживаются интрузивные тела раннетриасовых долеритов, раннетриасовых вулканитов основного состава и поздне триасово-раннеюрских монцодиоритов, граносиенитов.

СТРОЕНИЕ ОСНОВНЫХ ГЕОСТРУКТУР

По геотектоническому положению Сибирская платформа является главенствующим элементом районирования, в то время как остальные геоструктуры – Хатангско-Лаптевоморская молодая платформа с Цветковско-Нордвикским полого-складчатым основанием, Таймырская складчато-надвиговая система – возникли в качестве структур ее обрамления. Основой для геотектонического районирования являются строение и возраст дислоцированного фундамента. Тектоническая активизация области сочленения трех названных выше геоструктур в мезо-кайнозойское время привела к формированию системы прогибов, выполненных мощными толщами юрско-меловых и кайнозойских осадков («плитного комплекса»), традиционно выделявшимися в тектонических построениях в качестве Енисей-Хатангского регионального прогиба (ЕХРП) [16, 30, 58, 59, 27, 72, 97].

Представления о внутренней структуре плитного комплекса основаны главным образом на материалах сейсморазведочных работ, контролируемых параметрическими скважинами. В пределах комплекса выделяются

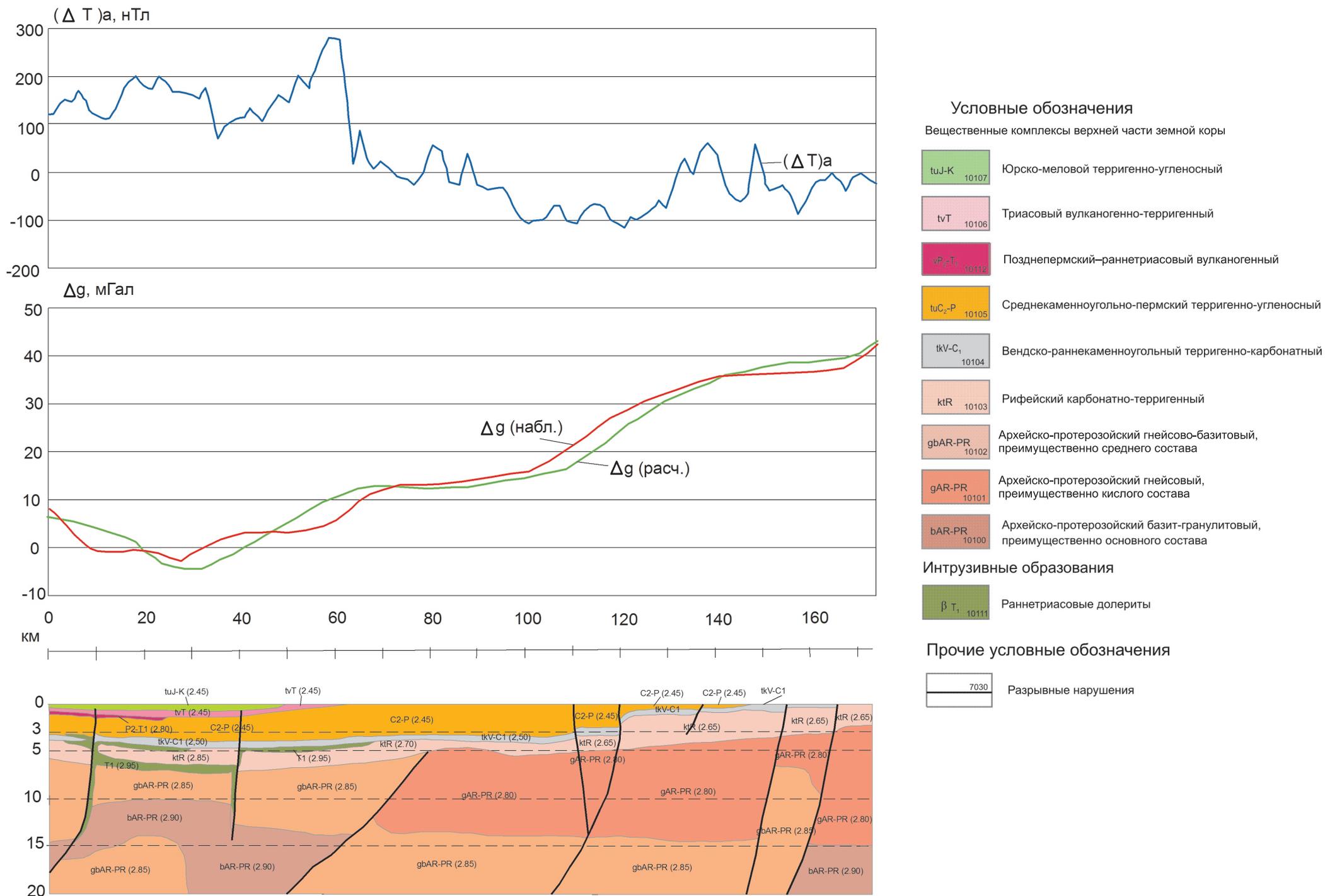


Рис. 10. Геолого-геофизический разрез верхней части земной коры по геотраверсу Тенгиз–море Лаптевых в пределах территории листа S-49. Масштаб горизонтальный 1 : 1 000 000; вертикальный 1 : 500 000.

шесть регионально развитых отражающих горизонтов, большинство которых не совпадают со стратиграфическими границами. Исключение составляет горизонт V в пределах Сибирской платформы, интерпретируемый как подошва юрских отложений, с резким угловым несогласием залегающий на образованиях верхнепалеозойско-нижнемезозойского структурного яруса [88]. Материалы сейсморазведки показывают существенные различия в строении чехла выше и ниже указанного горизонта, в частности резкое снижение плотности дизъюнктивных дислокаций в юрско-меловых отложениях. В составе плитного комплекса, строение которого близко для всех трех вышеперечисленных геоструктур, выделяются нижний (нижняя юра–валанжин), средний (валанжин–альб) и верхний (верхний мел–эоцен) структурно-формационные комплексы, отвечающие различным обстановкам осадконакопления и отличающиеся определенной спецификой структурного плана.

Сибирская платформа (СП)

В границах территории листа расположена северо-восточная часть Анабарского геоблока, ограниченная на северо-востоке Нордвикским главным разломом. Архейско-раннепротерозойский фундамент платформы (нижний структурный этаж) залегает на глубинах более 2,5 км и реконструируется по геофизическим данным. В составе чехла платформы (верхнего структурного этажа) в пределах листа выделяются четыре тектонических комплекса (структурных яруса), соответствующих основным этапам структурно-вещественной эволюции платформы: рифейско-ранневендский, поздневендско-среднекаменноугольный, среднекаменноугольно-раннемезозойский и юрско-кайнозойский. В пределах северо-западной части Анабаро-Оленекской мегантеклизы в соответствии с выделяемыми тектоническими комплексами в пределах рассматриваемой территории отмечаются реликты: такие структуры как Анабарская антеклиза (V–C₁), Тустахская моноклиза (C₂–T₁), Северо-Сибирская моноклираль (J–K), ограниченные Хатангско-Ленский перикратонным прогибом (J–K). Граница прогиба с моноклиалью намечается примерно по долине р. Хатанга, через п-ов Сындаско, севернее оз. Сопочное к р. Анабар, между устьями рек Суолема и Харабыл, где, по геофизическим данным, фиксируется ступенчатое погружение домезозойских комплексов под мощную толщу выполняющих прогиб юрско-меловых отложений. Она соответствует зоне Суолевско-Анабарского глубинного разлома, четко фиксируемого в региональном поле силы тяжести (рис. 26). Хатангско-Ленский прогиб на территории листа подразделяется на Джаргалах-Рассохинскую, Устьсуолевскую впадины, в которых мощность юрских и меловых отложений чехла достигает 1,5 км, и Хатангско-Устьянабарскую седловину, разделяющую их.

Рифейско-ранневендский и поздневендско-раннекаменноугольный тектонические комплексы на территории листа представлены своей нижней частью – морскими терригенными (рифей–ранний венд) и карбонатными (поздний венд–ранний карбон) рядами формаций, с выходами на поверхность отложений только среднего кембрия. Верхняя, ордовикско-девонская

часть ряда эродирована во время предсреднекаменноугольной пенеппенизации. Общая мощность рифейско-среднепалеозойских комплексов, по геофизическим данным, достигает близ северной границы платформы примерно 2500–3000 м.

Среднекаменноугольно-раннемезозойский активизационный тектонический комплекс отделен от предыдущих структурным несогласием. Мощность слагающих его осадочных образований составляет до 0,9 км. В составе комплекса выделяются терригенный угленосный конгломерато-песчано-алевролитовый ряд формаций (C_2-P_2) и ряд формаций внутриплитных трапповых областей рассеянного рифтогенеза (P_2-T_1). Породы полого (менее $1-2^\circ$) погружаются к северу и нарушены малоамплитудными сбросами. К площадям развития данного комплекса тяготеют пластовые интрузии и дайки долерит-габбродолеритовой (катангский комплекс), трахидолеритовой (блуднинский) формаций и интрузии центрального типа габбродиорит-сиенитовой формации (лантохотский комплекс).

В пределах рифейско-среднепалеозойских комплексов каких-либо значимых пликативных структур не обнаружено. В среднекаменноугольно-раннемезозойском структурном ярусе отмечаются несколько локальных отрицательных структур, отнесенных к типу вулканотектонических депрессий [24]. На дневной поверхности этим структурам соответствуют поля развития туфов и лав правобоярской свиты, трубок взрыва правобоярского эруптивного комплекса.

Юрско-кайнозойский тектонический комплекс характеризуется унаследованностью структурного плана на протяжении всего мезо-кайнозойского этапа развития; отмечается лишь некоторая перестройка за счет смещения осей прогибания и постепенного ослабления амплитуд вертикальных тектонических движений ко времени завершения формирования прогиба. Тектоническое районирование плитного комплекса основано на различиях в рельефе подошвы юрских отложений [88]. В соответствии с этим выделяются Хатангско-Ленский прогиб и Северо-Сибирская моноклинали.

Хатангско-Ленский прогиб (до 1500–2200 м) широтной ориентации является крупнейшей отрицательной структурой территории. В пределах площади листа S-49 его ширина достигает 100 км, длина – 220 км. В развитии прогиба выделяются два этапа. По подошве юрских отложений он характеризуется глубиной до 2200 м и асимметричным строением с крутым северо-западным бортом, примыкающим к склону Тигянского мегавала и осложненным зонами продольных дислокаций, и пологим моноклиналильным юго-восточным бортом (суммарной мощностью до 800 м). Мощности раннеюрско-берриасовых отложений в пределах Тигянского мегавала и в Хатангско-Ленском прогибе близки друг к другу, что свидетельствует об образовании этих структур в послееюрское время. Осевая зона области максимального погружения смещена к северо-западной части прогиба. Накопление раннемелового СФК происходило после частичного размыва позднеюрско-раннемеловых морских отложений. При этом для меловых осадков наблюдается резкое выполаживание стратиграфических границ, увеличение площади прогиба и смещение оси на юго-восток на расстояние до 30 км. Основная мощность плитного комплекса приходится

на отложения юры–берриаса (до 1100 м), максимальная мощность меловых отложений составляет 1000 м.

На площади в пределах прогиба выделяются структуры плитного комплекса второго порядка: Джаргалах-Рассохинская впадина, Хатангско-Устьянабарская седловина, Устьсуолемская впадина. Первая выделяется по полю распространения сангасалинской, рассохинской и огневской свит апт-альбского яруса. Она открыта на запад в сторону Хатангского залива и Жданихинского прогиба. Устьсуолемская впадина на востоке территории листа также выделяется по этим свитам. Впадина пологая, на востоке смыкается с Кумах-Юряхской впадиной территории листа S-50, наследует впадину фундамента, отраженную минимумом в гравитационном поле. Хатангско-Устьянабарская седловина разделяет эти две впадины прогиба. В седле основные выходы оконтуриваются тигянской свитой. В фундаменте выражена поднятием по положительной аномалии в гравитационном поле, отходящей от положительного поднятия Белогоро-Тигянского мегавала.

Пологий юго-восточный склон Хатангско-Ленского прогиба постепенно переходит в Северо-Сибирскую моноклираль (до 1300 м), в пределах которой породы залегают почти горизонтально. Мощность юрских отложений сокращается от 540 м до полного выклинивания.

Сейсморазведочными работами установлен ряд локальных поднятий, проявленных в сейсмических горизонтах. По данным Д. Б. Тальвирского [88], большинство локальных структур представлено здесь брахиантиклинальными и куполовидными платформенными складками. Их средние размеры по площади составляют около 140 км², а по амплитуде – не более 100–150 м. На дневной поверхности, включая нижний мел, в пределах ряда поднятий выделяются субизометричные понижения, что позволяет условно сопоставлять их со структурами типа соляных куполов. Ряд локальных поднятий – Северо-Суолемское, Южно-Суолемское, Уралахское, Восточное диаметром до 7 км и амплитудой по подошве юры около 0,2 км изучены бурением.

Дизъюнктивная тектоника в пределах Анабарской антеклизы и Тустахской моноклизы проявилась в развитии разломов и зон глубинных разломов древнего заложения. В осадочном чехле эти структуры наблюдаются в виде единичных или сгруппированных расколов различной ориентировки, без смещения или с небольшими смещениями. Образование (подновление) этих нарушений связано с этапом позднепермской–раннетриасовой тектоно-магматической активизации, с образованием трубок взрыва, прижерловых вулканоструктур типа Сопочной, залеченных часто дайками долеритов и трахидолеритов. На исследованной площади они наблюдаются в пределах выходов кембрийских отложений. Насыщенность зоны дайками (вкрест простирания) составляет в среднем 3–5 даек на 1 км.

Тектонический план платформенного чехла и фундамента северного склона Анабарской антеклизы осложнен наложенной Попигаиской кольцевой структурой, представляющей собой возникшую в конце эоцена астроблему. Она имеет диаметр около 100 км и выполнена мощным (> 2000 м) коптогенным комплексом импактитов и аллогенных брекчий. Во внутреннем строении астроблемы выделяются центральная впадина

глубиной до 2 км и диаметром 40 км; кольцевое поднятие пород кристаллического фундамента ($D = 45$ км); кольцевой желоб ($D = 72$ км), где мощность коптогенных пород максимальная (достигает 2 км); внешняя пологая терраса, в пределах которой деформированные породы цоколя астроблемы перекрыты тонким (до 200–250 м) покровом аллогенных брекчий с отдельными маломощными линзовидными телами импактитов.

Основная часть астроблемы расположена южнее рамки площади листа S-49. На его территории представлена лишь северная часть внешней террасы кратера. Истинное дно кратера сложено породами кембрия, карбона, перми и триаса (включая долериты катангского комплекса) и полого воздымается к северу в пределах абсолютных отметок от -100 до $+120$ м; максимальная мощность коптогенных пород, таким образом, составляет около 200 м. Внешняя терраса ограничена цокольным валом, реликты которого сохранились в виде цепи дугообразных возвышенностей с абс. отм. до 350 м. Они сложены клипенами размером до 2–5 км, сложенными карбонатными породами кембрия, надвинутыми на пермские терригенные образования. Высота цокольного вала составляет до 100 м. Возникновение импактной структуры обусловило формирование системы дуговых и радиальных разломов, нарушивших строение платформенного чехла; в обрамлении астроблемы породы чехла деформированы и на расстоянии нескольких километров могут залегать под углами 10 – 50° . За пределами кратера в четвертичной депрессии р. Анабарка сохранились останцы рыхлого покрова аллогенных брекчий мощностью не более первых десятков метров.

Хатангско-Лаптевоморская молодая платформа

Данная геоструктура представлена на территории листа своей западной частью и ограничена на северо-западе Чернохребетнинским надвигом, на юге – Нордвикской зоной разломов. Цветковско-Нордвикская ранне-позднекеммерийская полого-складчатая система (ПСС) является фундаментом молодой Лаптевоморской платформы.

ПСС представлена Чернохребетнинской и Нордвикско-Тигянской складчатыми зонами. В первой развиты узкие линейные структуры, замыкающиеся в районе Киряка-Тасского поднятия [72]. Нордвикско-Тигянская складчатая зона выходит в ядрах ранне-позднемеловых мегавалов в виде триас-берриасовых антиклиналей или куполов галогенных отложений девона. Наиболее контрастно эти структуры отражаются в аномальном магнитном поле. По геофизическим данным, мощность «гранитно-метаморфического» мегаслоя в пределах системы достигает 15 км, а глубина залегания раннедокембрийского фундамента – 5–7 км.

Чернохребетнинская складчатая зона слагается двумя структурно-формационными комплексами: среднекаменноугольно-пермским терригенным сероцветным мощностью 3000–3420 м и триасовым терригенным пестроцветно-сероцветным слабоугленосным мощностью до 1480 м. В отличие от комплексов Южно-Быррангской складчато-надвиговой зоны (СНЗ) ряды стратифицированных формаций формировались преимущественно в морских условиях, образуя трансгрессивно-регрессивные ритмы более

высоких порядков. Базальные кешинская и цветковомысская свиты нижнего триаса на мысе Цветкова (до 150 м) содержат три потока субщелочных базальтов, а также ряд туфовых пачек. Выходы вулканогенных образований левоосиповской толщи с высокожелезистыми базальтами и дацитами развиты на ограниченных участках с преобладанием пород жерловой фации, которые, видимо, отражают локальное образование вулканоструктур центрального типа. Каменноугольно-пермские отложения пронизаны силлами трахидолеритов и долеритов, смятых совместно с вмещающими породами раннекимерийскими складчатыми процессами на границе триаса и юры. Начальные фазы складчатости связаны с периодом активизации в конце перми. Возможно, с этими движениями связано внедрение уникальных пластообразных интрузий кирякотасского и тулайского комплексов, дифференцированных от пикритов и габбро-долеритов до диоритов и гранитов общей мощностью до 1170 м.

Зона характеризуется в целом развитием линейных и брахиформных складок с углами падения крыльев 20–30° северо-восточного простирания с некоторым поворотом в субширотном направлении на южных отрогах гор Бырранга и Тулай-Киряжском поднятии, осложненных продольными взбросами и широтными левосторонними сдвигами верхоянского направления.

По данным сейсмопрофилирования, Тулай-Киряжский и Чернохребтинский мегавалы, расположенные над осевой зоной Центрально-Таймырского шва (Енисей-Хатангская межгеоблоковая зона), имеют инверсионную кайнозойскую структуру. Начало формирования поднятия, судя по размытию средне-позднеюрских отложений, относится к началу раннего мела, а завершение, когда на поверхность были выведены Тулай-Киряжское и Чернохребтинское поднятия – к кайнозою. Размеры поднятия, осложненного сбросами северо-восточного простирания, 56 × 27 км (по горизонту V), амплитуда 1400 м.

Нордвикско-Тигянская складчатая зона сложена пермским терригенным сероцветным слабоугленосным (мощностью до 2000 м), триасовым вулканогенно-терригенным пестроцветно-зеленоцветным (до 850 м) и юрско-раннемеловым терригенным сероцветным (до 1300 м) структурно-формационными комплексами. Фундаментом в Нордвикском районе являются нижнекаменноугольные известняки (880 м) и средне-верхнедевонские гипсоносно-ангидрит-карбонатные отложения (более 650 м), выведенные на дневную поверхность в ядрах соленосных куполов. Ряды стратифицированных формаций формировались преимущественно в морских условиях, образуя трансгрессивно-регрессивные ритмы более высоких порядков. Отложения слаболитифицированы и полого деформированы в берриас-валанжинское время. Базальные горизонты юрского комплекса (зимняя свита) залегают на размытой поверхности перми, триаса, карбона и девона. Полого-деформированные отложения Нордвикско-Тигянской зоны выходят на поверхность в ядрах раннемеловых поднятий: Осиповско-Нордвикском и Белогорско-Тигянском мегавалах. Последний в южном крыле взброшен по Нордвикскому разлому в виде аллохтонно-приподнятого блока. Восточнее в пределах хр. Прончищева Нордвикско-Тигянская зона сменяется Хараулахско-Таймырской складчатой зоной Верхоянской системы.

Все складки обладают характерной особенностью, заключающейся в неоднократном ундулировании шарниров.

Внутренняя структура плитного берриас-кайнозойского комплекса характеризуется наличием трех крупных положительный структур – Белогоро-Тигянского, Осиповско-Нордвикского, Журавлиного валов, разделенных Портнягинской и Подкаменной впадиной. Максимальная мощность нижнего мела в пределах поднятий не превышает 300 м. Портнягинская впадина, выполненная пологозалегающим нелитифицированным ниже-верхнемеловым (берриас-сеноманским) глинисто-терригенным угленосным рядом формаций мощностью до 1200 м, В. Н. Саксом и др. [78] обосновывается аллювиальным генезисом альб-сеноманских галечнико-песчаных мало-мощных отложений бегичевской свиты с направлением водных потоков с востока на запад (видимо, с Верхоянских гор).

Наиболее молодыми структурными формами являются соляные купола гор Белая, бух. Кожевникова, п-ова Юрюнг-Тумус, начавшие формироваться в поздней перми и продолжающие расти до сих пор, с максимальными перемещениями во второй половине мезозоя. Соляные купола и ряд локальных поднятий – Чайдахское, Южно-Тигянское, Гуримисское – изучено бурением.

Таймырская складчато-надвиговая система (СНС)

Таймырская эпиплатформенная СНС представляет единый пояс линейных пликративно-дизъюнктивных дислокаций северо-восточного простирания, в которых участвуют породы от протерозоя до триаса включительно. В пределах территории листа S-49 она представляет собой фрагмент юго-восточной части Южно-Быррангской складчатой зоны (ЮСЗ). Южно-Быррангская СЗ с позднего рифея являлась частью Сибирской платформы (Северо-Азиатского континента), выполненной платформенными вулканогенно-карбонатно-терригенными отложениями мощностью более 10 км.

Южно-Быррангская зона сложена образованиями двух тектонических комплексов, соответствующих двум основным циклам ее структурно-вещественной эволюции: позднедевонско-раннекаменноугольному и среднекаменноугольно-триасовому. К позднедевонско-раннекаменноугольному тектоническому комплексу на рассматриваемой площади относятся глинисто-карбонатные осадки мощностью более 3000 м среднедевонского–раннекаменноугольного возраста Фалабигай-Нордвикского структурно-формационного комплекса. Они слагают ядра крупных антиклинальных структур северо-восточного простирания и тектонические блоки в юго-восточной части горной гряды Бырранга. Основная же часть Южно-Быррангской раннекеммерийской СЗ слагается среднекаменноугольно-триасовым тектоническим комплексом, в составе которого выделяется мощная (более 5000 м) слабоугленосная паралическая терригенная серия среднего карбона–перми, пронизанная интрузиями позднепермско-триасового возраста.

Формирование главных структур и осложняющих их линейных дислокаций происходило в течение позднего палеозоя и раннего мезозоя. Внутренняя структура определяется чередованием пликративных структур

северо-восточного простирания, представляющих собой линейные складки шириной 3–10 км и длиной до 150 км. Углы падения крыльев варьируют от 10° до 70°. Южная граница зоны представлена Чернохребтинским надвигом, по которому отложения среднекаменноугольно-триасового комплекса надвинуты на образования триаса и юры Цветковской складчатой зоны Цветковско-Нордвикской полого-складчатой системы.

В составе среднекаменноугольно-триасового тектонического комплекса в пределах Южно-Быррангской зоны выделяются три структурно-формационных комплекса: среднекаменноугольно-позднепермский, позднепермско-раннетриасовый и раннетриасово-позднетриасовый. Первый представлен аргиллит-песчанико-алевролитовой (C_2-P_2) и песчанико-алевролитовой слабоугленосной (P_2) формациями суммарной мощностью до 5 км, сформированных во фронтальной части (предгорном прогибе) позднепалеозойского Карского сводового поднятия. Позднепермский–раннетриасовый СФК слагается трахидолеритовой (P_2), долерит-габбродолеритовой и пикрит-габбро-долеритовой (T_1) формациями, насыщенными терригенные верхнепалеозойские породы силлами и дайками, сформировавшимися в обстановке континентального рассеянного рифтогенеза. В составе раннетриасово-позднетриасового СФК на территории листа выделяются габбро-долеритовая (T_{1-2}), монцодиоритово-граносиенитовая (T_{2-3}) формации и формация инъекционных карбонатных тектонитов и метасоматитов (T_{2-3}), имеющих относительно локальное распространение и приуроченных к завершению раннекиммерийской инверсии и последним проявлениям магматической деятельности на Таймыре.

По интенсивности дислокаций на листе в пределах Южнобыррангской СЗ выделяются три подзоны: Северомалахайтаринская интенсивных дислокаций, Каменисто-Малахайтаринская пологих дислокаций и Подкаменно-Кульдимская интенсивных дислокаций с инъекционными «карбонатитами» и щелочнобазит-граносиенитовым магматизмом. В пределах первой преобладают среднекаменноугольно-позднепермские терригенные отложения, интенсивно дислоцированные и смятые в сложные линейные складки с гребневидным замком и крутым (40–70°) падением крыльев с многочисленными тектоническими нарушениями взбросо-сдвиговой кинематики.

Каменисто-Малахайтаринская подзона пологих дислокаций сложена терригенными отложениями среднекаменноугольно-позднепермского СФК, прорванными малыми интрузиями основного состава магматических комплексов позднепермского–раннетриасового СФК. Для нее характерны крупные брахиформные складки сундучного типа с широким пологим замком (до 5–10 км) и крутыми 40–60° крыльями. Дизъюнктивная тектоника проявлена слабо, в основном малоамплитудными разломами вдоль крыльев складок. В современном рельефе выделяются плоские платообразные возвышенности с глубоко врезаемыми каньонообразными долинами. Пикрит-габбродолеритовая формация потенциально медно-никелево-платиноносная приурочена главным образом к этой зоне. Подкаменно-Кульдимская подзона интенсивных дислокаций с инъекционными «карбонатитами» и щелочнобазит-граносиенитовым магматизмом слагается преимущественно терригенными отложениями среднекаменноугольно-позднепермского СФК.

В ядрах некоторых складок вскрываются глинисто-карбонатные отложения поздневендско-среднекаменноугольного СФК. Эти же образования, но в виде инъекционных тектонических блоков, протыкают терригенную толщу, создавая причудливую мозаичную картину, которая совместно с субщелочно-основными интрузиями верхнетаймырского и дикарабигайского комплексов, сульфидно-карбонатными метасоматитами, золотоносными альбититами образует ранне-позднетриасовый СФК. Характерными особенностями подзоны является блоковая тектоника, со значительными вертикальными амплитудами смещения, узкие линейные складки с гребневидным извилистым замком и крутым (50–90°) падением крыльев, интенсивное развитие гидротермально-метасоматических процессов. Рельеф местности представлен гребневидными и конусовидными возвышенностями с крутыми осыпными склонами, долины рек хорошо выработанные, с плоским широким днищем и крутыми бортами. Ориентировка складчатости во всех трех подзонах одинаковая. Оси складок, слабо варьируя, имеют в целом северо-восточное направление.

Среди дизъюнктивных нарушений преобладают три основных направления: северо-восточное и широтное, параллельное складчатости, взбросо-сбросовой и надвиго-сдвиговой кинематики; широтное до диагонального северо-западного, секущее складчатость взбросо-сдвиговой кинематики и северо-западное с опережающими диагональными нарушениями взбросо-сбросовой кинематики.

Протяженные разломы северо-восточного направления дугообразной формы являются доминирующими, наиболее древними, секутся и смещаются более молодыми субширотными и северо-западными нарушениями. Вертикальная амплитуда смещения по ним варьирует в широких пределах от первых десятков метров до первых километров. Заложение их связано с процессом складкообразования.

Дугообразные нарушения северо-западного до широтного направления представляют собой плавные дуги с выпуклой стороной, обращенной на юг. Протяженность их – от 30 до 60 км. Амплитуда горизонтального смещения по ним колеблется от нескольких сот метров до 2–3 км, а возможно и более. По возрасту эти нарушения более молодые, чем первая группа и, вероятно, относятся к средне-позднетриасовым разрывным структурам. Они контролируют также размещение инъекционных карбонатных тектонитов, субщелочнобазит-сиенитовых интрузий, метасоматитов и рудопроявлений золотоносных альбититов и сульфидных карбонатитов. В плане рудолокализации наибольший интерес представляют узлы сочленения этих разломов с более древними разломами.

Самые молодые и наименее протяженные разрывные нарушения имеют северное, северо-западное и юго-восточное, восточное направление, секут все более ранние разрывные и складчатые дислокации. Амплитуды смещений – первые десятки, сотни метров. В настоящее время они выражены в рельефе, как правило, в виде прямолинейных отрезков речных долин с каньонообразным профилем и являются основой большинства троговых долин с голоценовыми отложениями, а также формируют тектонический уступ на границе моря Лаптевых, прибрежной низменности и гор Бырранга.

Отложения плитного комплекса в пределах гор Бырранга отсутствуют. Лишь в транзитальной прибрежной зоне вдоль моря Лаптевых развиты неоген-четвертичные отложения позднемелового–кайнозойского плитного комплекса, сформированного в удаленной зоне кайнозойского неотектонического обрушения при формировании океанической Нансеновской впадины Евразийского бассейна.

Главные разломы территории

Центрально-Таймырский дивергентно-конвергентный шов (Енисейско-Хатангская межблоковая зона с деструктивным типом коры (по А. С. Гринсону [30]) шириной 15–50 км выступает «межплитной» зоной или георазделом (по Л. И. Красному), **разделяющей три охарактеризованные выше геоструктуры**. Наиболее контрастно рассматриваемая структура северо-восточного простирания выражена в поле силы тяжести, отвечая линейной положительной аномалии интенсивностью до 70 мГал, протягивающейся через всю территорию листа при ширине 25–50 км. Кроме того, она проявляется в геофизических полях цепью наиболее интенсивных для рассматриваемой площади максимумов поля силы тяжести, в магнитном поле она проявлена менее контрастно – чередованием магнитных максимумов и минимумов. Гравитационные максимумы обусловлены относительно локальными положительными петрофизическими структурами (выступами) погружающейся поверхности плотных пород на глубинах 15–20 км.

Формирование Центрально-Таймырского шва связывается с активизацией обдукционно-конвергентных процессов в раннем мелу, сопровождающихся линейными поднятиями, размывом среднеюрско-берриасских отложений, утонением коры и подъемом мантийного вещества, что находит выражение в наличии совмещенных положительных полосовых магнитных и гравитационных аномалий высокой интенсивностью. В поле остаточных магнитных аномалий (при высоте пересчета 3 км) структурный шов характеризуется развитием контрастных параллельных линейных положительных аномалий, обусловленных, вероятно, внедрением тел основного состава. Аномальные линейные объекты северо-восточного простирания располагаются кулисообразно, разбиваясь поперечными дизъюнктивными структурами взбросо-сдвиговой кинематики, напоминающих трансформные разломы с преобладанием левосторонних сдвигов северо-западного простирания.

Основными дизъюнктивными нарушениями следующего порядка являются Чернохребетнинский надвиг и Нордвикская зона разломов. В пределах листа по Чернохребетнинскому надвигу отложения среднекаменноугольного тектонического комплекса Южно-Быррангской складчатой зоны надвинуты на образования позднего палеозоя. Надвиг имеет чешуйчатое строение, а его общая конфигурация осложняется правосторонними сдвигами с амплитудой горизонтального смещения в несколько километров. Угол падения плоскости сместителя при выходе на дневную поверхность – 70°.

Деформации слоев во фронтальной части надвига обычно интенсивны и разнообразны. Местами в подошве чешуй, сложенных известняками, отмечаются зоны (мощностью до 30–50 м) сильно брекчированных

(обломки до 3–5 м) карбонатных пород, а также зоны милонитов (до 10 м). Амплитуда стратиграфического перекрытия по Чернохребетнинскому надвигу составляет не менее 3–4 км. Время формирования надвига, судя по возрасту сопровождающих его формирование интрузий габбро-сиенитов, сиенитов, «карбонатитов» и граносиенитов зеленинского, озеротаймырского, дикаробигайского комплексов – с конца раннего триаса по рэтский век позднего триаса. Нордвикская зона разломов, протягивающаяся через весь лист в широтном направлении взбросо-надвиговой кинематики, отделяет юрско-меловые отложения Белогорско-Тигянского мегавала от Анабаро-Ленского перикратонного прогиба Сибирской платформы.

Менее значительные разрывные нарушения могут быть объединены в три группы: 1) разломы сбросо-взбросовой кинематики субширотного простирания, параллельного складчатости и простиранию пород с незначительными горизонтальными перемещениями и вертикальными амплитудами смещения (от первых десятков метров до 1 км), предположительно берриасового и позднемелового–палеогенового возраста; 2) наиболее молодые и наименее протяженные нарушения северо-западной ориентировки сдвиго-сбросовой кинематики.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В структурно-вещественной эволюции рассматриваемой территории выделяются пять циклов, отвечающих формированию пяти структурных этажей: 1) **архейско-раннепротерозойский** (более 1650 млн лет), 2) **рифейско-ранневендский** (1600–620 млн лет), 3) **поздненвендско-среднекаменноугольный** (620–320 млн лет), 4) **среднекаменноугольно-триасовый** (320–210 млн лет), 5) **раннеюрско-кайнозойский** (210–0 млн лет – незавершенный). Циклы делятся на этапы, которым свойственны крупные события, формирующие региональные элементы земной коры (структурно-формационные комплексы), но подчиненные общей направленности развития в рамках соответствующего цикла.

Архейско-раннепротерозойский цикл

Данный цикл для Сибирского кратона отвечает формированию первичных тектонических комплексов «гранитно-метаморфического» слоя земной коры и их консолидацию в качестве фундамента древней платформы на рубеже 1900–1650 млн лет. На юго-западе территории листа S-49, южнее Центрально-Таймырского шва, по геофизическим данным, предполагается распространение мрамор-гранато-гнейсовых комплексов Хапчанского геологического района Анабарского щита. К северо-западу от него, видимо, развиты преимущественно нижнепротерозойские комплексы, близкие к протовулканогенным Байкало-Таймырской, Енисейской и Тунгусской систем, с блоками мрамор-амфибол-сланцевого состава позднеархейского(?) возраста типа Шренковского и Фаддеевского. По материалам по смежным регионам можно сделать вывод, что в итоге длительного процесса развития и становления первичной континентальной коры (от пермобильного состояния до протоплатформенного) сформировавшийся Северо-Азиатский континент приобрел сложную глыбово-складчатую структуру, обусловленную многократным дроблением и консолидацией [16, 70]. К завершению архейско-раннепротерозойского этапа вся территория листа входила в состав Северо-Азиатского кратона, граница которого проходила значительно севернее рассматриваемой территории и отвечала зоне Главного Таймырского разлома [72]. Разнопорядковые структурные швы, разделявшие гетерогенные блоки, оказались унаследованными при последующих тектонических преобразованиях региона.

Рифейско-ранневендский цикл

Материалы по смежным регионам свидетельствуют, что рифейско-ранневендский цикл характеризовался началом формирования на пенепленизированном архейско-нижнепротерозойском складчатом основании осадочного чехла, формировавшегося в хатакратонных платформенных условиях в пределах Анабарского геоблока Сибирской платформы и перикратонных – древней конвергентной границе литосферных плит – в Шренк-Фаддеевской энзиматической складчатой зоне. Данные структурно-формационного анализа по Северному Таймыру свидетельствуют о проявлении в пределах последней двух тектоно-магматических этапов, отвечающих соответственно раннему–позднему рифею и позднему рифею–раннему венду, в течение которых сформирован гренвильско-байкальский тектонический комплекс Таймыра. На территории листа современная граница байкалид – фундамента Таймырской складчатой системы – и карелид – фундамента Сибирской платформы, Цветковско-Нордвикской складчатой системы – приурочена к Центрально-Таймырскому шву. Цикл завершился образованием в предпоздневендское время единого Северо-Азиатского кратона.

Поздневендско-среднекаменноугольный цикл

Данный цикл на территории севера Северо-Азиатской плиты характеризуется формированием крупных платформенных структур в условиях режима пассивной континентальной окраины и гомогенизации условий осадконакопления на всей территории листа. Верхневендско-палеозойские разрезы чехла Сибирской платформы и дислоцированной осадочной геолиты Таймырской СНС близки. В целом циклу отвечает седиментационный мегаритм с подчиненными ему тремя крупными ритмами, которые начинаются трансгрессиями моря и завершаются его регрессиями [38]. Эти ритмы сформированы в три этапа: поздневендско-раннеордовикский, среднеордовикско-силурийский и позднесилурийско-раннекаменноугольный. На рассматриваемой площади из формаций этих этапов присутствуют лишь среднекембрийские и среднедевонско-раннекаменноугольные отложения. Первые представлены известняково-доломитовой формацией (до 290 м) осадочных бассейнов внутреннего шельфа морей в пределах Северо-Анабарского района. Среднедевонско-раннекаменноугольные отложения сульфатно-карбонатные эвапорит соленосного типа (более 1760 м) в Нордвикской зоне и сульфатно-терригенно-карбонатного (более 2600 м) – в Фалабигайской зоне отвечают формациям режимов осадочных прогибов и надрифтовых систем. К концу цикла в границах листа сформировались северный склон Анабарской антеклизы, протягивающийся до Хатангского залива через устье р. Анабар и уходящий в море Лаптевых, и Фалабигай-Нордвикский рифтогенно-авлакогенный прогиб субширотно-северо-восточного простирания.

Среднекаменноугольно-триасовый цикл

В течение среднекаменноугольно-триасового цикла сформировался основной каркас тектонической структуры рассматриваемой территории, связанный с тектоно-магматической перестройкой северной окраины Северо-Азиатской континентальной плиты и формированием раннекаммерийской Южно-Быррангской складчато-надвиговой зоны Таймырской системы. Процессы активизации были обусловлены сводово-плутоническими процессами в пределах Карского геоблока, располагающегося севернее территории листа, и его надвигании с северо-запада на Северо-Азиатский континент. На территории проявляются три этапа этих процессов: среднекаменноугольно-позднепермский, позднепермско-раннетриасовый и раннепоздетриасовый.

В среднекаменноугольно-позднепермский этап на территории листа формируются мощные континентально-морские терригенные угленосные ряды формаций. В Южно-Быррангском передовом прогибе в течение этапа сформированы при компенсированном осадконакоплении аргиллит-песчаниково-алевролитовая формация (C_2-P_1) осадочных бассейнов внутриконтинентального шельфа (мощностью до 4300 м) и паралическая песчаниково-алевролитовая слабоугленосная (P_2 – внутриконтинентального мелководья (до 2700 м) суммарной мощностью до 7 км. На склоне Анабарской антеклизы при сохранении на Сибирском континенте режима пассивной континентальной окраины этап характеризуется формированием угленосного терригенного конгломерато-песчаниково-алевролитового ряда формаций внутриконтинентального мелководья мощностью до 660 м.

Позднепермско-раннетриасовый этап характеризуется развитием процессов внутриплитного траппового рассеянного рифтогенеза, сопровождаемых интенсивным базитовым магматизмом, сменяющимся магматизмом горячих пятен с фациальной зональностью с запада на восток – сменой континентальных условий вулканизма и осадкообразования на морские. Ряд формаций в Южно-Быррангской складчатой зоне представлен долеритовой и пикрит-габбродолеритовыми формациями, в Чернохребетнинской складчатой зоне – долеритовой, гранитовой, контрастной субщелочной базальт-дацитовый. В Тустахской моноклизе проявлен магматизм туфобазальтовой, базальтовой эруптивной, габбродолеритовой, трахидолеритовой и габбродиорит-сиенитовой формаций. Мощности и площади развития зффузивных образований закономерно уменьшаются с запада на восток. Наблюдается переход от вулканических разрезов (северная часть Чернохребетнинской площади) к терригенным с незначительной примесью туфогенного материала и маломощными лавами базальтов (мыс Цветкова). Мощности вулканических отложений верхней перми–нижнего триаса в южных предгорьях Бырранг составляют 250–300 м, на северо-западном окончании Анабарской антеклизы – 100–200 м. Отмечается проявление контрастного субщелочно-базальт-дацитового вулканизма в Чернохребетнинской складчатой зоне. К концу раннего триаса после внедрения гранитоидов тулайского комплекса происходит затухание магматической деятельности.

Раннепоздетриасовый этап характеризуется формированием морских отложений в Цветковско-Нордвикском районе и эммерсивным режимом в

пределах Лено-Анабарского. В юго-восточной части Цветковской зоны в условиях прибрежно-континентального мелководья накапливается терригенная серия мощностью 1080 м, сложенная преимущественно алевролитово-аргиллитовыми осадками с подчиненным количеством песчаников и туффитов, отвечающая ряду формаций осадочных бассейнов континентального склона. Формирование этих отложений происходило в процессе длительных ингрессий и кратковременных трансгрессий моря. Режим осадконакопления менялся от открытого морского мелководья до континентального.

В целом этап отражает постепенное усиление режима сжатия, вызванного движением Северо-Карского континентального блока к юго-востоку, и соответственно инверсию позднепалеозойско-раннемезозойского прогиба, формирование складчатых и дизъюнктивных структур, надвигание терригенного среднекаменноугольно-пермского комплекса пород Южно-Бырангской зоны на вулканогенно-терригенный триасовый Цветковской зоны. К концу триаса завершается формирование Таймырской складчато-надвиговой системы. С завершением инверсии и орогенезом связывается широкое развитие малых интрузий плагиоверлит-габбродолеритовой, субщелочной диорит-габбродолеритовой формаций и формации карбонатных инъекционных тектонитов, метасоматитов, характерных для геодинамических режимов горячих точек, внутриплитных и коллизионных поднятий. Вертикальные перемещения дополнились правосторонними широтными сдвигами и сопряженными с ними надвигами.

Раннеюрско-кайнозойский цикл

Раннеюрско-кайнозойский цикл определил современную структуру территории и ее главные элементы: глубинные – Сибирская платформа, Таймыро-Североземельская складчатая область, Центрально-Таймырский шов и часть Верхояно-Колымской складчатой области; поверхностные – Горный Таймыр, Енисей-Хатангский региональный прогиб и Сибирское плоскогорье. В пределах Горного Таймыра происходит затухание активности тектонических процессов, в неглубоких впадинах формируются маломощные (до 10 м) формации внутриконтинентального шельфа. Наиболее высокой тектонической активностью характеризовалась территория сочленения Сибирской платформы с Таймырской СНС, трассируемая Центрально-Таймырским дивергентно-конвергентным швом, и с Цветковско-Нордвикской СНС Верхоянской области. В соответствии с трансгрессивно-регрессивными литостратиграфическими рядами выделяются четыре этапа: раннеюрско-раннемеловой, раннемеловой, ранне-поздемеловой и палеоген-четвертичный.

К началу *раннеюрско-раннемелового этапа* вся территория листа была выведена на поверхность и характеризовалась мощными континентальными процессами корообразования и пенепленизации. Основным событием этапа является формирование на южном крыле Южно-Бырангской раннекемрийской складчатой зоны предгорного передового прогиба, слагаемого терригенным песчаниково-аргиллитовым рядом формаций мощностью до 1850 м. Терригенные осадки поступали в юре и берриасе

с поднятий на Таймыре и Анабарской антеклизе. Начиная с поздней юры, осадконакопление шло преимущественно в морских условиях, а сам прогиб являлся широким проливом между Западно-Сибирским и Верхоянским бассейнами. Складчатые сооружения Горного Таймыра были эродированы в период поздней юры–раннего мела, и континентальные угленосные и морские юрско-меловые отложения перекрывали, вероятно, прерывистым чехлом всю складчатую зону, заходя глубокими языками с востока на запад от Верхоянского субмеридионального бассейна.

В связи с формированием юрского прогиба северный склон Анабарской антеклизы, начиная с раннеюрского времени, испытал погружение. Начавшаяся трансгрессия моря нормальной солености проявилась в формировании терригенного конгломерато-песчано-глинистого фосфоритоносного ряда формаций мощностью до 380 м. В конце берриасского–начале валанжинского веков произошло воздымание территории, и с тех пор до настоящего времени эта площадь является областью сноса и аккумуляции континентальных осадков.

Юрско-раннемеловой прогиб представлял собой асимметричную синклиналичную структуру с крутым крылом на северо-западе в предгорной Быррангской части и пологим на юго-востоке в Анабарской.

К концу этапа относится общая инверсия прогиба, сопровождающаяся на востоке пологой складчатостью и формированием Нордвикско-Цветковской складчатой системы. Последние связаны, с точки зрения плейт-тектонических построений [39], с аккрецией тектоно-стратиграфических террейнов вокруг восточной континентальной окраины Сибирского кратона. По аналогии с Верхоянско-Колымской СНС, этот процесс датируется низами раннего мела. Начиная с валанжинского века, формируется плитный комплекс молодой Хатангско-Лаптевоморской платформы, представленный на рассматриваемой территории глинисто-терригенным угленосным рядом формаций [72].

С верхоянскими движениями, видимо, связаны начальные стадии формирования Центрально-Таймырского шва, выраженные в инверсии вдоль него и размыве средне-позднеюрско-берриасовых отложений и зарождением цепи мегавалов (Тулай-Кирыка-Тасского, Армалах-Журавлевского, Осиповско-Нордвикского), а вдоль Нордвикского разлома – Белогорско-Тигянского мезовала.

Раннемеловой этап характеризуется стабилизацией тектонических условий на всей территории листа – формированием терригенного буроугольного ряда формаций внутриконтинентального мелководья мощностью 600 м, иногда до 1000 м. Максимальные мощности отмечаются в осях впадин, образовавшихся после роста мегавалов (Портнягинской, Подкаменской, Джаргалах-Рассохинской, Устьсуолемской).

Ранне-позднемеловой этап, начиная с альбского века, характеризуется формированием аллювиальных альб-сеноманских отложениях бегичевской свиты с направлением водных потоков рек с востока на запад с Верхоянских гор Цветковско-Нордвикского района [78]. В прогибах на соседних территориях (Жданихинский, Оленекский) формируются терригенные алевроито-песчаные ряды формаций осадочных прогибов надрифтовых зон мощностью более 1000 м. Источником сноса являлись горы

Южно-Быррангской и Цветковско-Нордвикской складчатых зон, поднятия на Сибирской платформе.

В течение *палеоген-четвертичного этапа* развитие рассматриваемой территории в значительной мере связано с раскрытием Северного Ледовитого океана. Хотя она удалена от последнего, в ее пределах отчетливо проявлены две стадии: палеогеновая и неоген-четвертичная, хорошо согласующиеся с историей развития переходных зон материк–океан [38].

Палеогеновая стадия характеризовалась общим поднятием Сибирской платформы и Таймыра, включая и территорию юрско-меловых прогибов. В это время продолжаются инверсионно-обдукционные движения в зоне Центрально-Таймырского шва и активный рост соляных куполов в районе Хатангского залива. В целом же территория листа S-49 представляла область сноса, осадки с которой поступали в Карский и Лаптевоморский седиментационные бассейны. К концу стадии территория гор Бырранга имела вид невысокого (около 200 м) **ровного плато, обрамленного денудационной равниной** высотой 100–150 м с неглубокими озерно-аллювиальными котловинами, выполненными осадками мелового возраста.

В конце эоцена (35,7 млн лет назад) в северной части Сибирской платформы произошло падение космического тела диаметром 2 км, имевшего состав обыкновенного хондрита, вызвавшего формирование Попигайской импактной структуры диаметром 100 км. Импактное событие обусловило интенсивные деформации пород чехла и докембрийского фундамента на расстоянии до 75 км от места падения. Важно отметить, что широкое развитие в составе литоидных брекчий верхней части попигайского комплекса фаунистически охарактеризованных пород мела указывает на гораздо более широкое распространение этих пород на юг в позднем эоцене по сравнению с настоящим временем – их размыв на северном склоне Анабарской антеклизы имел место не ранее неогена и был обусловлен поднятием Анабарского геоблока.

Неоген-четвертичная стадия ознаменовалась обрушением палеогенового поднятия по границам депрессий, заложенных в предшествующий этап. Процессом обрушения по пограничным разломам были возрождены горные массивы и плато, возникшие в конце триаса и начале раннего мела, в том числе и выступы Тулай-Киряка, Чернохребетнинский [70]. В своем строении современные горы и плато региона сохраняют поверхности палеогенового выравнивания. Неравномерность блокового обрушения проявляется сегодня в разновысотном положении этой поверхности. В соответствии с принятой стратиграфической схемой, оно началось в конце миоцена. Однако не исключено, что погружение палеогеновой поверхности выравнивания ниже базиса эрозии в Енисей-Хатангском прогибе, и особенно в районе Хатангского залива, уже было достигнуто в миоцене. В плиоцен-неоплейстоценовое время Южно-Быррангская зона подвергалась периодическим трансгрессиям борреального моря с краткими периодами активизации ледниковой деятельности, что привело к формированию маломощного прерывистого рыхлого чехла в районе бух. Марии Прончищевой. После отступления казанцевского моря и вплоть до наших дней идет общее воздымание всей территории гор Бырранга и отдельно стоящих горных массивов.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Территория листа относится к четырем крупным морфоструктурам, соответствующим геоморфологическим областям. На севере – это горы Бырранга (I структурно-геоморфологическая область); в центре – Северо-Сибирская низменность (II структурно-геоморфологическая область) и акватория моря Лаптевых (IV структурно-геоморфологическая область); на юге – северная окраина Анабарского плато (III структурно-геоморфологическая область), входящего в состав Средне-Сибирского плоскогорья (рис. 11). Рельеф характеризуется прямой унаследованностью от древних геологических структур [42].

Горы Бырранга сформированы на сложнодислоцированных плотных докайнозойских породах, им присущ структурно-денудационный рельеф. Северо-Сибирская низменность представляет собой ступенчатую равнину с аккумулятивным и эрозионно-аккумулятивным рельефом, которая пространственно совпадает с мезозойским прогибом, выполненным почти недислоцированными слаболитифицированными породами. Анабарское плато, образованное на плотных домезозойских слабодислоцированных толщах, характеризуется структурно-денудационным и денудационным рельефом. Основные черты рельеф приобрел в неоплейстоценовое время, хотя в поле развития структурно-денудационных форм еще сохранились фрагменты древней (мел–палеоген) поверхности выравнивания. Территория неоднократно покрывалась ледниками, испытывала явления гляциоизостазии и частично заливалась морскими водами. На формирование современного рельефа оказали влияние и неотектонические движения. Суммарные неотектонические поднятия – 500 м и более [27].

Предбыррангская равнина расположена в северной части прогиба. Помимо крупной останцовой возвышенности Тулай-Киряка, которая своей восточной частью попадает на территорию листа (вершина высотой 632 м находится на площади листа S-48), сложенной дислоцированными устойчивыми к денудации породами, здесь расположена менее четкая (с амплитудами неотектонических движений до 100 м) унаследованная структура – вал, обрамляющий южный край равнины. На равнине развит комплекс поздне-неоплейстоценового ледникового рельефа, включающего в себя систему аккумулятивных и напорно-аккумулятивных поясов муркунтинского оледенения, сnivelированного аккумулятивными процессами различного генезиса – водно-ледникового, озерно-аллювиального, морского и озерно-болотного.

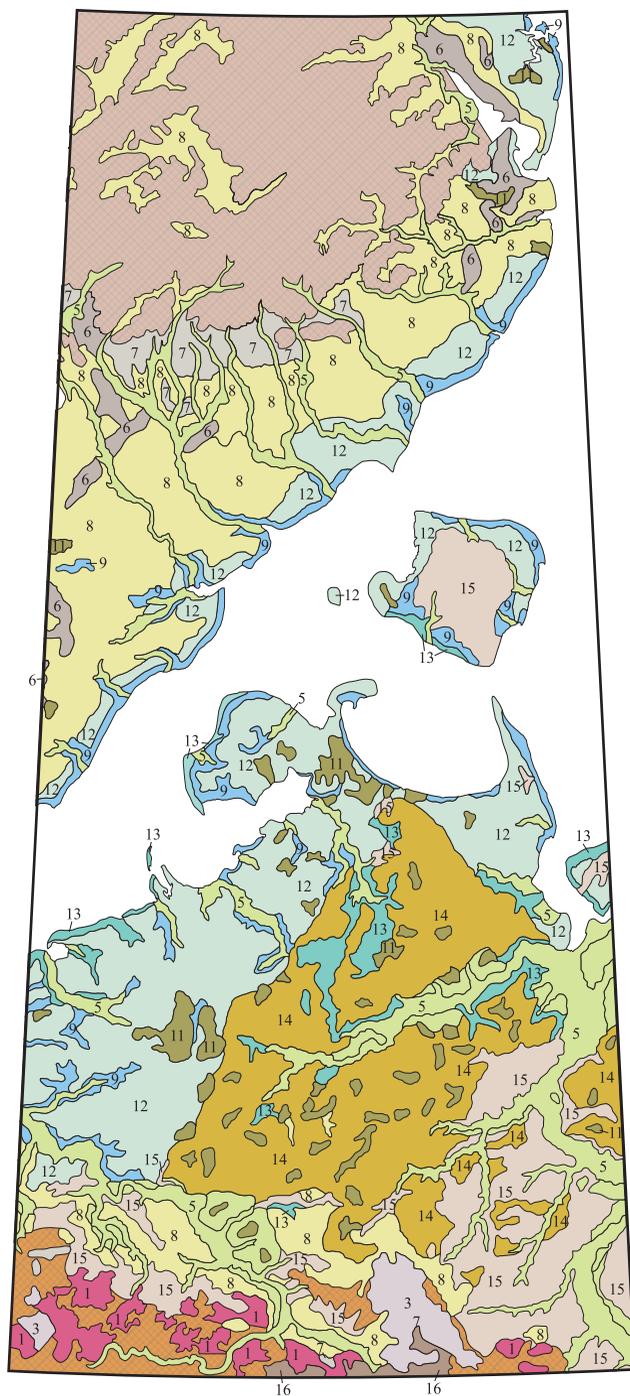
Северо-Сибирская низменность характеризуется разнообразием морфоскульптуры. Здесь выделяются геоморфологические районы: Предбыррангская аккумулятивная равнина, Енисей-Хатангская аккумулятивная полигенетическая равнина, Прианабарская аккумулятивно-денудационная полигенетическая равнина. Енисей-Хатангская равнина расположена в центральной части мезозойского прогиба, испытавшей слабоконтрастные неотектонические вертикальные подвижки суммарной амплитудой до 100 м. На этом фоне выделяются продольные и поперечные поднятия и впадины. Впадины характеризуются большой заозеренностью, а поднятия – активностью эрозии. Аккумулятивный ледниковый рельеф ближе к Хатангскому заливу сменяется террасированной поверхностью, в формировании которой участвовало море. В ее пределах прослеживаются два уровня – более высокий до 100 м), сформированный в муруктинское время, и прислоненный к нему (50–70 м) каргинский. Морские террасы почти везде перекрыты сартанской озерно-аллювиальной льдистой толщей, равнинный рельеф которой осложнен термокарстом с широким развитием своеобразных форм (гидролакколиты, байджерахи и др.).

Прианабарская равнина, примыкающая с юга к Енисей-Хатангской равнине, сформирована на приплатформенном крыле мезозойского прогиба и характеризуется нарастающими к югу неотектоническими поднятиями. На севере равнины широко развиты термокарстовые формы – бугры, котловины, сформированные на льдистых озерно-аллювиальных толщах, из-под которых местами выступают плоские муруктинские и каргинские морские террасы. Южнее простираются аккумулятивные ледниковые формы, образованные муруктинскими ледниками, двигавшимися с Анабарского плато. Среди них присутствуют моренные холмы и гряды высотой в десятки метров, камовые поля и участки зандровых равнин. На некоторых междуречьях здесь прослеживаются слабовыпуклые участки денудационного рельефа, обрамленные пологими делювиальными и делювиально-солифлюкционными склонами.

Суолемская равнина, охватывающая юг Северо-Сибирской низменности, унаследовала структуру мезозойской депрессии, осложненной на севере складчатыми дислокациями (продолжение структур кряжа Прончищева). Территория испытала очень слабые, в основном положительные неотектонические движения.

Прибрежная равнина протягивается вдоль побережья моря Лаптевых и включает острова, в том числе Большой Бегичев. Поверхность ее довольно ровная, слабо наклонена к морю. Она сформирована в основном на озерно-аллювиальных осадках и осложнена термокарстовыми котловинами, невысокими (10–20 м) ледниковыми холмами и прорезана узкими долинами рек. Морские берега преимущественно обрывистые, высотой до 20 м, реже выше, абразионные и термоабразионные. Пляжи и косы низкие (до 1 м), шириной в первые сотни метров.

Анабарское плато охватывает юг территории и делится на два геоморфологических района: гряда Хара-Тас и кряж Сюрях-Джагды. Первый район сформирован на почти недислоцированных породах палеозоя, перекрытых местами траппами. Рельеф его характеризуется развитием столовых



Структурно-денудационный рельеф

- 1 Образовавшиеся в результате препарировки пластовых интрузивных тел ($P-Q_n$)
- 2 Образовавшиеся в результате препарировки сложнослоистых пород ($P-Q_n$)
- 3 Образовавшиеся в результате препарировки вулканических покровов ($P-Q_n$)

Денудационный рельеф

- 4 образовавшиеся в результате комплексной денудации платформенных субгоризонтальных структур ($P-Q_n$)

Эрозионно-аккумулятивный рельеф

- 5 Пойма, надпойменные террасы и склоны речных долин (Q_{m-n})

Аккумулятивный рельеф

- 6 Холмисто-грядовые краевые ледниковые образования (Q_m)
- 7 Холмисто-грядовые и слабосхолмленные моренные равнины (Q_m)
- 8 Водно-ледниковые равнины (Q_m)
- 9 Морская равнина волнового генезиса (Q_n)
- 10 Морская равнина бассейнового генезиса (Q_n)
- 11 Плоские озерно-болотные равнины (Q_n)
- 12 Плоские и полого-наклонные озерно-аллювиальные равнины (Q_{m-n})
- 13 Плоские и полого-наклонные аллювиально-морские равнины (N_1-Q_m)
- 14 Слабосхолмленные и полого-волнистые едомные равнины (Q_m)
- 15 Полого-волнистые и слабосхолмленные делювиально-солифлюкционные равнины (Q_{m-n})

Космогенный деструктивный

- 16 Кратер метеоритный ударный

Масштаб 1 : 2 500 000

Рис. 11. Геоморфологическая схема.

возвышенностей высотой до 400–427 м, ступенчатыми склонами и обилием фрагментов древней поверхности выравнивания. Глубина его расчленения составляет 150–250 м. Второй район – кряж Сюрях-Джагды расположен восточнее долины р. Попигай. Он имеет довольно сложную геологоструктурную основу, и рельеф его более контрастен. Наряду со столовыми возвышенностями здесь развиты куполовидные вершины. Высоты не превышают 400 м, а глубина расчленения достигает 300 м. По долинам и седловинам сохранился мелкохолмистый ледниковый рельеф.

Имеющиеся батиметрические данные не позволяют выявить все детали рельефа дна акватории, можно рассмотреть лишь его общие черты на основе построенной аналитической геоморфологической схемы-основы и данных предшествующих исследований. Морфологический каркас рельефа образован линиями выпуклого и вогнутого перегиба, разделяющими площадки и склоны, реже подножия. Характерна ступенчатость рельефа и отсутствие верхних и нижних замкнутых поверхностей, фиксирующих обособленные поднятия и впадины.

В отсутствие сейсмоакустических данных и детальной карты четвертичных образований историко-генетическая интерпретация опирается в основном на анализ морфологии и выполнена достаточно условно с привлечением данных предшествующих работ. Тем не менее, даже при такой обеспеченности исходными данными можно расширить и уточнить характеристики рельефа морского дна, сделанные ранее на основе более чем ограниченного материала соседней территории (лист S-48). На рассматриваемой площади выделены поверхности денудационного, денудационно-аккумулятивного и аккумулятивного генезиса.

По морфогенетическим и возрастным признакам на территории листа S-49 выделяются три основные группы форм рельефа: структурно-денудационная и денудационная; денудационно-аккумулятивная, эрозионно-аккумулятивная, аккумулятивная и космогенная.

Структурно-денудационный рельеф. На рассматриваемой территории он развит в пределах гор Бырранга и северной окраины Анабарского плато и представлен различными генетическими типами. Возраст структурно-денудационного рельефа определяется по началу расчленения древних (мел-палеогеновых) поверхностей выравнивания, которое продолжается по настоящее время.

Рельеф, образовавшийся в результате препарировки пластовых интрузивных тел (P–Q_H), развит на северной окраине Анабарского плато, в районе гряды Хара-Тас и кряжа Сюрях-Джагды. Он сформировался в результате препарировки пластовых интрузивных тел катангского габродолеритового комплекса. Рельеф его характеризуется развитием столовых возвышенностей высотой до 400–423 м, ступенчатыми склонами и наличием фрагментов древней поверхности выравнивания. Глубина его расчленения составляет 100–250 м.

Рельеф, образовавшийся в результате препарировки сложнодислоцированных пород (P–Q_H), развит в северной части территории листа в Восточно-Быррангском среднегорье гор Бырранга. Местами рельеф сильно расчлененный, альпийский, с вершинами более 1000 м, глубиной

расчленения 500–700 м, склонами крутизной 30–40°, скальными обрывами и легкоподвижными осыпями, узкими гребнями и ледниковыми карами. На высотах более 700 м в близвершинной части Северо-Восточного хребта лежат современные ледники – каровые и карово-долинные площадью менее 1 км². Умереннорасчлененный рельеф развит на участках, где высота гор 800–1000 м. Глубина расчленения здесь достигает 500–600 м, а крутизна склонов редко превышает 30°. Гребни гор в этом районе часто сглаженные, с реликтами древней поверхности выравнивания.

Рельеф, образовавшийся в результате препарировки вулканических покровов (P–Q_H), развит в южной части листа на вулканических породах правобоярской свиты. Рельеф его характеризуется развитием плосковершинных куполовидных возвышенностей, не превышающих 400 м, и ступенчатыми склонами. Глубина его расчленения достигает 300 м.

Денудационный рельеф на территории листа представлен четырьмя категориями и выделяется на суше и в пределах акватории. *Рельеф, образовавшийся в результате комплексной денудации платформенных субгоризонтальных структур (P–Q_H)*, развит на суше, в южной части рассматриваемой территории, по северному склону Анабарского плато, в области развития почти недислоцированных, субгоризонтально залегающих породах палеозоя. Его возраст определяется по началу расчленения мел-палеогеновых поверхностей выравнивания, которое продолжается по настоящее время. Данный вид рельефа характеризуется развитием куполовидных и плосковершинных возвышенностей высотой до 400 м. Глубина расчленения его достигает 300 м.

Абразионные прибрежные подводные склоны (Q_H) – крутые, развиты вдоль побережья Таймыра на глубинах до 20 м. Не исключается их приуроченность к разрывным нарушениям. Сформированы на завершающих стадиях фландрской трансгрессии. При отсутствии более точных датировок возраст определен как голоценовый. Две другие категории в этой группе представлены реликтовыми поверхностями, выработанными в субаэральных условиях, но ныне находящимися на дне.

Эрозионные склоны, реликтовые, слабо моделированные абразионно-аккумулятивными процессами (Q_{III}), выделены в Хатангском заливе и предположительно представляют собой склоны речной долины, существовавшей здесь во время последней глубокой регрессии (сартанской). Впоследствии по мере распространения трансгрессии представляли собой склоны эстуария пра-Хатанги.

Эрозионные склоны, реликтовые, существенно моделированные абразионно-аккумулятивными процессами (Q_{III}), выделены условно в восточной части листа, за рамкой которого предполагается долина пра-Анабара.

Денудационно-аккумулятивный рельеф (Q_H) представлен абразионно-аккумулятивными склонами голоценового возраста, выделенными, предположительно, к востоку от о-ва Большой Бегичев и в бух. Кожевникова.

Эрозионно-аккумулятивный рельеф (Q_{III-H}). К этому типу рельефа относятся речные долины. В горных районах долины рек глубоко врезаются и часто несут следы ледниковой обработки – фрагменты бортов и днищ трогов. Они характеризуются шириной от первых десятков метров до 1 км

при склонах высотой до 500–700 м. Крутизна склонов долин горных рек – до 30–40°. На тех участках, где речные склоны обработаны ледниками, ширина трогообразных долин достигает 3–4 км. В них часто наблюдаются моренные холмы и флювиогляциальные террасы.

В пределах Северо-Сибирской низменности речные долины имеют иной характер. Долина р. Анабар, наиболее крупной реки на изученной территории, при значительной ширине (до 8–10 км в нижнем течении) характеризуется преимущественно трапециевидным профилем и склонами высотой преимущественно до 60–80 м. Берега реки преимущественно крутые, иногда обрывистые. Долины менее крупных рек, таких как реки Попигай, Соулама, Новая имеют ширину до 2–3 км с высотой склонов 30–40 м. В долинах, помимо поймы, выделяются четыре уровня террас: I – 16–18 м, II – 12–25 м, III – 20–30 м, IV – 25–40 м [27].

Террасы и пойменные уровни часто заболочены и расчленены ложбинами старых русел, в которых развиты озера. По поверхности террас широко развиты полигональные грунты.

Аккумулятивный рельеф наиболее широко развит на описываемой территории и представлен различными генетическими типами; возраст его определяется временем образования отложений, на которых он развит.

Образование основных форм аккумулятивного ледникового рельефа связано большей частью с муруктинским ледником, и в меньшей – с сартанским. В ходе оледенения в краевых его частях образовывались многочленные гряды и цепи холмов, формировался водно-ледниковый рельеф и рельеф основной морены. Ледниковые формы рельефа по генезису, литологическому составу и морфологическим признакам разделяются на рельеф краевых образований и рельеф основной и абляционной морен.

Холмисто-грядовые краевые ледниковые образования (Q_{III}). Краевые образования наблюдаются в северной части рассматриваемой территории и представляют собой краевые аккумулятивные и напорно-аккумулятивные образования двигавшихся с севера ледников. Наиболее четкий краевой пояс протягивается по южному обрамлению гор Бырранга. Он, как и остальные, состоит из системы подковообразных в плане лопастей, обращенных к югу. Протяженность лопастей 30–50, ширина от 3–5 до 10–15 км, относительная высота от первых десятков до 100–150 м. Поверхность их осложнена почти параллельными валами, термокарстовыми котловинами, озерами и долинами водотоков. С фронтальной стороны поясов расположены зандровые равнины, переходящие в долинные зандры.

Холмисто-грядовые и слабовсхолмленные моренные равнины (Q_{III}) располагаются, как правило, гипсометрически выше краевых морен в обрамлении гор Бырранга. В южной части территории на склонах Анабарского плато моренные равнины развиты фрагментарно, на небольших площадях. Абсолютные отметки поверхности моренных равнин колеблются в среднем от 80 до 250 м. Как правило, это всхолмленная пологонаклонная равнина, характеризующаяся однообразным литологическим составом. Относительные превышения холмов составляют от 10–20 до 40 м. По относительным превышениям и углам склонов холмов выделяются среднехолмистые, славохолмистые и волнистые формы.

Пологонаклонные, волнистые и волнисто-холмистые водно-ледниковые равнины (Q_{III}) имеют значительное площадное распространение в пределах изученной территории. Равнины, развитые на отложениях внутриледниковых озер и потоков, располагаются в тыловой части краевых ледниковых сооружений и образуют волнистые и волнисто-холмистые камовые равнины. Возвышенности имеют, как правило, округлую или вытянутую грядоподобную форму. Склоны их часто оплывшие и пологие. Относительная высота холмов составляет 10–20 м. Равнины, сформированные на приледниковых отложениях, приурочены к внешней стороне краевых ледниковых образований и гипсометрически они находятся ниже. Они слагают зандровые наклонные равнины, переходящие в долинные зандры. Характеризуются они волнистым, пологонаклонным рельефом.

Плоские озерно-болотные равнины (Q_H) довольно широко распространены сетью «пятен» разного размера на территории листа в пределах Северо-Сибирской низменности. Расположены они преимущественно на абс. отм. 20–50 м. Озерно-болотные равнины сформированы большей частью по голоценовым термокарстовым впадинам, созданным в результате протаивания льдистых пород. Их котловины имеют крутые склоны, плоские или слабобугристые торфяно-глинистые днища, почти всегда с реликтами озер в них. Такие озерно-болотные низины иногда террасированы.

Плоские и пологонаклонные озерно-аллювиальные равнины (Q_{III-H}) имеют довольно широкое распространение на рассматриваемой территории и развиты в пределах низинной прибрежной зоны Хатангского и Анабарского заливов. Располагаются они в области развития озерно-аллювиальных отложений и располагаются на абс. отм. от 20 до 40 м. Озерно-аллювиальные равнины характеризуются плоским и пологоволнистым рельефом. По ним часто развиты полигональные грунты и бугры мерзлотного пучения.

Плоские и полого-наклонные аллювиально-морские равнины (N_1-Q_H) узкими прибрежными полосами протягиваются в прибрежной зоне Хатангского и Анабарского заливов, а также по руслам рек. Располагаются они на абс. отм. от 0 до 40 м в области развития отложений, созданных совместной деятельностью рек и моря. Часто их поверхность осложнена термокарстовыми котловинами, буграми мерзлотного пучения и полигональными грунтами.

Субгоризонтальные морские равнины волнового генезиса (Q_H) сформированы под воздействием волн и сгонно-нагонных процессов. Они развиты в береговой и прибрежной зоне акватории, в пределах мелководий заливов и бухт, а также в бассейнах рек, впадающих в Хатангский залив, и располагаются на абс. отм. от 10–15 до 20 м ниже уровня моря. В пределах акватории в них встречаются подводные долины и ложбины-промоины. Первые представляют собой реликты субаэральной гидросети, вторые – русла стока нагонных вод. К северу от п-ова Юрюнг-Тумус встречаются протяженные узкие гряды высотой от 2–3 до 5 м, по внешнему облику сходные с барами. Гряды, зафиксированные на поверхностях рассматриваемой категории, ввиду отсутствия данных, не дифференцированы по генезису. В ряде случаев они разделяют русла стока нагонных вод и, по-видимому, связаны

с развитием этим процессов. Поверхности созданы в ходе голоценовой трансгрессии и продолжают свое развитие в настоящее время.

Субгоризонтальные аллювиальные и аллювиально-морские равнины дна палеоэстуариев и палеопротоливов (Q_{III-H}) выделены в днище желоба Хатангского залива, а также к югу от о-ва Большой Бегичев. Их развитие связывается с регрессивными стадиями сартанского времени и последующим наступлением моря в ходе фландской трансгрессии. Поверхность пологонаклонной аллювиальной и аллювиально-морской террасы (Q_{III-H}), предположительно, выделена в единственном числе в устье желоба Хатангского залива.

Слабовсхолмленные и полого-волнистые едомные равнины (Q_{III-H}) широко распространены в южной части рассматриваемой территории и развиты на водораздельных пространствах рек Суолема и Анабар. Располагаются они в области развития озерно-аллювиальных отложений и располагаются на абс. отм. от 40 до 100 м. Они развиты на лессовидном криогенном комплексе льдистых осадков, сформированных в перигляциальных условиях при оседании пылеводно-песчаной составляющей пыльных бурь. Равнины характеризуются плоским и полого-волнистым рельефом. По ним часто развиты полигональные грунты и бугры мерзлотного пучения.

Пологоволнистые и слабовсхолмленные делювиально-солифлюкционные равнины (Q_{III-H}) развиты в южной части территории изучаемого листа, а также на о-ве Большой Бегичев. Они сформировались в водораздельных частях, находящаяся за пределами проникновения ледников и флювиогляциальных потоков и впоследствии морских вод. В южной части площади листа они шлейфом обрамляют области развития структурно-денудационного рельефа и развиты на осадочных палеозойско-мезозойских отложениях. Эти равнины характеризуются полого-волнистым, славохолмистым рельефом. Их поверхность осложнена мерзлотными формами рельефа – буграми пучения, полигональными грунтами.

Космогенный деструктивный рельеф (P₂) представлен метеоритным ударным кратером. На южную кромку площади листа S-49 выходит северная прибортовая часть Попигайского кратера. Попигайский кратер, имеющий диаметр около 100 км, большей своей частью располагается на территории листа R-49. Он возник в конце эоценовой эпохи 35,7 млн лет назад в результате удара о земную поверхность астероида диаметром около 7 км [54, 55]. За период с момента образования кратера его склоны в результате воздействия комплекса денудационных процессов были частично размыты. В настоящее время склон Попигайского кратера, в морфологическом плане представляющий собой вал, окружающий котловину, достигает в высоту 200 м. Многочисленные эрозионные ложбины рек, ручьев и временных водотоков, расчленяют вал на отдельные возвышенности. Глубина расчленения достигает 150 м. Крутизна склонов достигает 30°.

Относительно слабая геологическая изученность рассматриваемой территории позволяет лишь в общих чертах представить историю развития ее рельефа в начале–середине неотектонического этапа. Усилившиеся в неогене поднятия, охватившие складчатую область, не только способствовали расчленению древнего (мел–палеоген) выровненного рельефа в пределах

хр. Бырранга, но и выходу из-под уровня моря части территории к северу от нее с образованием на ней архипелага островов. Южнее гор Бырранга до склонов Анабарского плато простиралась обширная озерно-аллювиальная равнина, лишь частично заливавшаяся морем. На Анабарском плато шло расчленение выровненного рельефа с выносом продуктов разрушения на прилегающую равнину.

В конце плиоцена–начале эоплейстоцена активные поднятия охватили северо-восточную часть Быррангов, тогда как на остальной территории их темп не был высок. На северо-западе территории продолжалась регрессия моря, с увеличением площади островов, формированием в обмелевших заливах грубообломочных дельтовых и тонких лагунных толщ. Южнее Быррангов на суше развивалась речная сеть, а в неотектонических впадинах – крупные озерные котловины. Вопрос о существовании здесь раннеэоплейстоценовых покровных ледников остается открытым. Наиболее древние морены, обнаруженные в береговых обрывах, относятся скорее всего к самаровскому оледенению, которое было здесь максимальным. Основная часть Таймыра покрывалась ледниками, двигавшимися с севера. На северо-западе площади подошва ледников в долинах лежала ниже уровня моря. В ширтинское межледниковье воды залили большую часть Северо-Сибирской низменности, за исключением ее юго-восточных районов. В период максимума трансгрессии почти весь северо-запад территории оказался под уровнем моря, а центральная часть хр. Бырранга представляла собой цепь островов.

В начале позднего неоплейстоцена значительная часть Таймыра была залита морем, уровень которого, возможно, поднимался выше, чем в среднеэоплейстоценовое время. В последующую муруктинскую эпоху на территории вновь возникли ледники. Большую часть ее покрыли ледники, двигавшиеся с севера и достигшие в максимум своего развития (северосибирская стадия) Хатангского залива. С юга, со стороны Анабарского плато также продвигались ледники, но незначительно, остановились в районе предгорий. Свободными ото льда были Суолемская равнина, Енисей-Хатангская низменность и Хатангский залив. Первое сокращение ледников (янтардахская фаза) сопровождалось проникновением морских вод в пределы низменности и разрушением ледниковых форм. Последующая активизация ледников (северо-кокорская стадия) зафиксировалась четкими краевыми напорно-аккумулятивными сооружениями. Следы стабилизации края ледников, спускавшихся с Анабарского плато, почти не сохранились. На Суолемской равнине, в водораздельных частях, находящихся за пределами проникновения ледников и флювиогляциальных потоков и в результате морских вод, в это время начал развиваться комплекс эдомных отложений. Они представляют собой лессовидные отложения, формировавшиеся в результате сложного комплекса эоловых, озерно-болотных и озерно-аллювиальных процессов.

Завершающая фаза муруктинского оледенения проходила без значительных задержек. Быстрое освобождение территории от ледникового покрова способствовало проникновению морских вод в ее пределы. По мере гляциоизостатического поднятия морские воды постепенно уже в

каргинское время покинули низменность, примыкающую к Хатангскому заливу, где сохранились нечеткие морские террасовидные поверхности. За пределами проникновения морских вод в каргинское время формируется IV терраса и формы рельефа озерно-аллювиальной аккумуляции.

В сартанское время, в условиях продолжавшегося неотектонического поднятия, в горах Бырранга вновь возникли ледники. Оледенение было слабым и лишь на севере, в наиболее приподнятой части гор, носило сетчатый, местами покровный характер. При максимальном развитии сартанские ледники не продвинулись дальше предгорий, где оставили нечеткие краевые образования. На остальной части гор развивались лишь небольшие долинные ледники. Оледенение Анабарского плато на рассматриваемую территорию не распространялось. В перигляциальных условиях в сартанское время на низменных участках и в межгорных депрессиях формировались льдистые озерно-аллювиальные толщи (III терраса). На равнинных территориях Суолемской равнины продолжали формироваться отложения едомного комплекса. В конце сартанского времени в долинах сформировалась II надпойменная терраса.

К началу голоцена, вследствие потепления климата, горные ледники разрушились, оставив холмистые скопления морен и нечеткие террасы, а на низменности началось активное развитие термокарста с образованием озерных котловин. Именно в это время быстро отступали берега, сложенные льдистыми толщами, и особенно активно в низовьях долины р. Хатанга. В долинах сформировалась I надпойменная терраса. Во второй половине голоцена похолодание резко ограничило развитие термокарста; в наиболее высокой части гор вновь возникли небольшие ледники, а в долинах сформировалась пойма.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Вся информация о полезных ископаемых территории листа S-49 собрана на картах: полезных ископаемых, закономерностей размещения полезных ископаемых, прогнозно-минерагенической карте на золото и элементы платиновой группы, прогноза на нефть и газ. При их составлении использованы материалы ранее проведенных исследований и результаты полевых работ, выполненных авторами в 2005–2006 гг. Все сведения о полезных ископаемых приведены по состоянию на 1.12.2008 г.

На территории листа S-49 известны два малых непромышленных месторождения и восемь проявлений нефти; восемь проявлений газа; два крупных, одно среднее, шесть малых месторождений и 59 проявлений каменных углей; 21 проявление бурого угля; одно крупное месторождение и два проявления импактных алмазов в коренных породах, одно крупное и два малых месторождения гипса, два крупных месторождения и одно проявление оптического флюорита, одно крупное, одно малое месторождение солей (галита и мирабилита); проявления и пункты минерализации меди, свинца, цинка, никеля, кобальта, циркония, редких земель, золота, платины, флюорита, барита, стронция, боросиликатов, фосфорита, галита, а также шлиховые ореолы россыпного золота, находки россыпных алмазов и минералов-спутников алмазов.

На площади рассматриваемого листа выделяются формации горючих и металлических полезных ископаемых: нефтяная, газовая, каменных углей энергетических и бурых углей твердых, медно-никелевая сульфидная, медно-кварц-сульфидная, полиметаллическая–колчеданная свинцово-цинковая, свинцово-цинковая жильная, свинцово-цинковая скарновая, редкоземельно-редкометаллическая щелочных метасоматитов, золотосодержащая медно-никелевая сульфидная, золото-полиметаллическая березитовая, золоторудная скарновая, золото-сульфидная (карбонатная), медно-никелевая сульфидная с платиноидами. Среди проявлений неметаллических полезных ископаемых и солей выделяются формации: флюоритовая карбонатная с оптическим и техническим флюоритом, целестин-баритовая, барит-свинцово-цинковая карбонатная, галогенно-боратовая, борато-скарновая, фосфоритовая терригенная желваковая, алмазоносная импактитовая, огнеупорных глин морских и озерных, песчано-гравийная морская, сульфатно-карбонатная, хлоридная натриевая галогенная, хлоридно-сульфатная магниевое-калиевая галогенная. Месторождения неметаллических полезных ископаемых приурочены к соляным куполам: Белогорскому с оптическим флюоритом (крупное), боро-

силикатами (проявление), гипсом (малое месторождение), ископаемыми натриевыми солями (проявление); Нордвикскому с оптическим флюоритом (крупное), гипсом (крупное), ископаемыми солями – галитом и мирабилитом (крупное), нефтью (малое); Кожевниковскому с галитом и мирабилитом (малое), гипсом (малое), оптическим флюоритом (проявление), нефтью (проявление). Крупное коренное месторождение Встречное и два коренных проявления импактного алмаза находятся в краевой, северной части Попигайского метеоритного кратера в южной части площади листа S-49. Месторождения и проявления каменных углей приурочены к двум малым угленосным бассейнам мелового возраста, разделенным валообразным поднятием по линии Анабарская губа–бухта Кожевниково. Кроме месторождений, проявлений и пунктов минерализации, на карте полезных ископаемых показаны также шлиховые ореолы россыпного золота, свинца, цинка, спутников алмазов, единичные находки алмазов в голоценовых отложениях, геофизические аномалии.

Практический интерес на территории листа могут представлять установленные месторождения и проявления оптического флюорита, каменной соли, гипса, ангидрита – в соляных куполах, бурых и каменных углей, и прогнозируемые: месторождения МПГ с сопутствующими медью и никелем, россыпные алмазы кимберлитового генезиса, коренные и россыпные месторождения золота, месторождения нефти и газа.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

НЕФТЬ И ГАЗ

На территории листа S-49 выявлено значительное число проявлений нефти и газа. Нефтепроявления различной интенсивности зафиксированы как на дневной поверхности (п-ов Юрюнг-Тумус, в русле р. Чайдах, на юго-восточном берегу бух. Кожевникова), так и в скважинах.

В результате поисково-разведочных работ обнаружено пять малодобитных залежей нефти в пермских и триасовых отложениях – Нордвикская, Южно-Тигянская Западная, Южно-Тигянская Восточная, Ильинская и Кожевниковская. В той или иной степени насыщенные нефтью породы и газопроявления установлены по всему вскрытому разрезу палеозойских и мезозойских отложений.

Нефтяные залежи имеют небольшие размеры, скважины, их вскрывшие, малодобитны; лишь на Южно-Тигянском Западном месторождении начальный дебит двух скважин превышал 1 т/сут и достигал 10 т/сут, а на остальных максимум составлял 0,5 т/сут. Месторождения остались неизученными, количественная оценка ресурсов УВ по ним не проводилась.

Наиболее крупные проявления нефти выявлены на Южно-Тигянской и Нордвикской площадях, где установлены залежи с дебитами от 1 до 12 т/сут [140, 145].

Месторождение Южно-Тигянское (IV-2-26) расположено в центральной части Анабаро-Хатангского междуречья, у руч. Тигян, на расстоянии 30 км от его устья. Месторождение приурочено к брахиантиклинальной складке

субширотного простирания длиной 19 км, шириной 6–7 км (по нижнемеловым отложениям), амплитудой 700 м. Шарнир складки ундулируя образует два поднятия – Западное и Восточное, разделенные седловиной. Углы падения пород на южном крыле – до 12°, на северном – 3–4°.

В пределах Южно-Тигянской складки нефтепроявления фиксируются в скважинах на глубине от 70 до 1955 м во всем вскрытом разрезе – от нижнего мела до нижней перми включительно. Максимальное насыщение пород нефтью наблюдается в самой верхней части нижнекожевниковской и в нижней части верхнекожевниковской свит.

Залежь нефти приурочена в пределах Западного купола к XI горизонту нижнекожевниковской свиты, залегающим в интервале глубин 1580–1720 м. Суммарная толщина горизонта 70–90 м, он представлен тремя пластами песчаника толщиной от 10 до 49 м, разделенных прослоями аргиллитов толщиной до 12 м. Основным пластом, давшим нефть, является пласт XIб, обладающий максимальной толщиной (до 49 м), наиболее благоприятными коллекторскими свойствами и более высоким нефтенасыщением. Максимальные притоки нефти (8,1–12,3 м³/сут) из этого пласта были получены в скв. Р-102, где пористость песчаников достигает 20%, а проницаемость 37,7 мД. Из этой же скважины был получен приток газа до 1445 м³/сут. В процессе опробования дебит скважин резко падал.

Нефть XI горизонта представляет собой вязкую маслянистую жидкость темно-коричневого цвета. Выделяются два типа нефтей, полученных из этого пласта: 1-й тип – мальтообразная нефть с удельным весом более 0,95 г/см³, содержание серы более 3% и концентрацией акцизных смол до 65,7%; 2-й тип – тяжелая нафтено-ароматическая нефть с удельным весом 0,93–0,95 г/см³, с содержанием серы 1,2–3,34% и акцизных смол до 42%. Мальтообразная нефть получена в скв. 107, а также на восточном куполе поднятия; нафтено-ароматическая – в остальных скважинах западного купола. Газ по составу метановый (81,2–95,86%), содержание тяжелых углеводородов до 13,8%, значительно и содержание азота (9,7%).

Из верхнепермских отложений (верхнекожевниковская свита) горизонта XI на Восточном поднятии из трех песчаных горизонтов получены притоки нефти до 0,5 м³/сут и газа до 2500 м³/сут. Хотя породы горизонта и обладают здесь более высокой проницаемостью, чем на Западном куполе, полученные притоки были значительно меньшими, что связано с резким увеличением удельного веса (до 0,979 г/см³) и повышением вязкости нефтей.

Извлекаемые запасы нефти XI горизонта Южно-Тигянского месторождения по категории С₂ составляют около 400 тыс. т, запасы растворенного в нефти газа – 61 млн м³. Запасы свободного газа, содержащегося в газовой шапке залежи, из-за отсутствия ряда параметров, не подсчитывались.

Проявление Чайдахское (IV-2-10) расположено в 9 км севернее Южно-Тигянского месторождения. Проявление приурочено к одноименному локальному поднятию, осложняющему свод Тигяно-Анабарской антиклинали. В своде поднятия на дневную поверхность выходят верхние горизонты верхнего триаса, а на периклиналях – нижние горизонты нижнего лейаса.

Чайдахская площадь характеризуется широким развитием нефтепроявлений на поверхности. У сбросов, наблюдаемых в русле руч. Чайдах,

породы нижнего лейаса пропитаны окислившейся нефтью, содержание которой составляет до 3–4%. В ряде колонковых скважин, расположенных у сбросов, нефтегазопроявления наблюдались по всему разрезу мезозойских отложений. При опробовании различных горизонтов ниже- и верхнепермских отложений были получены притоки пластовых вод (до 132 м³/сут), небольшие притоки газа до 2500 м³/сут и лишь нефтяная пленка. Воды имеют хлоркальциевый состав. Газы в основном метановые, с небольшим содержанием тяжелых углеводородов (0,4–4,1%).

Месторождение Нордвикское (III-2-9) расположено на п-ове Юрюнг-Тумус и приурочено к антиклинальной складке длиной 30, шириной 18 км (в пределах суши 13 × 8 км), которая в восточной части полуострова прорвана соляным штоком. В ядре соляного купола обнажаются породы предположительно среднего и нижнего девона, вблизи соляного штока на дневную поверхность выходят осадки среднего триаса, на крыльях – породы нижнего мела. Нефтепроявления различной интенсивностью наблюдаются как на дневной поверхности, так и в скважинах, почти во всех стратиграфических комплексах – от меловых до верхнедевонских включительно. Интенсивная нефтенасыщенность характерна для ниже- и среднеюрских крупнозернистых алевролитов, выходящих на дневную поверхность в береговых обрывах юго-восточной части п-ова Юрюнг-Тумус. Нефтенасыщенность контролируется зонами дизъюнктивных нарушений, а также литологическими особенностями пород.

На южном крыле складки в подкарнийском горизонте среднего триаса, залегающем на глубине до 120 м, в зоне многолетней мерзлоты была обнаружена узкая присбросовая малодобитная (с начальными дебитами до 1 м³/сут) залежь нефти. Залежь приурочена к 30-метровой пачке песчаников, обладающих пористостью до 31% и проницаемостью до 132 мД. Максимальные притоки нефти из этого горизонта составили 1,165 м³/сут [140, 145]. Длина залежи не установлена, предположительно она составляет несколько километров.

В разрезе нижнепермских отложений выделяются четыре зоны нефтенасыщения, в каждой из которых отмечается увеличение нефтенасыщения снизу вверх по разрезу.

При опробовании получены притоки нефти в несколько литров в сутки и притоки пластовой воды до 15 м³/сут. В отложениях нижнего триаса нефтепроявления не обнаружены.

Были получены и небольшие притоки газа с дебитом до 500 м³/сут. Д. С. Сороков [146] считал, что в юрских породах п-ова Юрюнг-Тумус содержится около 5 млн т нефти.

Проявление Ильинское (IV-2-16) расположено на одноименном мысе на юго-восточном берегу бух. Кожевникова. Залежь приурочена к периклинальной части антиклинальной складки, протягивающейся в широтном направлении до сопки Кожевникова, и рассеченной разрывными нарушениями сбросового типа. В приподнятых блоках этой части складки на дневную поверхность выходят самые нижние горизонты тигянской свиты, а на крыльях – породы рассохинской свиты, с углами падения пород на крыльях 4–5°.

В пределах Ильинской площади нефтепроявления в скважинах встречаются на разных глубинах от 30 до 2088 м, в отложениях от нижнего мела до нижней перми включительно.

Во вскрытой скважинами части пермского разреза выделяются две зоны нефтенасыщения, в нижней и верхней зонах отмечается увеличение нефте- и битумонасыщения вверх по разрезу, от слабого пятнистого до сплошного. Из горизонта XI верхней зоны, имеющего проницаемость 2 мД, а пористость 19,4% получен приток нефти (0,17 м³/сут) и газа (до 2000 м³/сут), из XII горизонта приток нефти – 0,065 м³/сут, из прослоев песчаников между XI и XII горизонтами приток нефти – 0,012–0,04 м³/сут. В верхнепермских отложениях выделяется одна зона нефтенасыщения, покрышкой которой служит эффузивно-туфовая толща. Выше по разрезу в пределах распространения верхнекожевниковской и мисайлапской свит интенсивность нефтепроявлений уменьшается, хотя в отдельных образцах установлено содержание битума до 3,12%. При опробовании песчаных горизонтов мисайлапской свиты из II горизонта (скв. Р-5) был получен незначительный приток нефти (0,005 м³/сут), а из III горизонта – воды (0,09 м³/сут).

Проявление Кожевниковское (IV-2-15) расположено на юго-восточном берегу бух. Кожевникова, у устья р. Сопочная. Нефтяное проявление приурочено к соляному куполу в ядре антиклинальной складки, протягивающейся от мыса Илья в широтном направлении. Нефтепроявления были встречены на поверхности купола Кожевникова в виде асфальтовых гнезд в кавернозных известняках и гипсах кепрока. В скважинах нефтепроявления обнаружены по всему разрезу до глубины 1985 м. Примазки нефти наблюдаются по трещинам и порам в известняках и ангидритах у боковой поверхности соляного штока.

В нижнекожевниковской свите максимальное нефтенасыщение отмечено в XV и XIV горизонтах. В верхнекожевниковской свите наилучшими коллекторскими свойствами (открытая пористость – 16,6–25,2%, проницаемость – 18,3–36,3 мД и наиболее высоким насыщением обладает VI горизонт, но из-за высокой вязкости нефти и низкого пластового давления из него были получены незначительные притоки (0,02–0,16 м³/сут) нефти.

Таким образом, на Кожевниковском проявлении имеется небольшое по размерам скопление нефти, приуроченное к приштоковой части купола, из которой, вследствие низких коллекторских свойств пород и окисленного характера нефтей, нельзя получить значительных дебитов.

В скважинах в пределах Тигяно-Анабарского вала – Гуримисской площади (IV-2-18, IV-3-15, 17) были обнаружены нефтепроявления от следов нефти до полного пропитывания керна. При испытаниях получали слабые притоки нефти, выразившиеся в десятых долях м³/сут, пленки нефти на поверхности воды и слабые притоки газа менее 1000 м³/сут. Отдельные нефтепроявления в пермских отложениях в виде пропитывания керна и пленок нефти вскрыты на Северо- и Южно-Суолемской и Улаханской (V-2-15) площадях, осложняющих южный борт Анабаро-Хатангской седловины. Наиболее интенсивные проявления приурочены к песчаным горизонтам в верхах ниже- и верхнекожевниковской свит на глубинах 700–2000 м. Во

многих скважинах из песчаных горизонтов пермского возраста получены интенсивные притоки воды (до 200 м³/сут).

Выходы горючих газов на дневную поверхность известны в юго-восточной части района. Наиболее крупное проявление изучалось в 1949 г. М. Т. Гуревичем и в 1971 г. З. Н. Несмеяновой на левом берегу р. Харабыл (V-3-11). Здесь в воде и на берегу хорошо видна цепочка газовых струй, вытянутых по азимуту 285°. Газ выделяется непрерывно и равномерно с дебитом в наиболее крупных струях 2–3 м³/ч. Судя по повышенному содержанию гелия (0,05 %) и наличию тяжелых УВ (0,006–0,0421 %), газ имеет глубинное происхождение. В ряде озер зафиксированы выходы газа (V-2-18, V-3-13, 14, 16, 17, 19) с дебитом от 0,5 до 20–30 м³/сут [27].

ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Каменные и бурые угли на территории листа относятся к двум бассейнам – Тунгусскому пермскому (Анабаро-Попигайский район) и меловому Ленскому (Хатангский и Анабаро-Хатангский районы). В Анабаро-Попигайском угленосном районе ранее угли считались каменными; по последним данным [91, 68], на большей части территории распространены бурые угли технологических групп 2Б и 3Б, незначительно – каменные угли марки Д. В Хатангском и Анабаро-Хатангском угленосных районах раньше угли относились к бурым, по последним данным, они относятся к каменным окисленным марки Д [91, 68]. Вне угольного бассейна находится проявление коксовых пермских углей с самым мощным пластом (3 м) на р. Цветкова (II-3-2). Уголь рассланцован, зольный.

Уголь каменный. Месторождения и основная часть проявлений каменных углей относятся к Ленскому каменноугольному бассейну и лишь шесть проявлений находятся в пределах Тунгусского каменноугольного бассейна и одно проявление (р. Цветкова) – расположено за пределами угольного бассейна. Угли относятся к формации каменных углей энергетических.

Хатангский и Анабаро-Хатангский каменноугольные районы расположены на северо-западе Ленского каменноугольного бассейна. Ранее выделялся только Анабаро-Хатангский угленосный район, в настоящее время он разделен на два района, соответствующих двум малым угольным бассейнам, разобщенных валлообразным поднятием, в ядре которого вскрыты триасово-юрские полого-складчатые отложения, являющиеся западным окончанием Верхояно-Колымской складчатой системы. Северный – Хатангский каменноугольный район относится к Нордвикско-Цветковской минерагенической области, южный – собственно Анабаро-Хатангский каменноугольный район принадлежит к Хатангско-Анабарской минерагенической области.

Площадь Хатангского каменноугольного района составляет в пределах листа 16,1 тыс. км², из них 1200 км² приходится на Харатумусскую, 1330 км² на Бегичевскую, 1150 км² на Подкаменную зоны угленакопления. Площадь Анабаро-Хатангского каменноугольного района в рамках листа составляет 6,0 тыс. км², из них 900 км² приходится на Тигянскую и 1100 км² – на Сындасскую зоны угленакопления.

В районах в разной степени угленосны отложения тигянской, рассохинской, сангасалинской и огневской свит нижнего мела. В тигянской и рассохинской свитах встречен ряд прослоев и линз угля мощностью 0,2–0,8 м, которые не имеют практического значения. Более угленасыщенными являются сангасалинская и огневская свиты. В верхней и нижней частях сангасалинской свиты залегают два сравнительно выдержанных пласта угля – «Верхний» и «Нижний». Мощность «Нижнего» пласта изменяется по площади района от 0,4 до 4,5 м.

Пласт имеет сложное строение, разделяясь на отдельные пачки двумя-четырьмя прослоями углистых глин или углистых алевритов мощностью от 0,1 до 0,4 м при общей мощности породных прослоев 0,6–0,8 м.

«Верхний» пласт угля на о-ве Большой Бегичев залегает в 15–18 м выше «Нижнего», а на п-ове Юрюнг-Тумус – в 30 м. Мощность «Верхнего» пласта угля сангасалинской свиты на месторождениях колеблется от 0,5 до 2,3 м. Коэффициент угленосности сангасалинской свиты составляет 6–6,5%.

Огневская свита содержит от двух до четырех пластов угля, приуроченных в основном к нижнему и верхнему горизонтам, их мощность изменяется от 0,5 до 5 м. По сравнению с сангасалинской, в огневской свите угольные пласты менее выдержаны по мощности. Пласты угля имеют простое строение. В кровле и почве угольных пластов залегают преимущественно глинистые породы, иногда пески и песчаники. Коэффициент угленосности свиты – около 7,5%. По простиранию огневской свиты на поверхность выходят разные пласты или их части. В восточном направлении мощность пластов угля несколько уменьшается. На оз. Сындаско-Кюеля мощность пласта 1–1,5 м, на р. Сындаско (V-1-6), р. Сайбуска (V-1-2) и бух. Кюльча (IV-1-10) – по 1 м, на р. Больчиерискый – 1–2 м (V-1-4).

В сангасалинской свите нижнего мела основную роль играют гелитовые угли типа гелитов с небольшим содержанием липоидных компонентов. В виде небольших прослоев присутствуют фюзенолитовые угли, а также зольные угли. Сапропелиты в угольных пластах образуют тонкие линзы и линзовидные прослои мощностью до 0,2 м.

В угольных пластах огневской свиты основную роль играют фюзенолитовые угли типа гелито-фюзититов. В виде маломощных прослоев отмечаются микстогумолитовые угли. Угли в Хатангском и Анабаро-Хатангском районах отнесены к каменным, окисленным, характеризуются повышенными значениями выхода летучих веществ и низкими теплоты сгорания. Отмечается низкое содержание углерода и водорода, высокое кислорода (табл. 29) [92].

Судя по характеристике качества угля на месторождениях мыса Портовый, где глубина разведки составила 196 м, мощность распространения окисленных углей превышает 200 м. Максимальное содержание водорода в углях этого месторождения не превышает 4,9%. По данным, полученным по месторождениям мыса Портовый и Юрюнг-Тумус, можно предположить, что неокисленные угли в районе длиннопламенные.

Угли района средnezольные, низкосернистые, пригодны для использования в качестве энергетического топлива.

Характеристика качества (%) углей Хатангского и Анабаро-Хатангского районов

Месторождение	W ^a	A ^d	S ^d	V ^{daf}	Q _s ^{daf} , МДж/кг	C ^{daf}	H ^{daf}
Мыс Портовый (огневская свита)	10,4–12,8	8,0–29,1	0,16–0,32	35,5–45,3	26,24–27,98	69,7–72,0	4,2–4,9
	11,2	17,9	0,25	41,7	26,86	70,9	4,7
Остров Большой Бегичев (сангасалинская свита)	8,7–9,4	17,8–22,5	0,27–0,28	38,2–48,6	27,02–27,69	71,0–72,2	3,5–3,7
Бухта Сындасско (сангасалинская свита)	12,1	19,2	0,4	41,0	27,04	70,8	4,4
Мыс Илья (сангасалинская свита)	16,7	7,8	0,3	39,0	26,24	73,4	3,8
Южный Тигян (сангасалинская свита)	8,6–9,3	13,3–16,3	0,19–0,23	42,5–45,7	26,87–27,64	69,6–70,8	4,5–4,8
	8,9	14,6	0,21	44,2	27,28	70,3	4,7
Юрюнг-Тумус (сангасалинская свита)	17,7–19,5	12,7–22,6	0,62–0,67	36,9–38,0	26,54–27,25	69,5–70,6	4,4–4,6
	18,6	17,7	0,65	37,5	26,92	70,1	4,5

Примечание. Показатели качества угля: W – содержание влаги, %; A – зольность, %; S – содержание серы, %; V – выход летучих веществ, %; Q_s – теплота сгорания высшая, МДж/кг; C – содержание углерода, %; H – содержание водорода, %; состояние угля: а – аналитическое, d – сухое, daf – сухое беззольное.

Хатангский каменноугольный район. На площади района выделены три зоны угленакопления: Подкаменная, Бегичевская и Харатумусская.

Подкаменная зона угленакопления включает группу проявлений, расположенных в бассейне рек Подкаменная и Апрелева. В бассейне р. Подкаменная пласты угля приурочены к огневской свите нижнего мела. В 4 км выше устья р. Подкаменная (III-2-5) мощность угольного пласта равна 4,0–4,5 м, в 10 км выше (III-2-4) имеются два пласта общей мощностью 3,0–4,0 м, в 15 км выше по течению (III-1-2) мощность одного пласта 3,8–4,0 м. В сангасалинской свите, протягивающейся полосой от устья р. Журавлева на запад через р. Подкаменная в устье р. Песцовая, выявлено четыре выхода угля (III-1-1, III-2-1, 2, 3) с меньшей мощностью пластов. В устье р. Песцовая (III-1-1) мощность пласта угля составляет 1,0 м. На р. Курга-Юрях обнаружено два выхода угля: в одном (III-2-1) мощность пласта 0,5–0,7 м, в другом (III-2-2) – 1,0–2,0 м. В устье р. Журавлева угольный пласт имеет мощность 0,5–0,7 м (III-2-3). Запасы углей не подсчитывались.

Углепроявление низовья р. Сенька (IV-1-5, 6, 7) расположено на северо-западном берегу Хатангского залива около устья р. Сенька и приурочено к сангасалинской свите, содержащей два угольных пласта. Нижний пласт мощностью 2,5 м по отдельным выходам и осыпям прослежен в обрыве берега Хатангского залива на протяжении 6–7 км. В 40–50 м выше нижнего залегает верхний пласт угля, вскрытая мощность которого составляет 0,5–0,8 м. В углях выходы летучих веществ составляют 57,34%, первичных смол – 19,68%.

Бегичевская зона угленакопления с двумя крупными месторождениями каменных углей раннемелового возраста располагается на о-ве Большой Бегичев в море Лаптевых, в центральной части территории листа S-49. Угленосные породы полого (5–10°) погружаются в юго-западном направлении, образуя куэстовый рельеф. Промышленная угленосность связана с сангасалинской (III-3-3) и огневской (III-3-4) свитами, в которых установлены по три пласта угля суммарной мощностью соответственно от 3,5 и до 5,0 м.

В рассохинской свите имеется один пласт мощностью 1,0–1,5 м. В тиганской свите угли маломощные (0,1–0,4 м). Угли всех пластов каменные, марки Д, гумусовые, в основном клареновые и кларено-дюреновые, малой и средней зольности, низкосернистые, с выходом летучих веществ (V^{daf}) от 38,2–48,6 до 65,6% и теплотворной способностью 27,02–27,69 МДж/кг (табл. 29), отражательная способность (10 K^a) – 76–79. Показатели отражательной способности витринита соответствуют показателям длиннопламенных углей, близких к газовым. Содержание влаги – 8,7–9,4%, содержание золы – от 5 до 14%. Сера в углях содержится в небольших (0,27–0,28%) количествах. Высокий выход летучих веществ (V^{daf} до 65,6%) и повышенное содержание водорода (H^{daf} до 8,2%) по ряду проб могут свидетельствовать о пригодности углей для перегонки и получения жидкого топлива. Все угли могут найти применение в качестве энергетического топлива. Прогнозные ресурсы каменных углей Бегичевского месторождения подсчитаны в количестве 2,6 млрд т до глубины 100 м [26].

Харатумусская зона угленакопления охватывает полуострова Юрюнг-Тумус и Хара-Тумус. Малое месторождение Юрюнг-Тумус (IV-2-2) расположено на узком перешейке (до 4–6 км) между Хатангским заливом и бух. Нордвик моря Лаптевых, соединяющем одноименный полуостров с континентом. Сангасалинская свита слагает южное крыло Юрюнг-Тумусской брахиантиклинали с углами падения 8–12° на юго-запад. На разведанном участке площадью 1 км² в нижней части сангасалинской свиты на глубине от 13 до 111 м установлен один угольный пласт мощностью от 0,4 до 2,2 м. Почва угольного пласта представлена глиной, а кровля – песками, реже глинами. Уголь средней зольности, малосернистый (табл. 29). Уголь разрабатывался некоторое время для нужд нефтяной экспедиции. Запасы каменных углей месторождения на 1.01.2007 г. по категориям А + В + С₁ + С₂ составляют 9,636 млн т [28].

В юго-западной части п-ова Хара-Тумус вблизи пос. Косистый небольшими штольнями проводилась кустарная добыча угля по пласту сангасалинской свиты мощностью около 2 м (IV-1-8).

На южном берегу п-ова Хара-Тумус (IV-2-7) в береговом обрыве обнажен пласт угля мощностью 1,5 м, наклоненный на запад-юго-запад под углом 8°. Угли гумусовые с линзами сапропелевого угля. На северо-восточном берегу п-ова Хара-Тумус (IV-2-4) встречены элювиально-делювиальные развалы углей.

Малое месторождение мыса Портовый (IV-2-8) расположено на юго-восточном побережье бух. Кожевникова. Разведанная площадь 7–8 км² приурочена к осевой части пологой синклинали широтного простирания, сложенной огневской свитой. В огневской свите до глубины 196 м на месторождении разведано два пласта угля – нижний и верхний, интервал между которыми 52 м. Нижний пласт, имеющий в южной части участка мощность от 0,1 до 2,5 м, к северу выклинивается. Верхний пласт в пределах участка вскрыт на глубине 30–47 м и имеет мощность от 1,1 до 3,4 м. Угли малой и средней зольности, низкосернистые. Характеристика качества углей приведена в табл. 29. Ресурсы каменных углей мыса Портовый по категории Р₁ составляют 21,2 млн т.

В южной части района в нижнем течении р. Тигян-Юрях (IV-2-11) наблюдался выход пласта угля мощностью около 2 м. На р. Ледовка (IV-2-9) имеются два пласта угля суммарной мощностью 2,5–3 м, на водоразделе рек Ледовка и Тигян-Юрях (IV-2-17), один пласт угля мощностью 2 м, западнее верховья р. Ледовка (IV-2-22) пласт мощностью 1,5–2 м, восточнее истоков р. Рассоха (IV-2-25) – 1,5–2 м.

Анабаро-Хатангский каменноугольный район. На площади района выделены две зоны угленакопления – Тигянская и Сындасская.

Тигянская зона угленакопления включает месторождения угля – мыса Илья, Южного Тигяна, р. Сопочная. Малое месторождение Южный Тигян (IV-2-30) расположено на левом берегу р. Тигян-Юрях, в 38 км от устья, между устьями ее левых притоков – реками Санга-Сала и Ларбиян-Юрях. На площади 0,4 км² в пределах глубин 17–24 м разведан горизонтально залегающий нижний угольный пласт сангасалинской свиты мощностью от 2,4 до 4,6 м. Угли средnezольные с низким содержанием серы (табл. 29). Почвой угольного пласта являются плотные глины, а кровлей – песчаники

(пески). Месторождение приурочено к пологому юго-западному крылу Южно-Тигянской антиклинали. Месторождение эксплуатировалось посредством наклонной шахты с 1945 по 1953 год. Запасы каменных углей на 1.01.2007 г. по категориям А + В + С₁ составляют 1,588 млн т.

В верхнем течении р. Тигян-Юрях установлены многочисленные выходы углей, расположенные по простиранию сангасалинской свиты (IV-2-31–33, IV-3-26, 27, 30). Мощность угленосных пластов изменяется от 0,8 до 4 м. В истоках рек Тигян-Юрях и Кырджаная (IV-3-26, 27, 28) выявлены два пласта угля мощностью 0,4–0,7 м (нижний), и 2,5–3,0 м (верхний).

Малое месторождение мыса Ильи (IV-2-21) расположено на юго-восточном побережье бух. Кожевникова в Хатангском заливе и подразделяется на два участка: западный и восточный. Западный участок выработан. На Восточном участке в сангасалинской свите содержится два угольных пласта, разделенных пачкой песчано-глинистых пород мощностью 11 м. Нижний пласт сохранился на всей площади участка, верхний только в его южной части. Мощность нижнего пласта, залегающего на глубине от 10 до 27 м, колеблется от 0,7 до 2,6 м, верхнего – от 0,8 до 1 м. В нижнем пласте встречаются линзовидные прослойки углистой глины (0,05–0,1 м), иногда линзовидный прослой сапропелита мощностью до 0,3 м. Месторождение приурочено к пологому южному крылу Ильино-Кожевниковской брахи-антиклинали с падением пластов на юг-юго-восток под углом от 2 до 6°. Угли малозольные и низкосернистые (табл. 29). Ресурсы каменных углей по категории Р₁ составляют 1 млн т.

Малое месторождение р. Сопочная (IV-2-22) расположено на левом берегу р. Сопочная в 2,5 км от устья и в 2 км от пос. Кожевникова. На площади около 0,6 км², в пределах глубин от 10 до 60 м разведан нижний угольный пласт сангасалинской свиты мощностью от 0,7 до 1,9 м, в центральной части участка мощность пласта уменьшается до 0,3 м. В кровле угольного пласта залегают мелкозернистые, косослоистые пески, в почве – плотные глины. Месторождение приурочено к юго-западному крылу Кожевниковского купола, где угольный пласт под углом от 3 до 5° погружается к юго-западу. Ресурсы каменных углей категории Р₁ составляют 1,2 млн т.

Сындасская зона угленакопления представлена средним по крупности месторождением Сындасско (V-1-6), расположенным на правом берегу Хатангского залива, южнее бух. Сындаско и группой проявлений на прибрежной равнине. В огневой свите общей мощностью до 25 м установлено три угольных пласта, полого погружающихся к северо-западу. Нижний пласт наиболее выдержан, имеет мощность от 0,7 до 5 м; он разрабатывался наклонной штольной, а позже мелкой вертикальной шахтой. Несколько хуже выдержан верхний пласт (от 0,5 до 2 м); средний пласт (0,5–2 м) нередко выклинивается. По данным буровых работ, нижний угольный пласт в пределах разведочного участка залегают на глубине от 9 до 61 м. Угли средней зольности, низкосернистые. Ресурсы каменных углей составляют 132,2 млн т, в т. ч. по категории Р₁ – 13,0 млн т, по категории Р₂ – 119,2 млн т.

Сведения об отдельных выходах угольных пластов каменного угля в пределах площади листа S-49 приведены в табл. 30.

Характеристика углепроявлений Хатангского и Анабаро-Хатангского районов

Углепроявление	Свита	Количество пластов		Суммарная мощность всех пластов, м	Количество рабочих пластов	Суммарная мощность рабочих пластов, м
		общее	рабочих			
Река Подкаменная	Сангасалинская	1	1	1,0	1	1,0
Река Подкаменная	Огневская	1	1	3,8–4,0	1	3,8–4,0
Левый приток р. Подкаменная	Огневская	2	2	3,0–4,0	2	3,0–4,0
Низовье р. Подкаменная	Огневская	1	1	4,0–4,5	1	4,0–4,5
Правый приток р. Курга-Юрях	Сангасалинская	1	–	0,5–0,7	–	–
Верховье р. Курга-Юрях	Сангасалинская	1	1	1,0–2,0	1	1,0–2,0
Устье р. Журавлева	Сангасалинская	1	–	0,5–0,7	–	–
Северо-западный берег Хатангского залива. Устье р. Травяная	Сангасалинская	1	1	2,5–3,0	1	2,5–3,0
Северо-восточнее устья р. Сенька	Сангасалинская	2	2	1,5–2,5	2	1,5–2,5
Остров Большой Бегичев	Огневская	3	3	4,3	3	4,3
Остров Большой Бегичев	Огневская	1	1	2,5	1	2,5
Остров Большой Бегичев	Огневская	2	2	2,5	2	2,5
Остров Большой Бегичев	Огневская	2	2	2,8–3,8	2	2,8–3,8
Остров Большой Бегичев	Сангасалинская	2	2	5,0	2	5,0
Остров Большой Бегичев	Сангасалинская	3	3	5,3	3	5,3
Остров Большой Бегичев	Огневская	2	2	6,3	2	6,3
Остров Большой Бегичев	Огневская	2	2	6,0	2	6,0
Бухта Кожевникова, северный берег	Огневская	1	1	1,0	1	1,0
Бухта Кожевникова, северо-восточный берег	Сангасалинская	1	1	1,5	1	1,5
Река Ледовка	Сангасалинская	2	2	2,5–3,0	2	2,5–3,0
Купол Ледовка, северное крыло	Сангасалинская	1	1	2,0	1	2,0
Купол Ледовка, западное крыло	Сангасалинская	1	1	1,5–2,0	1	1,5–2,0

Углепроявление	Свита	Количество пластов		Суммарная мощность всех пластов, м	Количество рабочих пластов	Суммарная мощность рабочих пластов, м
		общее	рабочих			
Купол Ледовка, южное крыло	Сангасалинская	1	1	1,5–2,0	1	1,5–2,0
Правый берег р. Тигян-Юрях	Сангасалинская	1	1	1,0	1	1,0
Правый берег р. Тигян-Юрях	Сангасалинская	1	1	1,0–4,0	1	1,0–4,0
Верховье р. Тигян-Юрях	Сангасалинская	1		0,7–1,5	1	0,7–1,5
Верховье р. Тигян-Юрях	Сангасалинская	1		1,5	1	1,5
Верховье р. Нергбил (левый приток р. Суолема)	Сангасалинская	1	1	1,0	1	1,0
Верховье р. Нергбил	Сангасалинская	1	1	1,0	1	1,0
Верховье р. Ымыяхтах-Юрях	Огневская	1	1	0,8	1	0,8
Правый берег р. Семиериской	Огневская	1	1	1,0–2,0	1	1,0–2,0
Район мыса Кульча	Огневская	1	1	1,0	1	1,0
Верховье р. Сайбуска (приток р. Больчиериской)	Огневская	1	1	1,0	1	1,0
Река Больчиериской	Огневская	1	1	1,7–2,0	1	1,7–2,0
Оз. Сопочное	Сангасалинская	1	1	2,0	1	2,0
Река Горелая	Огневская	1	–	0,4	–	–
Река Сындаско-Юрях	Огневская	1	1	1,0	1	1,0
Оз. Сындаско-Кюеля	Огневская	1	1	1,0–1,5	1	1,0–1,5
Река Пономаревка	Огневская	1	1	0,9	1	0,9

Уголь бурый. На территории листа известно 21 проявление бурых углей в Анабаро-Попигайском буроугольном районе. Анабаро-Попигайский угленосный район занимает крайнюю северо-восточную часть Тунгусского бассейна. В пределах южной части территории листа S-49 (108–114° в. д.) располагается его северная часть с площадью 6,92 тыс. км². Угленосные отложения залегают на доломитах среднего кембрия, реже известняках раннего карбона, перекрываются туфами пермо-триасового, а на северной окраине района – осадками ранней юры. В пределах угленосного района, который ранее считался каменноугольным, как показали результаты аналитических испытаний, преобладают бурые угли, с незначительным количеством каменных углей предположительно марок Д, Г [92, 68].

Промышленная угленосность связана с верхнепермскими отложениями потокойской свиты. В котуйской свите нижней перми отмечаются редкие линзы и прослои бурого угля. По наблюдениям, в скважинах и естественных обнажениях установлено до четырех угольных пластов (от 0,1 м и более), из которых лишь один достигает рабочей (0,9–3,0 м) мощности.

Всего обнаружено в обрывах рек 50 выходов пластов, из них 18 с рабочей мощностью (0,7 м и более). Падение угленосных пород пологое (2–5°) в северном направлении. В бассейне р. Попигай выявлено 16 выходов, из них четыре имеют мощность по 1,5 м и три – по 0,7–1 м. Мощность остальных пластов не превышает 0,5 м.

На р. Попигай, около устья р. Ерюесом имеются два выхода угля мощностью 1,5 м (VI-1-4, 7) и один мощностью 0,5 м (VI-1-5). Скважинами вскрыты четыре пласта угля (0,2–0,3, 0,2–0,3, 0,1–0,2, 1,2–0,5 м). Пятый пласт мощностью 1,5 м обнажен в обрыве р. Попигай. Угли можно отнести к газовым. Выше по р. Попигай (VI-1-6, 8) **обнажаются три сближенных** пласта угля мощностью от 0,7 до 1,0 м. На р. Попигай около устья р. Сопочная (VI-1-3) среди песков потокойской свиты залегают три пласта бурого угля мощностью 1,0, 0,5 и 0,9 м. На р. Тынгырах обнажен пласт угля мощностью около 1,5 м. В устьевой части р. Сопочная (VI-1-2, 9, 10) и в истоках р. Борончко (VI-2-7) мощность пластов угля не превышает 0,5 м. В точках VI-1-11–13 мощности пластов – от 0,1 до 0,4 м. По левым притокам р. Анабар (Маян, Конниес, Яков) установлено 17 выходов пластов угля, из них пять с рабочей мощностью. В верхнем течении р. Маян и его притоке Селилях в трех выходах пласты угля имеют мощность по 1,7 м (VI-3-3, 4), а в точке VI-3-7 – четыре пласта (0,2, 0,5, 0,5 и 1,1 м).

На левом берегу р. Анабар угли выходят в четырех местах: в устье р. Доруоха обнажены три пласта угля мощностью по 0,4 м (VI-3-15), западнее в 7 км (VI-3-14) – один пласт мощностью 0,5 м; вверх по р. Анабар (VI-3-16) – пласт мощностью 0,25 – 0,65 м; ниже по течению р. Анабар – 1,03–1,05 м (VI-3-12). **На р. Ого-Онгуохтах, левом притоке р. Яков, выходят на поверхность на протяжении 1,5 км два пласта мощностью по 0,4 м (VI-3-9).**

Общая характеристика угленосности района приводится в табл. 31. Преобладают пласты угля весьма тонкие (до 0,7 м), тонкие (0,7–1,3 м), реже средней мощностью, простого и двухпачечного строения. Сведения о

Общая характеристика качества (%) и марочный состав углей Анабаро-Попигайского района [121]

Индекс пласта	Мощность, м	W ^a	A ^d	V	C ^{daf}	H ^{daf}	N ^{daf}	S _t ^d	T _{sk} ^{daf}	Q _s ^{daf}	R _o	ΣOK	d _r ^d	Степень метаморфизма	Марка	Группа
<i>Ерюеюмская площадь (р. Попигай, выше устья р. Ерюеюм)</i>																
III	0,50	6,0	6,2	47,2	70,6	5,0	–	1,0	–	28,0	0,40	33	1,41	Б	Б	2Б-3Б
III	0,50	6,8	4,8	44,3	74,8	5,0	–	0,7	–	29,8	0,40	17	1,38	Б	Б	2Б-3Б
III нижний	0,52	1,9	10,9	33,9	82,8	5,4	–	1,9	–	34,5	0,89	6	1,25	Г	Д(?)	
III верхний	0,83	2,5	32,5	30,5	82,1	5,1	–	1,4	–	33,0	0,89	3	1,32	Г	Д(?)	
III(?)	0,30	7,5	8,8	40,8	81,4	5,0	–	0,6	–	29,2	0,77	–	1,41	Д	Д(?)	
<i>Попигай ниже устья р. Сопочная (скв. РСУ-2)</i>																
m ₃	0,90	7,0	11,0	44,0	72,8	4,9	–	0,9	–	29,0	0,42	12	1,43	Б	Б	2Б-3Б
m ₂	0,50	9,0	7,0	45,5	73,0	5,0	–	0,6	–	29,4	0,42	5	1,44	Б	Б	2Б-3Б
m ₁	0,40	8,9	8,6	43,5	71,1	4,9	–	0,6	–	29,3	0,42	11	1,44	Б	Б	2Б-3Б
<i>Река Маян</i>																
б/и	1,7	7,9	15,0	44,0	70,0	3,9	1,7	2,5	4,48	30,4	–	–	–	Б	Б	–
<i>Река Селилях, в 6 км от устья</i>																
б/и	1,7	9,8	11,2	37,7	71,5	3,8	1,8	0,5	4,48	29,9	–	–	–	Б	Б	–
<i>Река Селилях, в 20 км от устья</i>																
б/и	1,1	13,3	11,2	40,2	–	–	–	1,3	–	27,9	–	–	–	Б	Б	–
<i>Участок р. Доруоха</i>																
ц ₃	0,55	11,1	8,7	43,8	68,8	4,6	–	3,2	10,29	27,2	–	–	1,49	–	Б	–
б/и	0,40	13,9	9,4	46,6	71,6	5,1	–	3,1	8,23	29,2	–	–	1,56	–	Б	–

Примечание. Показатели качества угля: W – содержание влаги, %; A – зольность, %; V – выход летучих веществ, %; C – содержание углерода, %; H – содержание водорода, %; N – содержание азота, %; S – содержание серы, %; T – обогатимость углей, %; Q_s – теплота сгорания высшая, МДж/кг; R_o – показатель отражения витринита в иммерсии, %; d_r – действительная плотность, г/см³; состояние угля: а – аналитическое, d – сухое, daf – сухое беззольное.

протяженности угольных пластов на площади немногочисленны. На левобережье р. Анабар по р. Селилях рабочий пласт угля (1,1–1,7 м) прослежен по обнажениям на 2–5 км. На р. Баты-Сала в 10 км выше устья (VI-1-14) имеется выход пласта мощностью 1,5 м, прослеженный на расстоянии 1 км [27].

Угли представлены полублестящими и полуматовыми разностями с полочатой структурой, неправильным изломом, с многочисленными трещинами усыхания. Цвет черный, с буроватым оттенком.

На площади листа угли относятся к классу гелитолитов. Преобладающими типами являются липоидо-фюзинито-гелиты и липоидо-фюзинито-гелиты. Характерная особенность углей района – повышенное содержание мацералов группы липтинита (до 19%), особенно кутинита.

На большей части территории района распространены бурые угли технологических групп 2Б и 3Б, подгрупп 2БВ и 3БВ (второй и третий бурый витринитовый). Они представлены преимущественно малозольными (5–15%) разностями с теплотой сгорания (на горючую массу) 26–30 МДж/кг. Сернистость меняется в довольно широких пределах (от 0,5 до 3,2%), но в целом преобладают низкосернистые угли (табл. 31). На Ерюесюмской площади отмечены проявления контактового метаморфизма под влиянием интрузии долеритов. Исходные бурые угли в разведочной скважине и в береговом обрыве р. Попигай превращены в длиннопламенные и газовые контактового ряда и условно отнесены к марке Д. По своим качественным показателям угли района вполне отвечают требованиям к топливу для бытовых и коммунальных нужд.

Прогнозные угольные ресурсы территории от р. Попигай до бассейна р. Харабыла (реки Маян, Селилях), где имеются пласты рабочей мощностью 0,9 м и более, рассчитаны при следующих граничных условиях: $\Sigma m = 0,6$ м; $d = 1,1$ т/м³, при глубине подсчета 300 м. Ресурсы категории Р₃ бурых углей составляют 1,16 млрд т [91].

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Медь. На площади листа S-49 располагаются одно проявление меди и девять пунктов минерализации трех формационных типов: медно-никелево-сульфидного магматического, полиметаллического колчеданного, медно-кварц-сульфидного гидротермального.

Пункты минерализации медно-кварц-сульфидной рудной формации обнаружены на площади развития терригенных пород перми, прорванных силлами и дайками траппов, в бассейнах рек Северная, Зеленая, Кульдима, Чернохребетная, Подкаменная. Сульфиды (в основном пирит, реже пирротин, редко халькопирит) образуют редкую вкрапленность в долеритах, породах экзоконтактов и в прожилках кальцита и кварц-кальцитовых пород. Содержания меди во вкрапленниках и прожилках не превышают десятых долей процента.

Пункт минерализации меди медно-кварц-сульфидной формации на участке Горный (II-1-3) выделяется своими значительными размерами и большой мощностью сульфидных жил, связанных с интрузиями восточно-таймырского комплекса монцодиорит-граносиенитового состава. Вмещающими для интрузий служат терригенные породы турузовской свиты, представленные метапесчаниками и метаалевролитами. По данным В. В. Беззубцева [138], содержание меди в сульфидных жилах не превышает 0,6%, никеля – 0,3%, кобальта – 0,3%, золота – до 0,5 г/т, серебра – до 100 г/т. По результатам опробования, проведенного авторами на этом же участке в 2005–2006 гг., содержание меди в сульфидных жилах не превышает 0,37%, никеля – 0,08%, серебра – 3,5 г/т, золота – 0,1 г/т, палладия – 0,4 г/т, свинца – 0,1%, цинка – 0,2%, кобальта – 0,04%, бария – свыше 1%. Руды характеризуются однообразным минеральным составом: пирротин (70–85%), пирит (5–10%), халькопирит (3–5%), сфалерит, галенит (до 1–5%), апатит (2%), на долю ильменита, рутила, сфена, лейкоксона приходится до 0,3%. Тектоническая зона, в которой расположен уч. Горный, прослеживается в восток-северо-восточном направлении на 30–50 км. На всем протяжении она сопровождается сульфидной минерализацией, блоками карбонатных пород и интенсивной гидротермально-метасоматической проработкой.

Гидротермально-метасоматические проявления меди в сульфидных прожилках приурочены к кварц-полевошпатовым, кальцитовым жилам, кварц-альбитовым породам, развитым в габбро-долеритах восточнотаймырского и иньекционных карбонатных тектонитах и метасоматитах озеротаймырского комплексов в бассейне рек Зеленая (I-2-9, I-3-2), Кульдима (I-2-24, I-2-28). Содержание меди – 0,11–0,23%, никеля 0,02%. Наибольшие концентрации меди установлены [147] в сидеритовых жилах в бассейне р. Андрея, притоке р. Подкаменная в верхнем течении (II-1-1). Содержание (%): меди – 0,04–5,0, никеля – до 0,1%. Рудные минералы представлены пирротином, пиритом, халькопиритом, малахитом, азурином.

К магматическим медно-никелевым сульфидным проявлениям относится точка в бассейне р. Северная (I-2-15), где развита **вкрапленная и прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация** в монцодиоритах, оливиновых долеритах, метадолеритах восточнотаймырского комплекса. Содержание меди составляет 0,23–0,35%, никеля – 0,02–0,16%, кобальта – 0,02%. Рудные минералы представлены пирротином, халькопиритом, арсенидами кобальта и никеля, пиритом, мельниковитом, пентландитом, ильменитом, редко хизлевудитом. В пикритовых габбродолеритах левлинского комплекса в бассейне р. Каменная содержание меди составляет 0,22–0,39% (I-2-1, I-2-2). Рудные минералы с содержанием 2–3% представлены пирротином, халькопиритом, пентландитом, пиритом, сфалеритом, макинавитом, кубанитом, ильменитом, магнетитом, спериллитом, хромитом.

К полиметаллическо-колчеданным проявлениям относятся точки I-2-8, I-2-9 в бассейне р. Зеленая. Сульфидная минерализация до сплошных сульфидных колчеданных руд с мощностью рудных тел до 1–2 м связана с зоной контакта карбонатных брекчий озеротаймырского комплекса с гибридизированными метадолеритами, оливиновыми долеритами, кварцсодержащими габбро-долеритами восточнотаймырского комплекса. Последние

прорваны сиенитами, в зоне экзоконтакта которых развиты скарнированные долериты, актинолит-гранат-скаполит-эпидот-карбонатные породы. Содержание меди в колчеданных пирит-пирротиновых рудах составляет 0,17–0,39%, рудные минералы в количестве 5–40% представлены пиритом, пирротином, сфалеритом, галенитом, вюрцитом, халькопиритом, шеелитом, герсдорфитом.

На юге территории листа S-49, на склоне Анабарской антеклизы предшествующими исследованиями выявлены одно проявление и три пункта медной с никелем сульфидно-жильной минерализации (в бассейнах рек Сопочная и Джекунья). В проявлении Верхне-Сопочное на р. Сопочная сульфидная вкрапленность и маломощные прожилки сульфидов наблюдаются на контакте малых интрузий оливиновых долеритов мощностью 4–10 м с вмещающими доломитами перми вдоль тектонических зон (VI-1-18). **Главные рудные минералы – пирротин, халькопирит, второстепенные – пирит, виоларит, кубанит, аргентит, пентландит, никелин, ильменит** локализуются как в долеритах (вкрапленность, прожилки), так и во вмещающих терригенных породах (конкреции, прожилки, примазки). На рудную зону мощностью 2,8 м содержание меди составляет 0,1–2,6%, никеля – 0,01–0,31%, свинца – 0,02%, серебра – 30 г/т, мышьяка – 0,03%, золота – 1 г/т. Имеющиеся данные указывают на гидротермальный характер оруденения, которое контролируется тектоническими нарушениями на протяжении 1200 м [121].

Пункт минерализации Сопочное (VI-1-16) представлен вкрапленностью рудных минералов в долеритах и ороговикованных песчаниках нижнего экзоконтакта (0,4 м), при содержаниях: меди – до 0,6%, никеля – 0,2%, серебра – 10 г/т. На р. Джекунья гидротермальное медно-никелевое оруденение обнаружено в двух пунктах – VI-1-15, VI-1-17. **Концентрации элементов** составляют: меди – 1,65%, никеля – 0,1%, свинца – 0,1%, цинка – 0,05%, серебра – 100 г/т.

Свинец, цинк, серебро. На территории листа имеется одно проявление свинца и одно – цинка, четыре пункта минерализации свинца и семь цинка и три шлиховых ореола этих металлов, расположенных в северо-западной части площади. Серебро является сопутствующим элементом в проявлениях свинцово-цинковой формации. Пункты минерализации и проявления свинцово-цинковой полиметаллической колчеданной, свинцово-цинковой жильной, свинцово-цинковой скарновой рудных формаций связаны с гидротермальной проработкой карбонатных тектонитов озеротаймырского комплекса. В бассейнах рек Северная, Зеленая и Чернохребетная широко распространены брекчированные зоны мощностью до 50 м, содержащие вкрапленность сфалерита, галенита, халькопирита. Полиметаллическое колчеданное проявление галенит-сфалерит-пиритового минерального типа локализуется в карбонатных, кварц-карбонатных породах с баритовыми жилами в бассейне р. Зеленая (I-2-8). В карбонатных породах и в секущих их кварцевых и кальцитовых прожилках наблюдается вкрапленность сфалерита и галенита, иногда образующая гнездовые скопления. Вкрапленники сфалерита достигают 5–8 см, составляя иногда до 40% породы. Галенит

отмечается в подчиненном количестве. В сфалерите по трещинам, гнездам и по границам зерен развивается шеелит. Здесь же выделяется рудная зона с проявлением свинцово-цинковой скарновой формации в актинолит-эпидот-карбонатной породе. Содержание металлов в проявлениях составляют: Pb – до 7,17%, Zn – 4,49–7,94%, Ag – 23–40,3 г/т, Sn – 0,04–0,05%, W – 0,16–0,75%, Cd – 0,03%, Ge – 0,03%, Ba – свыше 1%. Среди рудных минералов встречаются пирит, пирротин, сфалерит, галенит, вюртцит, халькопирит, шеелит, станнин, цинкит. Жильные минералы представлены кальцитом, баритом с примесью кварца. Проявление цинка свинцово-цинковой жильной формации в барит-целестиновой жиле находится на продолжении рудной зоны вверх по течению р. Зеленая (I-2-10). По данным ПКСА, содержание Zn, Ba и Sr составляет более 1%.

Кроме того, полиметаллические колчеданные проявления выявлены в верхнем течении р. Зеленая (I-2-16), верхнем течении р. Кульдима (I-2-23, I-2-25) в связи с карбонатами озера Таймырского комплекса, где содержание цинка составляет 0,1–0,19%.

В бассейне верховьях рек Прончищева (II-2-6), Журавлева (II-2-13), Осипа (II-2-12) содержания свинца и цинка свинцово-цинковой жильной формации в штучках составляют десятые и сотые доли процента, в одной жиле мощностью 7 см содержание цинка составляет 1,85% (I-2-25).

Один пункт минерализации свинцово-цинковой жильной формации связан с кварцевыми жилами в нижнетриасовых туфах (II-2-13). На р. Опасная (I-3-5), верхних течениях Северной, Зеленой встречены обломки жил свинцово-цинковой жильной формации с вкрапленниками сфалерита и галенита. В пункте минерализации II-2-6 в кальцитовых прожилках среди мраморизованных известняков обнаружено повышенное содержание серебра – до 0,02%. В жилах отмечается вкрапленность галенита, халькопирита, пирита, халькозина. Содержание свинца в обломках кварца достигает 17,3%.

На возвышенности Кирыка-Тас (II-1-5) в габбро-долеритах сульфидная вкрапленная минерализация представлена пиритом, гидроокислами железа, халькопиритом, сфалеритом, галенитом. На р. Посадочная в габбродолеритах (I-2-31), р. Летчика Павлова (II-2-3) в монцодолеритах содержание свинца составляет 0,15%, цинка – 0,1–0,2%.

Галенит и сфалерит в заметных количествах присутствуют в шлихах из водотоков гор Бырранга, образуя площадные ореолы рассеяния в верховьях рек Мурутуматари–Подкаменная (I-1-3), верховье р. Вездеходная (I-1-1), верхнего течения р. Малахай-Тари (I-1-2).

Никель, кобальт. В горах Бырранга выявлено семь пунктов минерализации никеля и одно кобальта медно-никелевой сульфидной формации. В габбродолеритах восточнотаймырского комплекса отмечается редкая тонкая вкрапленность и тонкие прожилки пирротина, пирита и халькопирита. Максимальное содержание никеля в прожилках составляет 0,16%, кобальта – 0,02% в бассейне рек Северная (I-2-12), Зеленая (I-2-13), Летчика Павлова (II-2-7). Никель и кобальт содержатся в качестве изоморфной примеси в пирите и пирротине, в более заметных концентрациях эти элементы встречены в кобальт-никелевых арсенидах. Более высокое содержание

никеля – 0,49–0,65 % при содержании кобальта 0,02 % выявлено в пикритовых габбродолеритах левлинского комплекса в бассейне р. Каменистая, где встречены собственные минералы никеля (пентландит) (I-2-1, I-2-2, I-2-3) и в габбродолеритах дябкатаринского комплекса (I-2-4, I-2-5, I-2-7).

В виде незначительной примеси никель с содержанием 0,01–0,02 % встречается в гидротермальных медно-никелевых проявлениях меди в сульфидных прожилках в кварц-полевошпатовых, кальцитовых жилах, развитых в габбродолеритах восточнотаймырского комплекса и карбонатных породах девона–карбона в бассейне рек Зеленая (I-2-9, I-3-3), Кульдима (I-2-24, I-2-28). В сидеритовых жилах в бассейне р. Андрея, притоке р. Подкаменная в верхнем течении содержание никеля достигает 0,1 % (II-1-1).

В среднем течении р. Зеленая в монцодиоритах, оливиновых долеритах, метадолеритах восточнотаймырского комплекса выявлена рудная прожилково-вкрапленная минерализация с содержанием (%): Cu – до 0,33, Ni – 0,10–0,16, Co – 0,01–0,02 (I-2-13). **Рудные минералы представлены пирротином, халькопиритом, арсенидами кобальта и никеля, пиритом, мельниковитом, пентландитом, ильменитом, редко хизлевудитом.** Содержание сульфидов в породе составляет в основном 3–5, до 10 %, среди них преобладают пирротин и пирит, а никель-кобальтовые арсениды в виде редких мелких зерен находятся в сростании с пирротином и пиритом.

К магматическим медно-никелевым проявлениям относятся точки в бассейне рек Северная (I-2-15), Кульдима (I-2-29), где развита вкрапленная и прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация в породах восточнотаймырского комплекса – оливиновых долеритах, метамонцогаббродолеритах, метадолеритах. Содержание никеля составляет – 0,02–0,16 %, кобальта – 0,02 %.

По данным В. В. Беззубцева [8], на уч. Горный в сульфидных жилах содержание никеля достигает 0,3 %, кобальта – 0,3 %.

На юге территории в бассейнах рек Сопочная и Джекунья в медно-никелевых проявлениях содержание никеля составляет 0,01–0,31 % (VI-1-15, VI-1-16, VI-1-17, VI-1-18).

Редкие земли. Пункты минерализации редких земель приурочены к интрузиям монцодиоритового–граносиенитового состава дикарабигаевского комплекса в бассейне рек Каменистая (I-2-6) и Зеленая (I-2-11). В этих точках выявлено невысокое содержание церия – 0,04 %.

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Золото. На Чернохребетнинской площади Восточного Таймыра выявлено 14 пунктов минерализации золота, отнесенных предварительно к четырем формациям: золото-сульфидной в карбонатных породах, золоторудной скарновой, золотосодержащей медно-никелевой сульфидной, золото-полиметаллической березитовой.

Золото-сульфидная (карбонатная) формация. Пункт минерализации (уч. Надежда) золото-сульфидной формации выявлен на руч. Ориентирный

(бассейн р. Чернохребетная) в 20–30 км восточнее тектонической зоны уч. Горный (П-2-9). В зоне тектонического нарушения на контакте крупного тела средне- и крупнокристаллических метамонцогаббродолеритов, монцодиоритов и сиенитов восточнотаймырского комплекса с мраморами и терригенными образованиями перми выявлена мощная зона (более 100 м вкрест простираения) метасоматической проработки, где терригенные и интрузивные образования преобразованы в кварц-альбитовые, альбит-актинолитовые, карбонат-альбитовые породы. Зона метасоматитов размером $1 \times 0,5$ км характеризуется высоким содержанием сульфидов (до 10%), в основном пирита, редко встречаются включения в пирите – пирротин и халькопирит. Содержание Au в зонах сульфидизации карбонатов достигает 0,21 г/т (атомно-абсорбционный анализ – ААА, четыре пробы), при средних содержаниях – 0,19 г/т. На поверхности над рудным телом выявлена по вторичным ореолам рассеяния геохимическая аномалия золота с содержанием 0,05–0,15 г/т (ААА, 56 проб). Среди других элементов отмечаются повышенные содержания редких земель и циркония (Zr – 0,13–0,15%).

Северо-восточнее, на простираении зоны в 5–7 км, в верховьях р. Летчика Павлова, в блоке карбонатных пород, включающих габброиды, на контакте с терригенными породами нижней перми, выявлены близкого типа проявления с содержанием Au – 0,11–0,13 до 0,66 г/т, Pd – 0,21 г/т (ААА, три пробы) (П-2-4, П-2-7, П-2-11). В терригенных черносланцевых породах с вкрапленностью сульфидов на контакте с карбонатами в бассейне р. Зеленая ниже устья руч. Эектой содержание золота составляет 0,31 г/т (одна проба, ААА) (I-2-14).

В бассейне среднего и верхнего течений р. Северная в связи с карбонатными телами отмечаются зоны оруденения, на поверхности образующие ярко-желто-бурые коры выветривания по сульфидизированным разностям пород размером 250×100 м и более. Карбонаты представлены средне-крупнокристаллическими породами с порфиroidными вкрапленниками карбоната, их брекчиями, в которых отмечаются останцы оливиновых метамонцогаббродолеритов восточнотаймырского комплекса. Оруденение, связанное с кварц-карбонатными прожилками и метасоматитами в карбонатных породах, представлено пиритом (до 20–30%), изредка в виде включений в пирите отмечается халькопирит. Содержание Au составляет 0,17–0,23 г/т (ААА, пять проб) (I-2-12, I-2-17).

Золоторудная полиметаллическая березитовая формация. В районе верхнего течения р. Кульдима, руч. Зыков Пастах выявлен штокверк (размером 2000×500 м) метасоматически измененных, брекчированных карбонатных, интрузивных (оливиновых метадолеритов) и терригенных пород (песчаников, алевролитов), обогащенных сульфидами (пирит, халькопирит, ковеллин, сфалерит), гематитом и окислами меди с содержанием Au – 0,15 г/т, Pt – 0,048 г/т, Pd – 0,073 г/т (ААА, пять проб) (I-2-23, I-2-26). Наиболее крупное проявление Восточнозеленинское ($200\text{--}300 \text{ м} \times 2,5\text{--}3 \text{ км}$) приурочено к тектоно-магмо-метасоматической зоне с блоками и телами монцодиоритов, оливиновых долеритов, метадолеритов, карбонатных инъекционных тектонитов, актинолит-эпидот-карбонатных скарноидов. Сульфидная вкрапленность характерна как для интрузивных пород и

карбонатных тектонитов, так и для вмещающих их карбонатно-терригенных образований. Часто сульфидная минерализация образует жильно-прожилковые скопления сплошных руд. Мощность таких сульфидных тел достигает 1–2 м (в единичных случаях до 4–5 м), протяженность – более 100 м. Металлы составляют: Ag – 23–40,3 г/т, Au – 0,12–0,18 г/т, Pt – 0,04 г/т, Pd – 0,24 г/т при высоких содержаниях свинца и цинка (7–8%) (ICP AES, AAA, шесть проб). Рудные минералы встречаются в количестве от 3–5% до 30–40% и представлены пиритом, пирротинном, сфалеритом, галенитом, вюртцитом, халькопиритом, шеелитом, станнином, цинкитом.

Золоторудная скарновая формация. В среднем течении р. Кульдима блок брекчированных осадочных раннекаменноугольных карбонатных пород прорван оливиновыми габбродолеритами и кварцсодержащими габбродолеритами восточнотаймырского комплекса. Вторичные изменения пород выражаются в карбонатизации, хлоритизации, мусковитизации, серицитизации, скарнировании. В габброидах прожилки и жилы сульфидно-полевошпат-кварцевого состава образуют густую сеть штокверкового типа на протяжении 500 м (I-2-24). Среднее содержание Au – 0,12–0,17 г/т, Pd – 0,034 г/т (четыре пробы, AAA). Рудные минералы, количество которых изменяется от 3–5 до 20–30%, представлены пиритом, пирротинном, марказитом, халькопиритом, галенитом, рутилом и лейкоксенном. В сульфидизированных карбонатно-терригенных породах карбона в контакте с интрузией габбродолеритов в бассейне р. Кульдима содержание золота составляет 0,17 г/т (одна проба, AAA) (I-2-30).

В бассейне р. Зеленая в экзоконтакте сиенитов восточнотаймырского комплекса по оливиновым долеритам и габбродолеритам проявлены актинолит-эпидотовые скарны с выделением минералов: пирита, магнетита, гематита, пирротина, халькопирита, сфалерита, рутила, сфена, актинолита, эпидота, хлорита. Рудные минералы составляют от 5–8 до 85–90% в зоне скарнирования. Содержание Au **изменяется в пределах 0,11–0,25 г/т**, отмечаются медь – до 0,23% и никель (0,02%) (восемь проб, AAA) (I-2-9).

Золотосодержащая медно-никелевая сульфидная формация. В бассейне рек Чернохребетная и Прончищева выявлены интрузии оливиновых монцогаббро восточнотаймырского комплекса с вкрапленностью титаномагнетита, ильменита, пирита, пирротина. В габброидах содержится Au – 0,11 г/т (одна проба, AAA) (II-2-5).

В бассейне р. Каменистая обнаружены серии даек темных меланократовых пород – пикритовых габбродолеритов значительной протяженности. В них отмечается интенсивная жильно-вкрапленная минерализация ряда Cu-Ni-Co и Au-Pt-Pd с содержанием: Au – 0,24–0,27 г/т (I-2-1, I-2-2).

В восточной части гор Бырранга шлиховое опробование проведено в основном при мелкомасштабной геологической съемке. Золото обнаружено в 1,7% шлиховых проб в количестве единичных знаков (1–8) на пробу. Золото представлено неправильными пластинками, иногда округлой или вытянутой формы, редко крупинками (0,1 мм). Золотинки не окатаны или полуокатаны. Преобладающий размер золотин 0,01–0,1 мм составляет 63% и 0,1–0,3 мм – 37% [119].

В южной части территории листа известно всего одно проявление золота золотосодержащей медно-никелевой формации – Верхне-Сопочное, где содержание золота составляет 1 г/т (VI-1-18). Невысокое содержание золота в кайнозойских отложениях установлено на всей площади, примыкающей к долине р. Анабар. Максимальное содержание золота, по данным мелкообъемного опробования, составляет 0,3–0,5 г/м³. Золото мелкое 0,1–0,2 мм – 70–90%, 0,3–0,7 мм – 10–30%, со следами длительного механического износа [119]. На междуречье Суолемы и Харабыла в современном аллювии содержание золота выше – 0,1–0,9 г/м³, количество золота доходит до 500 знаков на лоток [35].

На площади нижнего течения р. Анабар (лист S-50), примыкающей к рассматриваемой территории с востока, установлена золотоносность доюрской коры выветривания (2–5,4 г/т), базальных горизонтов (конгломератов) ранней юры (до 1,2 г/т), поздней юры – 0,42–0,85 г/т, раннего мела – до 0,02 г/т, плиоцен-ранненеоплейстоценовых галечников – до 1,1 г/т [71]. Уменьшение содержания золота вверх по разрезу (от нижней юры до нижнего мела) свидетельствует о наличии коренных источников золота в пермо-триасовых отложениях, и о продуктивности доюрской КХВ и юрских промежуточных коллекторов. На склоне Анабарской антеклизы и Хатангско-Ленского прогиба выделяются многочисленные – от мелких до крупных площадных – шлиховые ореолы золота в голоценовых и верхне-неоплейстоценовых отложениях, тяготеющие к левобережью р. Анабар и склону Анабарского поднятия (V-3-6, 12, 18; VI-2-1, 2, 5, 6, 8, 11, 12, 13, 16, 23; VI-3-2). Часть шлиховых ореолов приурочена к области развития прибрежно-морских меловых отложений, расположенных по обе стороны от западной ветви верхоянской складчатой системы (IV-2-1, 24, 36; IV-3-5, 7, 10, 24; V-2-2, 4, 5, 6, 12, 16, 17, 19). Золото мелкое, в шлихах встречено в количестве от единичных до 148 знаков, в мелкообъемных пробах (1–5 м³) его количество увеличивается до 500–700 и 1000 знаков.

Платина и платиноиды. На площади листа известны одно проявление, три пункта минерализации и четыре шлиховых ореола металлов платины. Оруденение металлов платиновой группы хромит-платиновой формации приурочено к серии секущих дайкообразных интрузивных тел левлинского пикрит-габбродолеритового комплекса запад-северо-западного простирания. Зона с серией даек прослежена на 4 км, а на дистанционной основе протягивается более, чем на 100 км в пределах Каменисто-Малахайтаринского платиноидно-медно-никелеворудного потенциального района. В пикритовых габбродолеритах выявлена интенсивная прожилково-вкрапленная минерализация ряда Cu-Ni-Co и Au-Pt-Pd с содержанием: Pt – 0,20–0,89 г/т, Pd – 0,80–1,06 г/т, суммарные содержания ЭПГ достигают 1,95 г/т (I-2-1, I-2-2). **Рудные минералы (2–3%) представлены пирротинном, халькопиритом, пентландитом, пиритом, сфалеритом, макинавитом, кубанитом, ильменитом, магнетитом, хромитом.** В рудах при микрозондовом исследовании обнаружен сперрилит, а в примеси – родий. Возможно присутствие платиноидов Os-Ir группы, которые не определялись.

Пункты минерализации платины и палладия встречены на площади Подкаменно-Кульдимского золото-полиметаллического потенциально-го рудного района в медно-никелевых проявлениях уч. Горный (II-1-3), р. Зеленая (I-2-13), р. Летчика Павлова (II-2-8) или в проявлениях золото-полиметаллической формации (I-2-8, I-2-26). **Содержание платины составляет** 0,1–0,2 г/т, палладия – 0,07–0,23 г/т, максимально – 0,4 г/т. По данным микрозондового анализа, платиноиды не образуют собственных минералов, а содержатся в пирите, пирротине, кобальт-никелевых арсенидах, арсенопирите и галените в количестве Pt – 1600–7400 г/т, Pd – 3400 г/т.

На площади, примыкающей к долине р. Анабар, выявлено четыре локальных шлиховых ореола платиноидов Os-Ir группы – в бассейне рек Гуримиской (IV-3-11), Суолема (V-3-10), Харабыл (V-3-20), левого притока р. Доруоха (VI-3-13). Осмистый иридий представлен мелкими зернами, пластинчатыми кристаллами шестиугольной или таблитчатой формы серо-стального цвета размером 0,1–0,3 мм, встреченными в количестве от единичных зерен до 16 знаков на шлиховую пробу. Наличие элементов Os и Ir подтверждено спектральным анализом. Ореолы тяготеют к небольшим коренным выходам триасовых базальтов среди мезозойских осадочных отложений.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ФЛЮОРИТ ОПТИЧЕСКИЙ

На площади листа S-49 известно два крупных месторождения оптического флюорита, пригодных для плавки – Нордвикское (III-2-10) и Белогорское (IV-1-1), проявление Кожевниково (IV-2-14), пункт минерализации на возвышенности Киряка-Тас (II-1-6). Все эти проявления относятся к флюоритовой карбонатной формации.

Месторождение Нордвикское (III-2-10) приурочено к карбонатным блокам пород кепрока соляного купола. В четырех из 14 блоков доломитов обнаружен флюорит в связи с гидротермальными образованиями кальцитовых, флюорит-кальцитовых, флюорит-гипсовых и флюорит-гипс-кальцитовых жил и прожилков. Содержание флюорита колеблется от 1,848 кг/м³ на уч. Западный до 0,543 кг/м³ на уч. Центральный, в среднем составляя 0,841 кг/м³. На площади кепрока установлена 21 элювиально-делювиальная россыпь флюорита. В россыпи встречены наиболее крупные идиоморфные кристаллы бесцветного, прозрачного трещиноватого флюорита кубического габитуса размером до 5 см по ребру. Содержание флюорита в россыпях составляет от 25 до 500–600 г/м³ [102, 143]. Ресурсы флюорита по категории P₃ составляют 12,6 т [63].

Для исследования возраста кристаллизации флюоритов и кальцита Sm-Nd анализом были использованы четыре прозрачных бесцветных кристалла флюорита и один молочно-белый кальцит из флюорит-кальцитовой жилы, отобранные из приповерхностного участка месторождения Нордвик вблизи Солерудника. Полученные результаты приведены в табл. 32.

Таким образом, впервые для эпигенетической минерализации в кепроке соляного купола Нордвик установлен пермский возраст (270 ± 69 Ma).

**Результаты Sm-Nd анализа флюоритов и кальцита
(по данным ЦИИ ВСЕГЕИ)**

Номер	Образец	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$
1	СМ-1 Fl (1)	0,150	0,348	0,25995	$0,512673 \pm 6$
2	СМ-2 Fl (2)	0,400	5,684	0,0426	$0,512288 \pm 5$
3	СМ-4 Fl (3)	0,447	5,521	0,0489	$0,512302 \pm 4$
4	CaCO ₃	5,544	28,51	0,1176	$0,512392 \pm 8$

Месторождение оптического флюорита Белогорское (IV-1-1) располагается в Белогорском соленосно-гипсоносно-флюоритовом рудном районе. Флюорит оптический, пригодный для плавки, впервые был обнаружен в кепроках соляных куполов в 1950 г. П. С. Вороновым на горе Белая [44, 69]. Крупное по запасам месторождение горы Белая (Белогорское) приурочено к соляной структуре, возвышающейся на 90 м над равниной, сложенной юрскими и меловыми отложениями. Площадь выхода кепрока составляет 3 км², из них обнажено 0,6 км². Породы кепрока представлены девонской толщей сильно дислоцированных гипсов, включающих блоки будинированных карбонатных пород и метадолеритов. Все породы претерпели сильные гидротермальные преобразования с образованием многочисленных жил гипса, флюоритсодержащих гипсов и кальцита. Мощность жил редко превышает 0,3 м. Жилы обычно не выходят за пределы карбонатных пород [151, 152]. Флюорит оптический присутствует в виде мономинеральных и кальцит-флюоритовых жил и прожилков, а также образует гнезда, включения в жилах сложного состава. Местами флюорит присутствует в качестве обломочного материала в брекчии, сцементированной гипсом. Форма кристаллов флюорита обычно кубическая, реже они имеют призматический или таблитчатый облик. Величина кристаллов редко превышает 1–2 см, как исключение достигает 12 см. По окраске могут быть выделены флюориты бесцветные водяно-прозрачные, голубоватые и окрашенные в фиолетовый цвет разных оттенков (от едва заметного до темно-фиолетового). Окраска распределяется неравномерно даже в одном кристалле. Прозрачный флюорит представляет собой уникально чистое образование. Содержание в нем CaF₂ равно 99,8–99,9% с весьма малыми примесями (%) стронция – 0,0005, редкоземельных металлов – 0,0005, кремния – 0,01, алюминия – 0,05 и магния – более 0,01. Флюоритовая минерализация сопровождается образованием стронциевого минерала (целестина) и датолита. Детальные работы на горе Белая выявили 60 продуктивных тел доломитов, в 17 из которых зафиксирована флюоритовая минерализация. Содержание флюорита колеблется от 1,64 до 3,56 кг/м³, т. е. около 1% [38]. Распределен флюорит крайне неравномерно, продуктивные блоки разбиты разломами, с перемещениями по ним 6 м и более. В результате проведенных в 1985–1988 гг. поисково-оценочных работ с попутной добычей разведаны и утверждены запасы и ресурсы флюорита-сырца в недрах 22 308 кг, из них: С₁ – 540 кг,

C_2 – 16 424 кг, P_1 – 8674 кг. Среднее содержание флюорита составляло 1,54 кг/м³, средний выход сортового флюорита – 83,45%, извлекаемые запасы – 21 862 кг [63].

Средние содержания стронция во флюоритах Нордвика и горы Белая составляют соответственно 24×10^{-4} и $74 \times 10^{-4}\%$, т. е. отличаются примерно в 3 раза. Такое резкое отличие содержания стронция во флюоритах двух близко расположенных солянокупольных структур согласуется с фактом наличия вертикальной зональности в распределении концентрации стронция во флюоритах от нижних горизонтов рудных тел к верхним: содержание этого элемента внизу меньше, чем сверху. Разная глубина залегания материнских горных пород месторождений горы Белая и Нордвика обусловила различный вклад в минералообразующий флюид метеорной воды. Для горы Белая этот вклад был относительно большим, что и обусловило относительное занижение (1,1 %) значений $\delta^{18}O$ для кальцита горы Белая по отношению к таковому Нордвика.

Как показали термобарометрические исследования (Е. В. Толмачева), изученные кальциты и флюориты соляных куполов формировались из флюидов, характеризующихся высокой соленостью, что, вероятно, предопределило относительно высокие значения $\delta^{18}O$ для кальцитов. Обращают на себя внимание также повышенные температуры образования исследованных флюоритов и кальцитов соляных куполов. Это температуры, по данным гомогенизации газовой-жидких включений, в диапазоне 250–350 °С и выше. Таким образом, генезис этих минералов – высокотемпературный, гидротермальный.

Проявление оптического флюорита Кожевниково (IV-2-14) приурочено к кепроку над соляным штоком, выступающему в рельефе на 42 м. Кепрок мощностью 300 м сложен дислоцированными, брекчированными гипсами и ангидритами. Внешние, окрашенные в черный цвет зоны кристаллов флюорита проявления Кожевниково, по данным LA ICP-MS, содержат повышенные содержания элементов-примесей Ti, Zr, Nb, Hf (соответственно – 160, 117, 8,8, $3,0 \times 10^{-4}\%$), а также U и Th (2 и $3,5 \times 10^{-4}\%$) (П. Л. Смолянский).

На возвышенности Киряка-Тас (II-1-6) в известняках встречен бесцветный и фиолетовый флюорит с размером кристаллов до 1–2 мм.

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Флюорит. Шесть пунктов минерализации флюорита, сопоставляемых с флюоритовой карбонатной формацией, выявлены в флюорит-барит-карбонатных жилах и метасоматических образованиях, приуроченных преимущественно к блокам карбонатных пород озера-таймырского комплекса в зонах разломов и развития субщелочных габброидных интрузий. В пределах Чернохребетнинского золото-полиметаллического потенциального рудного района в аллювии рек часто встречаются зерна флюорита. Среди серых брекчированных известняков встречается фиолетовый флюорит в виде вкрапленников размером до 1 см и прожилков мощностью 1–2 см. Остроугольные обломки известняка в прожилках цементи-

руются флюоритом. Проявления приурочены к карбонатным массивам, расположенным в верхнем течении р. Северная (I-2-18, I-2-20), бассейне р. Кульдима (I-2-27, II-3-1), верхнем течении р. Прончищева (II-2-1, II-2-2). Флюорит образует вкрапленники в измененных карбонатных породах или в виде тонких прожилков и линз входит в состав кварц-карбонатных жил.

Барит. Пункты минерализации барита относятся к двум формациям: целестин-баритовой жильной и барит-свинцово-цинковой карбонатной. В верховьях р. Чернохребетная (II-2-10) при проведении горных работ вскрыта жила барита мощностью 0,2 м в брекчированных известняках [147]. Второй пункт в нижнем течении р. Зеленая (I-2-10) относится к барит-свинцово-цинковой формации. Жила барита и целестина мощностью до 1 м и протяженностью 100 м находится среди брекчированных известняков с вкрапленностью сфалерита. Содержание бария и стронция, по данным ПКСА, – более 1%. В другой жиле содержание бария и цинка, по данным ПКСА, превышает 1%. Барит встречается и в шлиховых пробах в области развития тектонитов озеротаймырского комплекса.

Боросиликаты. Борная минерализация (данбурит и датолит) выявлена в кепроках соляных структур горы Белая (IV-1-4), Нордвик и Кожевниково [152]. Датолит и данбурит в кепроках представлены конкрециями и кристаллами, приуроченными к ангидритам и гипсовым породам. Они являются первичной формой концентрации бора в галогенной толще и представляют собой типичные образования ранней стадии диагенеза. Форма конкреций округлая, овальная. Поверхность их неровная (почковидная), размер от 0,5 до 10, редко достигает 30 мм. Содержание окиси бора в данбурите равно 25,18%. Кристаллы данбурита обнаружены в семи пунктах на обнаженной части кепрока горы Белая. Они длиннопризматические, с тонкой комбинационной штриховкой на гранях, отличаются чистотой и прозрачностью. Размеры кристаллов от 0,5 до 7 см по вертикальной оси. На участке Гора Белая зона, минерализованная датолитом, вскрыта в коренном залегании канавой. Датолит представлен идиоморфными кристаллами короткопризматического облика размером 0,5–7,0 см. Кристаллы содержат обильные включения кальцита, кварца, актинолита и др. На горе Белая в зоне эпигенетического обогащения содержание бора варьирует от 0,95 до 5,29%. Датолит образовался путем выполнения полостей трещин в долеритах и метасоматического замещения гипсовых пород. Эпигенетические новообразования датолита и данбурита и других минералов проявились наиболее значительно в тектонических зонах [152].

На участке Нордвик датолит обнаружен в восьми пунктах.

Боросиликатная минерализация выявлена в пределах Чернохребетнинского района в трех пунктах (I-2-14, I-2-22, I-3-4) и связана с **пластовыми интрузиями** быррангского комплекса. В пункте минерализации I-2-14 в среднем течении р. Зеленая в экзоконтакте интрузии альбитизированных долеритов обнаружен датолит, содержание бора в породе здесь достигает 1,4% [105]. В двух других пунктах содержание бора составляет 0,7 и 0,29%, здесь пробы отбирались также из гидротермально измененных долеритов

(эпидотизированных, амфиболитизированных и альбитизированных). Кроме того, датолит и аксинит встречаются в шлихах в единичных знаках в бассейнах рек Зеленая и Кульдима [105].

Ретинит (янтареподобные ископаемые смолы). Янтареподобные ископаемые смолы на изученной площади связаны с меловыми отложениями, по данным В. Н. Сакса, они встречаются в отложениях бегичевской свиты и, по классификации С. С. Савкевича, относятся к группе ретинита.

Ретинит весьма хрупок для использования в качестве ювелирного или поделочного сырья, но может представлять интерес как химическое сырье.

МИНЕРАЛЬНЫЕ УДОБРЕНИЯ

Фосфориты. Фосфориты на исследованной площади относятся к фосфоритовой терригенной желваковой формации. На юге площади листа имеется шесть пунктов минерализации фосфорита. Три из них связаны с отложениями нижней–средней юры и еще три – с отложениями верхней юры–нижнего мела. В бассейне р. Половинная (VI-1-1) в коренном выходе зимней, аиркатской и сайбылахской объединенных свит ($J_{1-2zm+sb}$) наблюдается пласт (0,5 м) темно-зеленых полимиктовых песчаников с линзовидными конкрециями фосфоритов размером до 2×20 см. Конкрекции неравномерно рассеяны по породе. Содержание P_2O_5 в конкрециях достигает 3,2% [25]. На р. Анабар (VI-3-1) фосфориты в виде конкреций встречаются в черных алевролитах и глауконитовых песчаниках. Содержание P_2O_5 в конкрециях достигает 16,2% [27]. Выше по течению р. Анабар (VI-3-6) фосфором обогащены линзовидные карбонатные прослой в глинистых отложениях ($J_{1-2zm+sb}$). Содержание P_2O_5 в прослоях достигает 8,54%. В отложениях пахсинской свиты (J_3-K_{1ph}) на мысе Пакса (IV-3-1) мощностью 15–20 м фосфоритовые конкрекции составляют 10% разреза. Содержание P_2O_5 на валовую пробу равно 7,5% [63]. Южнее мыса Пакса в тех же отложениях залегает тонкий прослой (3–5 см) известково-фосфатной породы с содержанием фосфора от 25 до 58% (IV-3-2, 3). Фосфоритсодержащие породы составляют до 15% от общего разреза в 45–55 м [63].

ДРАГОЦЕННЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

Алмазы. Кимберлитовые алмазы. В южной части площади листа выявлен 21 локальный шлиховой ореол алмазов кимберлитового происхождения. В частности кимберлитовые алмазы обнаружены в аллювии левого притока р. Яков (VI-3-10). Здесь из мелкообъемной пробы (1 м^3) извлечено 6,2 мг алмазов трубчатого типа. Кимберлитовые алмазы в количестве 1–4 зерна присутствуют также в четырех из 12 пунктов отбора проб с импактными алмазами. Высокая степень механического износа и ряд других признаков свидетельствуют о том, что кимберлитовые алмазы претерпели значительный и неоднократный перенос и попали в современные отложения из вторичных коллекторов [27]. В бассейне р. Гуримиской и вблизи ее устья по берегам Анабарской губы кимберлитовые алмазы

обнаружены в аллювиальных и прибрежно-морских отложениях [32, 54, 149, 150]. Наиболее высокое содержание (до 33,9 мг/м³) отмечается в бассейне среднего течения р. Гуримиской, где размываются триасовые и юрские породы, собранные в антиклинальную складку. Большинство алмазов (32 из 38) имеют признаки значительного, вероятно, неоднократного переноса и попали в современные отложения при размыве вторичных коллекторов (триас, юра, мел, неоген). Шесть кристаллов из приустьевой части р. Гуримиской (IV-3-18, 19, 23) не имеют признаков механического износа. В них отсутствует трещиноватость и обохренность, характерная для алмазов из вторичных коллекторов. Особенно интересен алмаз, представленный обломком циклического сростка кристаллов: в его углублениях сохранились примазки серпентина. Вблизи этих кристаллов на р. Гуримиской в 11 км от устья найден самый большой кристалл (IV-3-21) весом 40,7 мг, без признаков износа [27].

Минералы-спутники алмазов на юге площади листа S-49 образуют несколько мелких шлиховых ореолов, не выражающихся в масштабе карты. Отдельные шлихи с минералами-спутниками встречаются в русловом аллювии рек почти повсеместно. Они, как и ореолы, приурочены к участкам развития верхнечетвертичных ледниковых и водно-ледниковых отложений, которые являются промежуточным коллектором минералов-спутников. Минералы представлены пиропом и пикроильменитом, реже встречается хромдиопсид. Все они несут на себе следы значительного переноса [103]. Коренных проявлений минералов-спутников в районе не обнаружено. Севернее, в бассейне р. Анабар минералы-спутники формируют два площадных шлиховых ореола (IV-3-4, V-3-7) и множество мелких. Минералы также представлены пиропом и пикроильменитом, реже встречается хромдиопсид, и большинство из них несут на себе следы значительного переноса. Наибольшее количество спутников обнаружено в бассейне р. Гуримиской и вблизи ее устья. Здесь содержание спутников достигает 100 зерен на шлиховую пробу. Более половины зерен (62–68%) не имеет следов механического износа [27]. Еще один площадной шлиховой ореол минералов-спутников алмазов известен на южном побережье Хатангского залива (IV-1-9).

Импактные алмазы. На юге площади листа S-49 известно одно месторождение и два коренных проявления импактных алмазов. Импактные алмазы обнаружены также при мелкообъемном опробовании современного аллювия и ледниковых образований [103]. Коренными источниками этих алмазов являются породы коптогенного комплекса (тагамиты и зювиты, в меньшей степени коптокластиты) Попигаевского метеоритного кратера. На площади листа находятся самые северные, краевые образования кратера.

Крупное по запасам импактных алмазов месторождение Встречное (VI-2-27) открыто и оценено в 1973–1976 гг. полярной экспедицией Красноярского ГУ [114, 115]. На площади месторождения проведены поисково-оценочные работы с бурением скважин по сети 400×800 м. Месторождение находится на левобережье р. Анабарка на южной границе

листа, входит в площадь листа S-49 частично, основная его часть расположена южнее. Промышленные содержания алмазов выявлены в тагамитах и зювитах, залегающих в теле мегабрекчии коптогенного происхождения. Площадь тагамитового тела составляет 11,01 км², средняя мощность 52,9 м, площадь зювитов 1,5 км², средняя мощность 66,5 м. Содержание импактных алмазов в алогенной брекчии составляет до десятых долей кар/т, редко 1–3 кар/т, в зювитах – от 0,7 до 9 кар/т (среднее 8,3 кар/т), в тагамитах – от 1 до 12 кар/т (среднее 8,1 кар/т). По запасам импактных алмазов (категория С₂) месторождение относится к крупным.

Коренное проявление VI-2-15 расположено на левом берегу р. Тынгырах в 5,2 км выше устья. Приурочено к маломощному телу зювитов размером 23×7 м, залегающему в мегабрекчии. Из мелкообъемных проб (5 м³) в концентрате фракции –2 + 0,25 мм извлечено 13 зерен импактных алмазов общим весом 3,6 мг.

Коренное проявление VI-2-29 расположено на правобережье р. Эге-Юряге у южной рамки площади листа S-49. Связано с небольшим (30×150 м) телом зювитов мощностью 5 м, залегающих на ударно преобразованных доломитах кембрия. Из точечной пробы весом 15 кг извлечено 2,7 мг импактных алмазов во фракции –2 + 0,25 мм.

Импактные алмазы в рыхлых отложениях обнаружены в 14 пунктах отбора мелкообъемных проб в бассейнах рек Анабарка, Попигай и Фомич. Общий объем проб составляет 82 м³, из них извлечено 308,66 мг алмазов. Среднее содержание составляет около 4 мг/м³, максимальное – 25 мг/м³ [103].

Кварц-волосатик. На горе Белая (IV-1-1–4) широко распространена кварцевая минерализация. В метадолеритах кварц-волосатик присутствует в виде разрозненных короткопризматических кристаллов (0,5–4 мм) и их сростков. Включения тонковолокнистого актинолита обуславливают зеленый или голубовато-зеленый цвет кварца. Встречаются просвечивающиеся и полупросвечивающиеся кристаллы. Два проявления из пяти вскрыты горными выработками. В гнездах размером от первых до 20 см встречаются разрозненные кристаллы кварца-волосатика размером 0,2–1,5, очень редко до 2,5 см в поперечнике [144].

Сердолик. На пляжах Хатангского залива, в дельтовых отложениях рек Хатанга, Сенька, Гусиха и др. широко распространены гальки сердолика. Они имеют красновато-бурую, желтовато-бурую расцветки, иногда с зональным распределением окраски. Размер гальки – до 10 см. Содержание сердоликовой гальки среди современных песчано-галечных отложений достигает 2–3% [102]. Данные о его качестве не приводятся.

Арагонит. Агрегаты арагонита («ежи») приурочены к алевроитам и глинам пахсинской свиты (J₃–K₁), обнаженным в береговых обрывах п-ова Нордвик. В 1975 г. на проявлении арагонита в районе р. Большая Балахня (лист S-48) была проведена опытная добыча. Арагонит получил высокую оценку как коллекционное сырье [102].

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Глинистые породы. Глины и суглинки

На площади листа известны одно крупное и одно малое месторождение кирпичных глин.

Крупное месторождение средне-верхнеплейстоценовых глин (Ш-3-1) располагается в северо-восточной части о-ва Большой Бегичев в между-речье Северной и Илистой. Размеры участка 37×8 км, средняя мощность слоя глин 20 м. Глины залегают на глубине от 1 до 23 м от поверхности. Глины однородные, пластичные, средне- и высокодисперсные, местами включают прослой алевритистых глин. Состав глин (%): монтмориллонит – 45–50, гидрослюда – 25–30, хлорит – 15, каолинит – 5–15. Судя по полиминеральному составу, глинистые породы легкоплавкие. Они могут применяться в производстве изделий грубой строительной керамики (кирпичей) и использоваться для приготовления буровых растворов. Прогнозные ресурсы глин по категории P_3 составляют 6 млрд m^3 [26].

В южной части п-ова Юрюнг-Тумус, в 0,8 км юго-восточнее солерудника разведаны глины, залегающие под торфяно-суглинистым слоем мощностью от 2,2 до 4,3 м (Ш-2-13). Мощность глин колеблется от 4 до 25 м. Они вязкие, липкие серые, темно-серые. По ресурсам глин (категория P_3 – 5302 тыс. т) месторождение относится к малым [35, 72].

Обломочные породы. Песчано-гравийный материал

Старонордвикское проявление песка и гравия (Ш-2-8) расположено на северо-восточном берегу п-ова Юрюнг-Тумус. Здесь песчано-гравийные смеси слагают аккумулятивную четвертичную террасу шириной до 200, а высотой 1–2 м. В песчано-гравийном материале преобладают хорошо-окатанные гальки и гравий размером от 2 до 120 мм. Песок грубо и крупнозернистый, составляет 20–30%. Среди крупнообломочного материала преобладают кремнистые породы – яшмы, халцедоны, опалы. Реже встречаются известняки, песчаники и основные изверженные породы. Ресурсы категории P_3 песчано-гравийного материала составляют 230 тыс. т [27].

ПРОЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Гипс

На рассматриваемой территории известно одно крупное и два малых месторождения гипса. Месторождения гипса приурочены к штокам каменной соли на участках Тус-Тахское, Кожевникова, Гора Белая.

Крупное по запасам месторождение гипса Тус-Тахское (Ш-2-11) связано с кепроком соляного штока мощностью до 140 м и площадью $3,4 \times 0,8$ км. Породы кепрока сильно нарушены и превращены в крупнообломочную брекчию, покрытую сверху делювиальным плащом мощностью до 4 м. Основная масса кепрока сложена гипсами. Гипс обычно динамометаморфизован и обладает четко выраженной сланцеватостью. Структура его

гетеробластическая. Макроскопически он делится [27] на три основные разновидности: светло-серый или белесоватый, мелкокристаллический (0,1–0,2 мм); серый плотный, мелкокристаллический, микрополосчатый, состоящий из чередования светло-серых и серых слоев толщиной по 1–3 мм. В последнем содержатся тончайшие (до 0,1 мм) глинистые прослойки. Текстура плейчатая и флюидальная. В большей части кепрока присутствуют мелкозернистый ангидрит (от примеси до 5–7%), глинистый материал (до 5%) и доломит (до 4%). Химический состав гипса (%) из нижней части карьера: SiO_2 – 0,17, Al_2O_3 – 0,15, MgO – 0,31, CaO – 33,59, SO_3 – 45,28, H_2O – 19,20, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ – 0,14 ппп – 1,61. Испытание гипса путем варки в котлах без давления показало, что среднее временное сопротивление равно на разрыв 18,8 и 120 кг/см² на сжатие. Начало схватывания наступало через 6 и заканчивалось через 9,5 мин. Гипс, после обжига в автоклаве при высоком давлении и высушенный до постоянного веса, показал прочность на сжатие 227–279 кг/см². Начало схватывания наступало через 3–5 мин после затворения и заканчивалось через 4,5–5 мин. Качество гипса позволяет получить из него алебастр первого сорта при варке обычным способом и высокопрочный гипс с маркой 200 кг/см² при варке под давлением. Очевидна также возможность получения материала для изготовления пустотелых блоков, деталей для кладки зданий жилого и промышленного назначения, а также связующего вещества для других каменных материалов. Особенно пригоден он для внутренних отделочных работ. Ресурсы гипса на Тус-Тахском месторождении по категории Р₃ составляют 200 млн т.

Малое месторождение гипса Кожевниково (IV-2-12) приурочено к верхней части соляного штока, выступающего в рельефе на 42,2 м над окружающей равниной. Кепрок представлен сильнодислоцированными, брекчированными гипсами, а также гипс-ангидритовыми образованиями. Общая мощность кепрока достигает 300 м [152]. Гипсы белые, серые и темно-серые, встречается гипс-селенит. Среди гипсов отмечены ангидрит, прослойки глины и обломки метадолеритов. Гипс пригоден для приготовления алебаstra. Сведения о его химическом составе, испытаниях и запасах не сохранились.

Малое месторождение гипса Белогорское (IV-1-3) расположено на левобережье Хатангского залива, в 20 км от берега. Гипсом сложен кепрок гидрохимического штока площадью 3 км². Гипсы белые, серые, полосчатые и пятнистые. Белые гипсы делятся на пористые (сахаровидные) и массивные. Сахаровидные гипсы состоят из бесцветных слабосцементированных призматических кристаллов длиной по 0,5 см. Гипсы массивного сложения, мелкозернистые (до 0,5 мм), похожие по скульптуре на мрамор. Они состоят на 99% из собственно гипса, содержат до 1% целестина и залегают в виде слоев мощностью до 2–3 м среди других видов гипса. Гипсы темного или серого цвета с размером минералов до 0,5–2,5 мм содержат включения карбонатных пород и равномерно распределенного глинистого материала. Они состоят на 90% из гипса и до 10% из карбонатов. В них обычно примесь целестина, рудных минералов. Полосчатые гипсы представлены чередованием серых и светлых гипсов мощностью от нескольких

миллиметров до 2–3 см. Пятнистые гипсы являются разновидностью слоистых, текстура которых обязана тектоническим подвижкам, приведшим к истечению пластической породы. В этой разновидности гипсов встречается флюорит (от единичных зерен до 0,5%). Имеются скопления почти чистых переотложенных гипсов, образующих жильные тела. Сведений о запасах гипса не имеется.

СОЛИ

Соли натриевые (галит). На площади листа известно одно крупное, одно малое месторождение и одно проявление ископаемых солей натриевых (галит) и смешанного состава (галит, мирабилит), связанных с солянокупольными структурами на п-ове Юрюнг-Тумус (Нордвик), бух. Кожевниково, горе Белая.

Месторождение соли Нордвикское (Ш-2-12) слагает шток, выступающий в рельефе на 125 м (Соляная Сопка). Соляной шток Нордвик располагается среди сильнодислоцированных пород триаса, юры и мела. В плане шток вытянут в широтном направлении на 3,4 км при ширине 0,80 км. На глубину прослеживается не менее чем на 2 км. В западной его части соль выходит на поверхность до абс. отм. 24 м. На остальной площади она перекрыта кепроком мощностью до 140 м. Шток соли круто падает в северном направлении, а у поверхности (с южного края) он сильно выплаживается. Шток сложен чередованием белой и серой соли, собранной в сложные, иногда пльчатые складки. Углы падения слоистости крутые (до 65–90°). Мощность слоев чистой соли колеблется от нескольких сантиметров до 30 м и более. Имеются два пласта качественной соли, прослеженной на глубину свыше 300 м. Суммарная их мощность достигает 22 м. Белая соль макроскопически делится на три разновидности: мелкокристаллическая, порфиробластическая и стекловатая. Серая соль отличается наличием разнообразных механических примесей (от незначительной по объему до 45%). Размер включений от микроскопических до 1,0–1,5 м. Они представлены ангидритом (до 85%), гипсом, голубовато-зеленой глиной (до 10%), известняками (до 3%), доломитами (1%) и метадолеритами. Серая соль местами переслаивается с гипсом, гипсовой брекчией и реже известняками. По текстурным признакам она делится на три разновидности: крупнокристаллическую с кристаллами до 15 мм, порфиробластическую и мелкокристаллическую с размером кристаллов 1–2 мм. Содержание хлористого натрия в белой соли достигает 99,7, а в серой – 55–97%. Химические анализы показали высокое качество белой соли. В ней нет вредных примесей (мышьяка, железа). Нерастворимый остаток состоит из глины, песка и гипса. За счет примесей в серой соли содержание хлористого натрия падает до 69%. Органические примеси составляют от 0,003 до 0,04% на 100 г воздушно-сухой соли. Соль является ценным пищевым продуктом. В штоке соли присутствуют мирабилит (глауберова соль), борацит, оптический флюорит, гипс, ангидрит. По полю шахты № 2 подсчитаны запасы (млн т) по категориям: В – 228,2, С₁ – 272,3, С₂ – 449,2 до отметки 300 м ниже уровня моря [124]. По запасам каменной соли месторождение отно-

сится к крупным. Добыча Нордвикской соли началась в 1936 г. В 1942 г. было добыто 2400, в 1943 – 29 894, в 1944 – 36 021 т.

Месторождение каменной соли Кожевниково (IV-2-13) слагает сопку с абс. отм. 42,2 м. Соляной шток прорывает породы триаса, юры и нижнего мела. Породы кепрока на поверхности имеют форму эллипса (3 × 2 км). По геофизическим данным и скважинам, шток каменной соли прослежен на глубину более 3 км. Форма штока грибообразная.

На контакте соли и кепрока находится напорный водоносный горизонт с минерализацией 21 °ВЕ, пригодный для вымораживания и выпаривания соли. Этот горизонт эксплуатировался в 1939–1942 гг. для обеспечения крелинусного бурения соляным раствором [27]. Гидротермальная деятельность в куполе Кожевниково проявилась в виде образования кальцитовых прожилков с целестином, баритом, борацитом, гематитом, фиолетовым флюоритом. О качестве соли в ее запасах нет сведений.

На горе Белая (IV-1-2) соляной шток располагается среди сильнодислоцированных пород девона, юры и мела. В плане шток вытянут по ограничивающим его разломам в широтном направлении, имеет изометричную форму. На значительной площади соль перекрыта кепроком. Шток сложен чередованием белой и серой соли, собранной в сложные, иногда пloyчатые складки. Серая соль отличается наличием разнообразных механических примесей ангидрита, гипса, глины, известняков, доломитов. Сведений о запасах соли не имеется.

Соли натриевые и сульфаты натрия (III-2-12) (мирабилит). Встречены в Нордвикском штоке вместе с каменной солью. Залегают они в кровле каменной соли в виде пласта мощностью 1–2 м. Часто кристаллы мирабилита заполняют трещины в соли и в мезозойских породах. Ресурсы мирабилита по категории Р₃ на Нордвикском месторождении достигают 2 млн т [124].

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Минеральные лечебные без специфических компонентов. Вода из скв. 42 Нордвикской площади (III-2-7) – минерально-лечебная без специфических компонентов, приурочена к соляно-купольным структурам Нордвикско-Хатангского района, вскрыта в каменноугольных известняках на глубинах 1666–1689 м, обладает хлоридным натриевым метановым составом с минерализацией 307 г/дм³. Дебит 34,56 м³/сут.

Вода из скважин 11, 19 Ильинской площади (IV-2-19) – минерально-лечебная, без специфических компонентов вскрыта в песчаниках, алевролитах и аргиллитах верхней перми на глубинах 1340–1362 м, обладает хлоридным кальциево-натриевым составом с минерализацией 121 г/дм³. Отмечается высокая насыщенность углеводородными газами метанового ряда (N₂ – 44,4%, CH₄ – 41,2 об. %).

Термальные. Вода из скважины Нордвикской площади (III-2-6) – термальная, высокотемпературная (61 °С), на глубинах > 3000 м.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Рассматриваемая территория располагается на стыке северной части Сибирской платформы, восточной части Таймыро-Североземельской складчатой области и северо-западного окончания Верхояно-Колымской складчатой области. Минерагеническое районирование листа учитывает особенности геологического строения, тектонику и историю геологического развития этих крупнейших тектонических структур.

За основу таксонов минерагенического районирования принимается соответствие их тектоническим и структурно-формационным таксонам (зонам) (карта полезных ископаемых, карта закономерностей размещения полезных ископаемых). Формирование геологических образований в определенных геодинамических условиях позволяет прогнозировать минерагенические объекты определенного иерархического уровня без установления прямых поисковых признаков (минерагеническая провинция, область, рудный район, рудный узел). Отраслевое прогнозирование на определенный вид ПИ (карта прогноза на золото и ЭПГ, карта прогноза на нефть и газ) характеризуется минерагеническим анализом на базе сведений о закономерностях размещения определенных типов месторождений, рудоносных формаций, рудных узлов, районов, рудоконтролирующих их факторах и критериях прогнозирования.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И ОСНОВНЫЕ ЭПОХИ РУДООБРАЗОВАНИЯ

В пределах листа, в соответствии с геологическим [129], тектоническим [72] и металлогеническим [71] районированием выделяются Восточно-Сибирская, Таймыро-Североземельская и Верхояно-Колымская минерагенические провинции (МП) и намечаются три крупных минерагенических цикла: поздневендско-среднекаменноугольный, среднекаменноугольно-триасовый и юрско-кайнозойский со своими минерагеническими (МО) и нефтегазоносными (НГО) областями (табл. 33).

Поздневендско-среднекаменноугольный металлогенический цикл для региона характеризуется вхождением в единую эпибайкальскую платформенную систему с существованием на всем протяжении двух минерагенических областей (на площади обнажаются лишь в виде отдельных

Минерагенические провинции и области листа S-49

Цикл	Минерагенические провинции (МП) и области (МО)					
J–KZ	Таймыро-Североземельская МП	Таймырская МО	Верхояно-Колымская МП	Хатангско-Лаптевоморская ГНП Хатангская ГНО, Нордвикско-Цветковская каменноугольная МО	Восточно-Сибирская МП	Хатангско-Ленская ГНП Хатангско-Анабарская ПГНО, алмазобуроугольная МО
C ₂ –Г		Южно-Быррангская МО платино-никелево-медная		Нордвикско-Цветковская МО полиметаллическо-флюоритовая		Лено-Тунгусская НГП, Анабарская НГО, буроугольная МО
V ₂ –C ₂				Фалабигай-Нордвикская гипсо-соленосная		

выступов) – Фалабигай-Нордвикской гипсоносно-соленосной и Анабарской нефтегазоносной.

Первая формируется, видимо, на складчатом Шренк-Фаддеевском предпоздневендском (байкальском) основании, вторая – на протоплатформенном чехле Сибирской платформы. Каждая из них сформирована в течение трех этапов: поздневендско-среднеордовикского, позднеордовикско-силурийского и позднесилурийско-среднекаменноугольного. В пределах листа лишь первый и третий выражены своими структурно-металлогеническими комплексами (СМК).

Реликты СМК раннего этапа отмечены в Анабарской минерагенической области, представлены безрудными известняками и доломитами среднего кембрия, сформированные в осадочных бассейнах шельфа. Нефтегазоносность области обосновывается ее принадлежностью к Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции и присутствием в карбонатных формационных рядах благоприятных коллекторов.

В течение позднесилурийско-среднекаменноугольного этапа в Фалабигай-Нордвикской области отмечаются сульфатно-терригенно-карбонатный в Фалабигайской зоне и сульфатно-карбонатный соленосный в Нордвикской зоне ряды формаций. Первый образован в осадочных бассейнах континентального склона и шельфа, второй – в условиях осадочных прогибов, авлакогенов и надрифтовых систем. В связи с этим наиболее рудоносен формационный ряд Нордвикской зоны, который на рассматриваемой территории выведен в позднем мелу–кайнозое совместно с соляными куполами в ядрах Белогорско-Тигянского и Осиповско-Нордвикского мезовалов и образует Белогорский соле-гипсо-флюоритовый рудный район, Юрюнг-Тумусский и Кожевниковский соле-гипсо-флюоритовый рудные узлы. В Цветковской зоне в среднекаменноугольную эпоху отмечается формирование углеродистых сланцев и известняков (дикарабигайская свита) с повышенным содержанием Au, Mo, V, U.

Позднепалеозойско-раннемезозойский минерагенический цикл тектоно-магматической активизации является наиболее продуктивным в отношении полезных ископаемых. В течение цикла сформированы три МО: Южнобыррангская потенциальная платино-никелево-медная, Нордвикско-Цветковская полиметаллическо-флюоритовая, Анабарская алмазо-бурогольная МО. Области сформированы в три минерагенических этапа: среднекаменноугольно-пермский, позднепермско-раннетриасовый и ранне-поздетриасовый.

Первому этапу (C_2-P_2) соответствует мощный ряд терригенных формаций и салического (гранитоидный) интрузивный ряд формаций, развитый преимущественно севернее рассматриваемой территории в пределах Карской МО, второму (P_2-T_1) – мафический, третьему этапу (T_{1-3}) – мафически-салический с образованием карбонатных инъекционных тектонитов. Цикл завершается во всех областях эмерсивной стадией – мощными процессами выравнивания и корообразования.

Южно-Быррангская платино-никелево-медная потенциальная МО сформирована в три этапа, характеризующихся определенными формационными рядами и соответствующими геодинамическими режимами.

В ранний (C_2-P_2) образуются аргиллито-песчано-алевролитовая шельфовая и песчано-алевролитовая каменноугольная паралическая формации внутриконтинентального шельфа, внешнего участка складчато-надвиговой области и прилегающей платформы. В связи с этим выделяется Восточно-Таймырский каменноугольный район Таймырского угленосного бассейна, охватывающий территорию распространения терригенных толщ верхнего палеозоя. Внутри района площади развития угленосной черной свиты верхней перми, западнее рассматриваемой территории, выделены в качестве перспективных зон угленакопления.

Средний этап (P_2-T_1) характеризуется формированием трахибазальтовой, долеритовой, пикрит-габбродолеритовой формаций внутриплитных трапловых областей рассеянного рифтогенеза, сопровождающихся платино-медно-никелево-кобальтовой минерализацией. На площади листа выделяется Каменисто-Малахайгаринский медно-никелево-платинорудный район, в котором развиты интрузивные тела пикрит-габбродолеритовой формации с проявлениями медно-никелево-платиновой минерализации. На прогнозно-минерагенической карте на золото и платиноиды отмечается соответственно перспективная площадь на выявление крупных потенциально рудоносных интрузий ультрамафитового ряда.

В заключительный этап (T_1-T_3) – терригенные и вулканогенные породы среднего карбона–перми смяты в складки и разбиты на блоки разломами сбросо-взбросового характера. Осадочные комплексы Южно-Быррангского геологического района по Пограничному надвигу надвинуты на образования Нордвикско-Цветковского. Максимум тектонической активности фиксируется в Подкаменско-Кульдимской зоне широким развитием малых интрузий габбро-монзонит-сиенитовой, кварцево-диорит-граносиенитовой формаций и формации карбонатных инъекционных тектонитов, характерных для геодинамических режимов рифтогенных систем и горячих точек внутриплитных и коллизионных поднятий. В связи с раннекиммерийскими

тектоно-магматическими процессами широко распространены гидротермально-метасоматические образования, сопровождающиеся формированием серебро-полиметаллических, флюорит-баритовых, золото-сульфидных (карбонатных), золото-полиметаллических рудопроявлений. В Южно-Бырангской МО выделяется Подкаменно-Кульдимский потенциальный золото-полиметаллический рудный район с потенциальными рудными узлами: Северным никелево-золоторудным, Зеленинским золото-полиметаллическим, Кульдимским никелево-медно-золоторудным и Чернохребетнинским полиметаллическо-золоторудным.

Нордвикско-Цветковская полиметаллическо-флюоритовая и алмазоносная МО выделяется в виде реликтовых зон – Нордвикской и Цветковской среди Хатангско-Лаптевоморских меловых и кайнозойских образований. В Нордвикской зоне выделяется аргиллито-песчаниково-алевритовый шельфовый ряд формаций среднекаменноугольно-раннепермского этапа, завершающегося проявлением гранитного магматизма (тулайский комплекс). Позднепермско-раннетриасовый этап рифтогенных систем и горячих точек внутриплитных и коллизионных поднятий для территории характеризуется проявлением отголосков траппового вулканизма и формированием на локальных участках эффузивно-туфовых толщ, сопровождающихся интрузиями толеит-долеритовой формации. В ранне-поздетриасовый этап формируется мощный терригенный ряд формаций режима осадочных бассейнов континентального склона. С раннекиммерийскими складчатыми движениями в позднем триасе связана их инверсия и орогенез. По аналогии с Оленекской ветвью, мезозойд Верхоянской складчатой области, на рассматриваемой площади можно ожидать россыпепроявления золота, в терригенных отложениях верхнего триаса (карнийский и норийский ярусы) – алмазы, а также в базальных слоях нижнего триаса.

В районе Нордвикско-Тигянской складчатой зоны вулканомиктово-терригенный ряд формаций триасового этапа потенциально алмазоносен, так же как и на хр. Прончищева. Выходы триаса повсеместно сопровождаются находками алмазов в современных аллювиальных отложениях. В Нордвикско-Цветковской МО выделяются:

– Тулай-Киряжский серебро-полиметаллический потенциальный рудный район;

– Гуримисско-Прончищевский алмазоносный россыпной район с Гуримисским потенциальным алмазоносным россыпным узлом.

Хатангско-Анабарская алмазо-буроугольная МО сформирована, так же как и Южно-Бырангская потенциальная МО, в три этапа, характеризующиеся близкого типа формационными рядами и геодинамическими режимами. Главными отличительными особенностями являются незначительные мощности стратифицированных отложений, отсутствие раннекиммерийской складчатости и ограниченные площади развития малых интрузий пестрого состава.

В ранний этап (C_2-P_2) образуется терригенный конгломерато-песчано-алевролитовый угленосный ряд формаций внутриконтинентального шельфа Сибирской платформы, залегающий со структурным несогласием на карбонатных отложениях среднего кембрия. Мощность отложений уменьшается

более чем в 2 раза по сравнению с Южно-Бырангским районом. Тем не менее, периодические условия гумидных равнин определяют угленосность отложений рассматриваемого ряда и выделение в связи с этим Анабаро-Попигайского буроугольного района Тунгусского угленосного бассейна.

Средний этап (P_2-T_1) характеризуется формированием туфобазальтовой, туфобазальтовой эруптивной, габбродолеритовой, субщелочнодолеритовой формаций внутриплитных трапповых областей рассеянно рифтогенеза, сопровождающихся незначительной медь-никель-кобальтовой минерализацией. В заключительный этап (T_{1-2}) терригенные и вулканогенные породы раннего и среднего этапов прорваны интрузиями габбро-диорит-сиенитовой формации. Рудоносность не установлена.

В конце эоцена произошло падение космического тела, вызвавшее формирование Попигайской астроблемы, северный край которой располагается в пределах МО.

Юрско-кайнозойский минерагенический цикл характеризуется формированием в пределах территории листа Хатангской и Хатангско-Анабарской каменноугольно-нефтегазосной МО, основные принципы выделения и характеристика которых рассматриваются ниже при оценке перспектив нефтегазосности территории. Они сформированы в четыре этапа: раннеюрско-раннемеловой, раннемеловой, ранне-позднемеловой, палеоген – голоценовый.

Хатангская каменноугольно-нефтегазосная МО в юрско-раннемеловой этап сформирована трансгрессивно-инундационным олигомиктовым терригенным песчаниково-аргиллитовым рядом формаций осадочных прогибов и надрифтовых систем, полого смятым вдоль Центрально-Таймырского шва (Нордвикская полого-складчатая зона) и Нордвикского разлома (Белогорско-Тигянская полого-складчатая зона) позднекиммерийскими складчатыми движениями. Раннемеловой этап характеризуется регрессивным терригенным каменноугольным рядом формаций внутриконтинентального мелководья; ранне-позднемеловой – терригенным рядом формаций субэкральных внутриплитных пенеппенов, и палеоген-голоценовый – терригенным ледниково-морским Северо-Сибирской низменности. В минерагеническом отношении наиболее рудоносными являются регрессивные члены раннемелового ряда формаций, содержащие углепроявления, и трансгрессивные – ранней юры (зимовочная свита), раннего–позднего мела (бегичевская свита), палеогена, голоцена, развивающиеся после коротких периодов корообразования, как потенциально россыпеносные на платиноиды, золото и алмазы. В соответствии с этим на листе выделяется Хатангский каменноугольный район с Подкаменной, Бегичевской, Харатумусской зонами угленакопления и Гуримиско-Прончищевский алмазоносный россыпной район с Гуримисским потенциальным алмазоносным россыпным узлом.

Хатангско-Анабарская алмазо-буроугольная МО сформирована юрско-раннемеловым трансгрессивно-инундационным олигомиктовым терригенным песчаниково-аргиллитовым рядом формаций, фосфоритосным и раннемеловым регрессивным терригенным буроугольным рядом формаций внутриконтинентального мелководья, развитыми вдоль северного склона

Анабарской антеклизы. В позднем меле–палеогене область характеризовалась общим поднятием и пенеппенизацией.

Палеоген-голоценовый этап характеризуется также широким развитием терригенных ледниково-морских отложений Северо-Сибирской низменности. В минерагеническом отношении наиболее рудоносными являются трансгрессивные члены юрско-раннемелового, раннемелового и палеоген-голоценового рядов формаций – как потенциально россыпеносные на платиноиды, золото и алмазы. В Хатангско-Анабарской МО выделяются:

- Южно-Тигянский потенциальный золотоносный россыпной узел;
- Анабаро-Хатангский каменноугольный район с Сындасской и Тигянской зонами угленакопления;
- Анабарский золото-алмазоносный россыпной район с Нижнеанабарским потенциальным алмазо-золотороссыпным узлом и Харабыльским потенциальным алмазоносным россыпным полем.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВНЫХ ПЛОЩАДЕЙ

Практический интерес на территории листа могут представлять рудные проявления золота, платины, полиметаллов, серебра, барита Подкаменно-Кульдимского и Каменисто-Малахайтаринского прогнозируемых рудных районов Южно-Быррангской МО, оптического флюорита, каменной соли, гипса, ангидрита в соляных куполах Белогорского соле-гипсо-флюоритового рудного района, Юрюнг-Тумусского и Кожевниковского рудных узлов и каменного угля Хатангского каменноугольного района Нордвикско-Цветковской МО. Хатангско-Анабарская и Анабарская МО характеризуются выявленными месторождениями и проявлениями бурых и каменных углей, россыпных алмазов кимберлитового генезиса, коренных и россыпных импактных алмазов, строительными материалами и высокими перспективами выявления месторождений нефти и газа.

ЮЖНО-БЫРРАНГСКАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ОБЛАСТЬ

Прогнозно-минерагеническими исследованиями при составлении листов было охвачено шесть листов масштабом 1 : 200 000, выявлено и опробовано более 20 потенциально рудоносных объектов, связанных с различными интрузивными и карбонатными комплексами пород. Дополнительно опробованы рудоносные образования участка Горный, выявленного ранее [8, 105]. В результате этого выделены новый Подкаменно-Кульдимский золото-полиметаллический потенциальный рудный район площадью 4800 км² и Каменисто-Малахайтаринский медно-никелево-платинорудный потенциальный район площадью 3000 км² (в пределах территории листа S-49, при общей площади 3300 км²).

Подкаменно-Кульдимский золото-полиметаллический потенциальный рудный район

Структурно-геологическая позиция территории определяется положением на стыке двух крупных структур Таймыра: восточной части Южно-Быррангской складчатой зоны Таймырской раннекеммерийской складчато-надвиговой системы и Чернохребетнинской складчатой зоны Нордвикско-Цветковской ранне-позднекеммерийской системы [72]. Их границей является Центрально-Таймырский шов (Чернохребетнинский надвиг). Среднекаменноугольно-пермские отложения Южно-Быррангской зоны надвинуты на триасово-юрские образования Чернохребетнинской. Потенциальный рудный район располагается в аллохтонном крыле надвига.

Южно-Быррангская зона слагается двумя структурно-формационными комплексами: трансгрессивно-инундационным среднедевонско-нижнекаменноугольным углеродисто-сланцево-карбонатным мощностью более 2600 м, регрессивным среднекаменноугольно-пермским терригенным сероцветным мощностью более 5000 м. Каменноугольно-пермские отложения пронизаны силлами трахидолеритов и долеритов, смятых совместно с вмещающими породами раннекеммерийскими складчатыми процессами среднего–позднего триаса. С этими движениями связывается внедрение интрузий, установленных при полевых работах 2006 г. и параллелизуемых со следующими интрузивными комплексами Центрального Таймыра: левлинским троктолит-пикрит-габбродолеритовым, восточнотаймырским габбродолеритовым, монцодиоритово-граносиенитовым (выделяется впервые) и озеротаймырским комплексом карбонатных инъекционных тектонитов, метасоматитов. Зона характеризуется в целом развитием линейных складок северо-восточного простирания, осложненных продольными взбросами и широтными правосторонними сдвигами верхоянского направления.

Закономерности размещения полезных ископаемых Подкаменно-Кульдимского потенциального золото-полиметаллического рудного района

На Подкаменно-Кульдимской перспективной площади в антиклинальных и куполовидных структурах закартированы мощные зоны тектономагмо-метасоматической проработки, образующие кулисообразные линейные структуры: Чернохребетнинскую, Кульдимскую, Зеленинскую и Северную. Участок Горный, располагающийся на западе территории, представляет собой западное сочленение этих структур. Чернохребетнинский, Кульдимский, Зеленинский и Северный потенциальные рудные узлы объединены в Подкаменно-Кульдимский потенциальный золото-полиметаллический рудный район.

В его пределах установлены широко развитые крупные отторженцы известняков или их брекчий, сохраняющих первичный осадочный облик и иногда содержащих ископаемую фауну девона и нижнего карбона, субщелочногабброидно-монцонит-граносиенитовые интрузии, а также инъекционные рудоносные золото-полиметаллическо-сульфидные карбонатные

образования, сопровождающиеся высокотемпературными (альбититами, скарноидами), среднетемпературными (лиственитами сульфидно-карбонатными, пропилитами) и низкотемпературными (сфалерит-галенит-карбонатными, киноварь-карбонатными и флюорит-барит-карбонатными) метасоматитами. Карбонатные вулканоплутонические тела слагают небольшие (первые десятки и сотни метров в поперечнике, иногда достигаая площади 2–3 км²) массивы, образуя четковидные цепочки на протяжении 50–60 км, сложнопостроенные дайково-жильные штокверки с инъекциями во вмещающие породы и секущие пластовые залежи, напоминающие лавы мощностью от 5 до 200 м и длиной от 3–5 до 11 км. В оруденелых блоках среди рудных минералов широко развиты пирит, пирротин, магнетит, гематит, сфалерит, галенит, шеелит, халькопирит, арсенопирит, киноварь. Содержание Au в сульфидизированных «карбонатитах» составляет 0,1–0,66 г/т, Ag – 40 г/т, Pb – до 7%, Zn – до 8%, Cu – до 0,39%, Hg – до 0,01%, Sn – 0,04–0,05%, W – 0,16–0,75%, Pt – 0,18 г/т, Pd – 0,24 г/т, Cd – 0,03%, Ge – 0,03%, Ba – свыше 1%.

Эти вулканоплутонические тела укладываются в схему зональности карбонатитов Фролова-Мура и занимают в ней самое верхнее положение, где развиты сиенитовые породы с разнообразными карбонатитами и щелочными лавами и туфами с барий-стронциевой минерализацией. По классификации В. И. Смирнова, данные карбонатиты по составу полезных ископаемых относятся к группе сульфидных руд меди и свинца и группе флюорита. По геотектонической позиции рассматриваемые карбонатиты относятся к области сочленения платформы и консолидированной складчатой области, в которых, как известно, интрузивы принимают форму трещинных тел, вытянутых вдоль разломов. В таких массивах отсутствуют ультраосновные породы, зато широко развиты сиениты и карбонатиты.

Тектоно-магмо-метасоматические зоны в карбонатитах и щелочноабброидно-монзонит-граносиенитовых интрузиях в Подкаменно-Кульдимском потенциальном рудном районе выделены как потенциально рудоносные на выявление месторождений следующих формационных типов: золото-сульфидный в карбонатных породах, золоторудный скарновый, флюорит-барит-редкоземельный, серебро-полиметаллический; золото-полиметаллический березитовый (галенит-сфалерит-пиритовый), золотосодержащий медно-никелевый.

Флюоритовая карбонатная и баритовая жильная формации являются самыми молодыми на исследованной площади. Они связаны с формированием в средне-позднетриасовое время карбонатных тектоно-магмо-метасоматических блоков и пространственно приурочены к ним. Рудоконтролирующими факторами оруденения служат крупные субширотные разломы, вдоль которых происходило внедрение рудогенерирующих интрузий и «выдавливание» тектонических блоков гидротермально переработанных карбонатных пород девона и нижнего карбона. Собственно флюоритовые проявления приурочены обычно к блокам карбонатных пород осадочного генезиса.

В Подкаменно-Кульдимском золото-полиметаллическом потенциальном рудном районе не встречено значительных проявлений золота.

Проявления золото-сульфидной карбонатной формации пиритового минерального типа при низких содержаниях золота (0,1–0,66 г/т), постоянной примеси Pd (до 0,21 г/т) занимают большие площади и охватывают крупные блоки карбонатных инъекционных тектонитов озера Таймырского комплекса, метасоматически измененные в связи с внедрением интрузий восточнотаймырского комплекса монцодиоритово-граносиенитового и габбро-долеритового составов. Проявления этой формации встречены в пределах Чернохребтинского и Северного потенциальных рудных узлов. Наблюдается телескопирование золото-карбонатной и медно-никелевой сульфидной формаций, причем к северо-западу возрастает содержание (%) Cu, Ni, Cr (Cu – от 0,11 до 0,35, Ni – от 0,05 до 0,16, Cr – от 0,05 до 0,08). Золоторудная скарновая формация представлена проявлениями в Кульдимском и Зеленинском потенциальных рудных узлах, где она совмещена с рудами золоторудной полиметаллической березитовой (лиственитовой), полиметаллической колчеданной свинцово-цинковой, свинцово-цинковой жильной, барит-свинцово-цинковой, целестин-баритовой формаций. На контакте карбонатных инъекционных тектонитов, оливиновых долеритов и габбродолеритов проявлены актинолит-эпидотовые скарны с выделением минералов: пирита, магнетита, гематита, пирротина, халькопирита, сфалерита, рутила, сфена, актинолита, эпидота, хлорита. Рудные минералы составляют от 5–8 до 85–90% в зоне скарнирования. Содержание Au в проявлении золоторудной скарновой формации изменяется в пределах 0,11–0,25 г/т, отмечается медь – до 0,23% и никель – 0,02%.

Полиметаллическая колчеданная свинцово-цинковая и золото-полиметаллическая формации локализуются в метасоматически преобразованных карбонатных инъекционных тектонитах озера Таймырского комплекса в связи с интрузиями восточнотаймырского габбро-долеритового комплекса. Отмечаются проявления гидротермальной медно-кварцевой и борато-скарновой рудных формаций.

В Зеленинском потенциальном рудном узле повышается роль медно-никелевых проявлений с вкрапленной и прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией – в монцодиоритах, оливиновых долеритах, метадолеритах восточнотаймырского комплекса, где содержание основных компонентов (Cu, Ni) более высокое, чем в других узлах, при концентрации Pt – 0,18 г/т, Pd – 0,23 г/т.

При изучении аншлифов и их микрозондовом исследовании установлены высокие содержания золота в пределах 600–4900 г/т и платины – 1600–7400 г/т в рудных минералах-носителях: пирите, пирротине, арсенидах кобальта и никеля, сфалерите, галените (табл. 34). Эти данные являются «сигнальными», указывающими на наличие комплексных руд благородных металлов на глубине, по падению интрузий габбродолеритов и «карбонатитов» и свидетельствуют о захвате и выносе микровключений золота и МПГ рудными минералами на современную поверхность с более глубоких горизонтов.

Перспективы Подкаменно-Кульдимского потенциального рудного района оцениваются достаточно высоко, при недостаточной изученности. Аналогом полиметаллическо-колчеданных проявлений с **Pb, Zn, Ba, Ag, золото-суль-**

Содержание микропримесей в рудных минералах-носителях по данным микрозондового анализа аншлифов

№ п/п	Номер аншлифа	Порода (РР, РУ)	Минерал-носитель	Содержание элементов во включениях в минерале-носителе, %
1	46049/13	Оливиновый долерит с включением рудных минералов (Зеленинский РУ)	Пирит	Sn – 0,06, Au – 0,23, Bi – 1,36, Ni – 0,98, Mn – 0,07
			Пирротин	Ni – 0,78, Sn – 0,07, Au – 0,36, Bi – 1,18, Mn – 0,05, Cu – 0,08
			Арсенид Со и Ni	Se – 0,14, Ag – 0,07, Sb – 0,14, Fe – 6,15, Cu – 0,08
2	46049/6	Карбонатизированный метадолерит (Зеленинский РУ)	Пирротин	Ni – 1,26, Sn – 0,07, Au – 0,16, Bi – 0,54, Co – 0,22
			Арсенид Со и Ni	Ag – 0,09, Sn – 0,18, Sb – 0,19, Au – 0,06, Bi – 0,69, Se – 0,57, Fe – 5,97
			Пирит	Co – 0,36, Ni – 1,23, Sn – 0,16
3	46049/12	Оливиновый долерит (Зеленинский РУ)	Пирротин	Ni – 0,97, Ag – 0,05, Pt – 0,16, Bi – 0,01, Mn – 0,04
			Арсенид Со и Ni	Se – 0,41, Bi – 0,15, Fe – 5,49
4	86007/2	Сульфидизированная порода с контакта карбонатов и долеритов (Чернохребетнинский РУ)	Пирит	Ni – 0,23, Cu – 0,06, Co – 0,09
			Герсдорфит	Sb – 1,77, Pb – 1,33, Cu – 2,31, Fe – 3,43
			Халькопирит	Hg – 0,94, Sb – 0,14, Pb – 0,90, Ni – 0,06
5	86010/2	Аргиллит с сульфидами (Чернохребетнинский РУ)	Сфалерит	W – 0,45, Au – 0,49, Hg – 0,61, Pb – 0,42, Cd – 0,26, Mn – 0,06
			Галенит	Se – 0,15, Tl – 5,62, Bi – 1,40, Fe – 0,12
6	16045/1	Кварц-кальцит-пиритовый метасоматит (Чернохребетнинский РУ)	Пирит	Au – 0,40, Hg – 0,51, Sn – 0,07, Mn – 0,03, As – 0,10
			Арсенопирит	Co – 0,08, Ni – 0,44, Cu – 0,07, Pd – 0,34, Pb – 2,59
7	76009/6	Карбонат с сульфидами (Зеленинский РУ)	Пирит	Co – 0,03, Ni – 0,14, Au – 0,38
			Арсенопирит	Hg – 0,37, Pb – 0,53
8	76024/6	Карбонат с сфалеритом и галенитом (Зеленинский РУ)	Сфалерит	Cd – 0,63, W – 0,60, Hg – 0,58
			Галенит	Se – 0,03, Sb – 0,09, Te – 0,15, Pt – 0,74, Bi – 0,22
			Пирит	Co – 0,03, Ni – 0,15, Cu – 0,04, La – 0,52, W – 0,39, Pt – 0,18, Au – 0,36, Hg – 1,23
9	76023/1	Пикро-габбро-долерит (Каменисто-Малахайтаринский РР)	Пирротин	Co – 0,21, Ni – 0,05, Ag – 0,09
			Пентландит	Se – 0,04, Co – 0,58, Cu – 0,11
			Халькопирит	Se – 0,15 – 0,20, Mn – 0,08, Zn – 0,06 – 0,20, Sn – 0,07, Co – 0,10
			Спериллит	Se – 0,55, Rh – 0,49, Sn – 0,28, Sb – 1,51, Ni – 0,15, Cu – 2,33, Fe – 3,62

фидных проявлений в карбонатных породах является рудный район Палабора (ЮАР), с рудным узлом Люлекоп и массивы карбонатитов Восточного Саяна. Для рассматриваемых карбонатитов главными полезными ископаемыми являются цинк, золото, свинец, второстепенными – барит, серебро, медь. Руды равномерно вкрапленные и жильные, для барита – только жильные. Среднее содержание полезных ископаемых принимается по данным опробования: Zn – 1 %, Au – 0,30 г/т, барит – 10 %, Pb – 0,4 %, Ag – 10 г/т, Cu – 0,3 %. Глубина отработки – 200 м для открытой разработки, рудные тела – линейные штоковрки мощностью до 200 м, объемный вес руды – 2,8 т/м³, объем руды 500 млн т при суммарной протяженности 35–45 км, ширине – первые десятки, до сотни метров. Соответственно, вычисляются прямым расчетом прогнозные ресурсы металлов с применением понижающего коэффициента на подобие карбонатитов Таймыра и карбонатитов медных золотосодержащих руд Палабора – 0,6, для барита применяется дополнительно коэффициент рудоносности – 0,05. Соответственно, продуктивности составят (т/км²): Zn – 1042, Au – 0,031, Pb – 417, Ba – 10 417, Ag – 1,04, Cu – 312 при площади рудного района 4800 км², коэффициенте подобия – 0,6 и коэффициенте рудоносности для барита – 0,05. Прогнозные ресурсы категории P₃ при наличии в рудном районе одного крупного месторождения ранга Палабора (объем руды 315 млн т) и одного среднего месторождения с суммарным объемом руды 500 млн т составят: Zn – 3 млн т (крупное месторождение), Au – 90 т (крупное месторождение), Pb – 1,2 млн т (крупное месторождение), барит – 1,5 млн т (среднее месторождение), Ag – 3000 т (среднее месторождение), Cu – 0,9 млн т (среднее месторождение).

Каменисто-Малахайтаринский медно-никелево-платинорудный потенциальный район

К северо-западу от Чернохребетнинского района выделен тектонический блок – Каменисто-Малахайтаринская зона пологих дислокаций, в пределах которой пермские терригенные отложения с раннетриасовыми силлами долеритов залегают субгоризонтально.

В пределах Каменисто-Малахайтаринского потенциального рудного района с площадью в пределах листа 3200 км² выявлены проявления медно-никелевой с платиноидами формации, локализующиеся в дайках пикрит-габбродолеритового левлинского комплекса. Предполагается, что этот дайковый комплекс является сигнальным, располагающимся в верхней части разреза терригенных отложений перми над нескрытыми материнскими пластовыми интрузиями основного–ультраосновного состава (предположительно, боотонкагского комплекса), перспективными на Cu-Ni-МПГ оруденение. По данным космодешифрирования выделяется рудоконтролирующий разлом с оперяющимися кольцевыми разрывами и предполагаемая площадь развития пластовых интрузий основного–ультраосновного состава в породах перми, сопровождаемых ореолом даек на площади 2000 км².

Эталоном-аналогом потенциального рудного района являются мало-сульфидные вкрапленные руды норильского типа. Предполагается, что в пределах прогнозируемой площади будет выявлено как минимум одно

месторождение, приуроченное к пластовой интрузии протяженностью 10 км × 100 м, мощностью 8 м. При подсчете МП и ресурсов категории Р₃ применялась удельная продуктивность (содержание): МПГ – 0,0625 т/км² (2 г/т), Au – 0,0125 т/км² (0,25 г/т), Ni – 37,5 т/км² (0,42%), Cu – 31,25 т/км² (0,39%). При расчете ресурсов категории Р₃ применялись понижающие коэффициенты: подобия – 0,5 и достоверности – 0,5, суммарный коэффициент – 0,25. Ресурсы рассматриваемой площади (3200 км²) по категории Р₃ оцениваются: МПГ – 50 т металла (суммарно платины и палладия), Au – 10 т, Cu – 25 тыс. т, Ni – 30 тыс. т; минерагенический потенциал составляет: МПГ – 200 т, Au – 40 т, Cu – 100 тыс. т, Ni – 120 тыс. т.

НОРДВИКСКО-ЦВЕТКОВСКАЯ МО

Нордвикско-Цветковская полиметаллическо-флюоритовая и алмазоносная минерагеническая область представлена выходами Чернохребетнинской и Нордвикско-Тигянской полого-складчатых зон в валообразных поднятиях хр. Тулай-Кирыка, возвышенности Чернохребетная, мыса Цветкова, п-ова Юрюнг-Тумус, горы Белая, бух. Кожевникова, междуречья Тикян-Юрх-Гуримиской, сложенных средендевонско-ранне-каменноугольными, среднекаменноугольно-пермско-триасовыми и юрско-раннемеловыми образованиями. По размерам выходов частей области среди отложений плитного мел-кайнозойского комплекса выделяются: Тулай-Кирыкский серебро-полиметаллический потенциальный рудный район, Белогорский соле-гипсо-флюоритовый рудный район, Юрюнг-Тумусский и Кожевниковский соле-гипсо-флюоритовые рудные узлы.

Тулай-Кирыкский серебро-полиметаллический потенциальный рудный район

В пределах Тулай-Кирыкского потенциального рудного района известна одна дифференцированная интрузия и малая интрузия (силл), содержащие медно-никелево-кобальтовую минерализацию. Повышенная сульфидная минерализация связана с горизонтами оливиновых и оливинсодержащих габбродолеритов. Наиболее высокие концентрации сульфидов отмечаются в пикритовых разностях в подошве западного фланга интрузии (10–15%). Средние содержания полезных компонентов в различных дифференциатах невелики. В Тулай-Кирыкской интрузии в такситовых габбродолеритах в прослое сплошных сульфидных руд нижней части интрузии отмечается повышенное содержание платиноидов, среди которых выявлен сперрилит. Интрузия перспективна на платиноиды медно-никелевой формации. Минерагенический потенциал района относится к площади листа S-48, т. к. на листе S-49 находится только его крайняя восточная часть.

Белогорский соле-гипсо-флюоритовый рудный район

Крупное месторождение оптического флюорита, малое месторождение гипса, проявление каменной соли и боросиликатов горы Белая (Белогорское)

приурочены к соляной структуре, возвышающейся на 90 м над равниной, сложенной меловыми отложениями. Породы кепрока представлены девонской толщей сильно дислоцированных гипсов, включающих блоки будинированных карбонатных пород и метадолеритов. Все породы претерпели сильные гидротермальные преобразования с образованием многочисленных жил гипса, флюоритсодержащих гипсов и кальцита. Наличие гидрoхимических осадков девона можно рассматривать как благоприятную геологическую предпосылку для поисков оптического флюорита. По месторождению, в результате поисково-оценочных работ, выявлены запасы и ресурсы сырья в недрах 22 308 кг, из них: C_1 – 540 кг, C_2 – 16 424 кг, P_1 – 8674 кг. Среднее содержание флюорита составляло 1,54 кг/м³, средний выход сортового флюорита – 83,45%, извлекаемые запасы – 21 862 кг [63]. Борная минерализация (данбурит и датолит) выявлена в кепроках соляных структур горы Белая среди гипсов, ангидритов и по трещинам в долеритах. Площадь выхода кепрока составляет 3 км², из них обнажено 0,6 км². Закрытая часть площади кепрока Белогорского месторождения (2,4 км²) является перспективной на оптический флюорит и борную минерализацию, вся площадь купола является перспективной на гипсы, ангидриты, каменную соль.

Юрюнг-Тумусский соле-гипсо-флюоритовый рудный узел

Юрюнг-Тумусский рудный узел площадью 180 км² охватывает п-ов Юрюнг-Тумус и прилегающую часть акватории. На площади рудного узла выявлены крупные месторождения натриевых пищевых солей и оптического флюорита Нордвикское, крупное месторождение гипса Тус-Тахское, приуроченные к соляному куполу. На площади рудного узла располагается малое месторождение кирпичных глин. Нордвикское месторождение соли слагает шток, выступающий в рельефе на 125 м (Соляная Сопка). В плане шток вытянут в широтном направлении на 3,4 км при ширине 0,80 км. На глубину прослеживается не менее чем на 2 км. В западной его части соль выходит на поверхность до абс. отм. 24 м. На остальной площади она перекрыта кепроком мощностью до 140 м. Два пласта качественной пищевой соли суммарной мощностью 22 м прослежены на глубину свыше 300 м. По полю шахты № 2 подсчитаны запасы пищевой соли (млн т) по категориям: В – 228,2, C_1 – 272,3, C_2 – 449,2 с суммарными запасами 949,7 млн т до отметки 300 м ниже уровня моря [124]. По запасам каменной соли месторождение относится к крупным (более 300 млн т).

Крупное по запасам Тус-Тахское месторождение гипса связано с кепроком соляного штока Нордвикского месторождения мощностью до 140 м и площадью 3,4×0,8 км. Ресурсы гипса на Тус-Тахском месторождении по категории P_3 составляют 200 млн т.

На площади кепрока установлена 21 элювиально-делювиальная россыпь флюорита. Содержание флюорита в россыпях составляет от 25 до 500–600 г/м³. Ресурсы флюорита по категории P_3 составляют 12,6 т [63].

В южной части п-ова Юрюнг-Тумус, в 0,8 км юго-восточнее солерудника, разведаны глины, залегающие под торфяно-суглинистым слоем

мощностью от 2,2 до 4,3 м. Мощность глин колеблется от 4 до 25 м. По ресурсам глин категории P_3 (5302 тыс. т) месторождение относится к малым. Старонордвикское проявление песка и гравия расположено на северо-восточном берегу п-ова Юрюнг-Тумус. Ресурсы категории P_3 песчано-гравийного материала составляют 230 тыс. т [123].

В пределах площади Юрюнг-Тумусского рудного узла ожидается нахождение еще одного крупного месторождения каменной натриевой соли с ресурсом категории P_3 – 300 млн т. Площадь является перспективной для проведения поисково-разведочных работ на оптический флюорит и гипс.

Кожевниковский соле-гипсо-флюоритовый рудный узел

В Кожевниковском рудном узле располагается малое месторождение каменной соли Кожевниково, малое месторождение гипса, которые слагают сопку с абс. отм. 42,2 м, и проявление оптического флюорита. Соляной шток прорывает породы триаса, юры и нижнего мела. Породы кепрока мощностью 300 м на поверхности имеют форму эллипса (3×2 км). По геофизическим данным и скважинам шток каменной соли прослежен на глубину более 3 км. О качестве соли в ее запасах нет сведений. В Кожевниковском рудном узле площадью 500 км², кроме Кожевниково, выявлены еще два соляных купола. В пределах рудного узла ожидается нахождение еще одного малого месторождения каменной натриевой пищевой соли под породами кепрока на глубине более 300 м с минерагеническим потенциалом – 100 млн т.

АНАБАРСКАЯ МО

В Анабарской МО Восточно-Сибирской МП установлены проявления медно-никелевой сульфидной рудной формации, связанные с трапповым магматизмом. Отмечается пространственная связь оруденения с маломощными недифференцированными телами основного состава. Рудоконтролирующая роль принадлежит тектоническим нарушениям трещинного типа, которые являются подводящими каналами для гидротермальных растворов. Благоприятными для локализации оруденения являются как сами трапповые интрузии, так и вмещающие их терригенные образования перми. Медно-никелевая сульфидная формация на площади представлена скоплениями маломощных сульфидных прожилков на контакте интрузивных тел с вмещающими породами в зоне тектонического нарушения. Размеры таких жильно-штокверковых зон незначительны, содержания полезных компонентов невысоки. Все это снижает перспективы южной части площади в отношении выявления месторождений медных и медно-никелевых руд.

Терригенные пермские образования северного обрамления Анабарской антеклизы объединены в буроугольный Анабаро-Попигайский район Тунгусского угленосного бассейна.

Анабаро-Попигайский буроугольный район

В пределах южной части территории листа S-49 располагается северная часть Анабаро-Попигайского угленосного района с площадью 6,9 тыс. км². Промышленная угленосность связана с верхнепермскими отложениями потокойской свиты. В пределах угленосного района, который ранее считался каменноугольным, как показали результаты аналитических испытаний, преобладают бурые угли, с незначительным количеством каменных углей предположительно марок Д, Г. На большей части площади района распространены бурые угли технологических групп 2Б и 3Б, подгрупп 2БВ и 3БВ (второй и третий бурый витринитовый).

В целом вся территория распространения пермских отложений между реками Анабар и Блудная перспективна в отношении угленосности. На этой площади можно рассчитывать на присутствие одного-двух пластов угля кондиционной мощностью и удовлетворительного качества. Предполагается широкое распространение углей по падению пород в северном направлении, под покровом мезозойских отложений.

Прогнозные угольные ресурсы территории от р. Попигай до бассейна р. Харабыла (реки Маян, Селилях), где имеются пласты рабочей мощностью (0,9 м и более), рассчитаны при следующих граничных условиях: $\Sigma m = 0,6$ м; $d = 1,1$ т/м³, при глубине подсчета – 300 м. Ресурсы категории P₃ бурых углей составляют 1,16 млрд т.

Попигайский алмазонасный район с импактными алмазами

На юге площади территории листа S-49 известно одно месторождение и два коренных проявления импактных алмазов. Коренными источниками этих алмазов являются породы коптогенного комплекса (тагамиты и зювиты, в меньшей степени коптокластиты) Попигайского метеоритного кратера. На площади листа находятся самые северные, краевые образования кратера.

Крупное по запасам импактных алмазов месторождение Встречное находится на левобережье р. Анабарка на южной границе листа. Месторождение входит в площадь листа S-49 частично, основная его часть расположена южнее. Алмазонасная толща представлена пластообразной залежью тагамитов, к которой с севера примыкает линза зювитов, залегающая на сильно раздробленных доломитах среднего кембрия. Площадь тагамитового тела составляет 11,01 км², среднее содержание алмазов – 8,1 кар/т, мощность рудного тела – 52,9 м. Площадь зювитов в плане составляет 1,5 км², среднее содержание алмазов – 8,3 кар/т, средняя мощность – 66,5 м. Запасы алмазов в тагамитовом и зювитовом горизонтах по категории C₂ соответствуют крупному месторождению импактных алмазов (МК).

При среднем содержании 8 кар/т в тагамитах и зювитах на флангах месторождения Встречное при мощности рудного тела 25–30 м можно ожидать 500 млн кар импактных алмазов в виде минерагенического потенциала.

Сводный перечень запасов, прогнозных ресурсов и минерагенического потенциала полезных ископаемых листа S-49

Полезные ископаемые			Прогнозируемые объекты	Единицы измерения	Запасы по категориям					Прогнозные ресурсы по категориям				Минерагенический потенциал	Источник			
Группа	Подгруппа	Вид			A	B	C ₁	C ₂	Всего	P ₁	P ₂	P ₃	Всего					
Горючие	Твердые горючие	Уголь каменный	Нордвикско-Цветковская минерагеническая область	млн т														
			Хатангский каменноугольный район															
			Месторождение Юрюнг-Тумус (IV-2-2)		0,329	0,371	1,136	7,800	9,636	9,5			9,5			[41]		
			Месторождение Мыс Портовый (IV-2-8)								21,2			21,2			[122]	
			Месторождение о-в Большой Бегичев (III-3-3, 4)										2600	2600			[37]	
			Хатангско-Анабарская минерагеническая область															
			Анабаро-Хатангский каменноугольный район															
			Месторождение Южный Тигян (IV-2-30)		0,276	0,340	0,972		1,588								[41]	
			Месторождение Мыс Илья (IV-2-21)									1,0			1,0			[122]
			Месторождение р. Сопочная (IV-2-22)									1,2			1,2			[122]
Месторождение Сындаско (V-1-6)								13,0	119,2		132,2			[122]				
Остальная площадь района									742,1		742,1			[122]				
	Уголь бурый	Анабарская минерагеническая область	млн т															
		Анабаро-Попигайский бурогольный район									1160	1160			[121]			
Металлические	Цветные металлы		Южно-Бырангская минерагеническая область потенциальная	тыс. т														
			Медь									25	25	100		Авторы		
			Никель										30	30	120		Авторы	
			Медь												900		Авторы	
			Цинк												3000		Авторы	
	Свинец											1200		Авторы				
	Благородные металлы	Золото коренное	Подкаменно-Кульдимский золото-полиметаллический рудный район потенциальный	т											90	Авторы		
			Каменисто-Малахайтаринский медно-никелево-платинорудный район потенциальный										10	10	40		Авторы	
		Золото россыпное	Хатангско-Анабарская минерагеническая область	т														
			Южно-Тигянский золотороссыпной узел потенциальный										3,2	3,2			Авторы	
Анабарский золото-алмазоносный россыпной район																		
Нижнеанабарский алмазо-золотороссыпной узел потенциальный										6,8	6,8			Авторы				
МПГ	Южно-Бырангская минерагеническая область потенциальная	т																
Серебро	Каменисто-Малахайтаринский медно-никелево-платиново-рудный район потенциальный	т								50	50	200		Авторы				
Подкаменно-Кульдимский золото-полиметаллический рудный район потенциальный	т											3000		Авторы				
Неметаллические	Оптические материалы	Флюорит оптический	Нордвикско-Цветковская минерагеническая область	т														
			Юрюнг-Тумусский соле-гипсо-флюоритовый рудный узел									12,6	12,6			[193]		
			Белогорский соле-гипсо-флюоритовый рудный район				0,54*	16,424*	16,964*	8,674				8,674			[92, 194]	
	Химическое сырье	Барит	Южно-Бырангская минерагеническая область потенциальная	млн т														
			Подкаменно-Кульдимский золото-полиметаллический рудный район потенциальный												1,5		Авторы	
	Драгоценные камни	Алмазы кимберлитовые	Нордвикско-Цветковская минерагеническая область	млн кар														
			Гуримисско-Прончищевский алмазоносный россыпной район															
			Гуримисский алмазоносный россыпной узел потенциальный										0,5	0,5			Авторы	
			Хатангско-Анабарская минерагеническая область		млн кар													
			Анабарский золото-алмазоносный россыпной район															
Харабыльское алмазоносное россыпное поле потенциальное										0,5	0,5			Авторы				
Технические алмазы	Алмазы импактные	Анабарская алмазо-буроугольная минерагеническая область	млн кар															
		Попигайский алмазоносный рудороссыпной район																
		Месторождение Встречное (VI-2-27)															[159]	
Фланги месторождения Встречное												500		Авторы				
Строительные материалы	Глины кирпичные	Нордвикско-Цветковская минерагеническая область	млн т															
		Хатангский каменноугольный район																
		Бегичевская зона угленакопления																
		Месторождение О-в Большой Бегичев (III-3-1)											6000	6000			[38]	
		Юрюнг-Тумусский соле-гипсо-флюоритовый рудный узел																
Месторождение Урюнг-Тумус (III-2-13)										5,302	5,302			[169, 175]				
Песок и гравий	Старонордвикское проявление (III-2-8)	Старонордвикское проявление (III-2-8)	тыс. т									230	230		[169, 175]			
		Гипс	млн т									200	200			[203]		
Соли	Месторождения ископаемых солей	Соли натриевые (галит)	Юрюнг-Тумусский соле-гипсо-флюоритовый рудный узел	млн т								300	300			Авторы		
			Месторождение Нордвик, Соляная Сопка				228,2*	272,3*	449,2*	949,7*							[36]	
		Кожевниковский соле-гипсо-флюоритовый рудный узел												100		Авторы		
		Сульфат натрия	Юрюнг-Тумусский соле-гипсо-флюоритовый рудный узел	млн т									2	2			[170]	

* запасы месторождений сняты с учета балансов.

Сводный перечень запасов, прогнозных ресурсов и минерагенического потенциала полезных ископаемых рассматриваемой площади приведен в табл. 35.

НОРДВИКСКО-ЦВЕТКОВСКАЯ ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ МО

Хатангский каменноугольный район

Ранее выделялся только Анабаро-Хатангский угленосный район, сейчас он разделен на два района, соответствующих двум малым угольным бассейнам, разобщенным валобразным триасово-юрским поднятием, являющимся западным окончанием Верхояно-Колымской складчатой системы. Северный – Хатангский каменноугольный район относится к Нордвикско-Цветковской минерагенической области, южный – Анабаро-Хатангский каменноугольный район входит в Хатангско-Анабарскую минерагеническую область.

Площадь Хатангского каменноугольного района составляет в пределах листа 16,1 тыс. км², из них 1200 км² приходится на Харатумусскую, 1330 км² на Бегичевскую, 1150 км² на Подкаменную зоны угленакопления. В районе установлено два малых – Юрюнг-Тумус, мыс Портовый и одно крупное – О-в Большой Бегичев месторождения каменных углей. Более угленасыщенными являются сангасалинская и огневская свиты нижнего мела. Раньше угли района относились к бурым. По данным, полученным по месторождениям мыса Портовый и Юрюнг-Тумус, можно предположить, что неокисленные угли в районе длиннопламенные.

Запасы и ресурсы углей Хатангского района приведены в табл. 36

В пределах Хатангского каменноугольного района площади распространения сангасалинской и огневской свит, в том числе и на акватории, являются перспективными на нахождение месторождений каменных углей. Особенно перспективна площадь о-ва Большой Бегичев, где при проведении поисково-разведочных работ можно перевести ресурсы категории Р₃ в запасы.

Таблица 36

Запасы и ресурсы углей Хатангского района (млн т)

Месторождения (индекс на карте)	Запасы					Ресурсы			
	Всего	A	B	C ₁	C ₂	Всего	P ₁	P ₂	P ₃
Юрюнг-Тумус (IV-2-2)	9,636	0,329	0,371	1,136	7,800	9,5	9,5		
Мыс Портовый (IV-2-8)						21,2	21,2		
О-в Большой Бегичев (III-3-3, 4)						2600			2600
Итого	9,636	0,329	0,371	1,136	7,800	2630,7	30,7		2600

Гуримисско-Прончищевский алмазоносный россыпной район

Гуримисский потенциальный алмазоносный россыпной узел

В Хатангско-Анабарской МО располагаются аллювиальные и прибрежно-морские проявления россыпных алмазов кимберлитового генезиса, для которых предполагается местный источник – промежуточные коллекторы разного возраста – от перми, триаса и юры до кайнозоя. Особенно продуктивны промежуточные коллекторы верхнего триаса – осипайская и чайдахская свиты объединенные и осипайская, немцовская и тумулская свиты объединенные, с базальными конгломератами, в которых известны многочисленные находки алмазов и их спутников в пределах Верхоянской складчатой системы. Менее вероятно нахождение в данном районе кимберлитовых тел. Пиропы значительно потеряли в массе при перемещении от коренного источника и имеют небольшой средний размер и т. н. «обтаянную» поверхность, отполированную в прибрежно-морских условиях.

В Гуримисском потенциальном россыпном алмазоносном поле предполагается смешанный коренной и промежуточный источник питания россыпей умеренного сноса. Геолого-структурная позиция – на сочленении тектонических поднятий и впадин. Длина россыпей – несколько (до 10) км, ширина 50–100 м, с мощностью песков 2 м, невыдержанные по простиранию, ширине и мощности, средним содержанием алмазов 0,5 кар/м³, с весьма неравномерным распределением алмазов в отдельных струях, с долей ювелирных алмазов 15–30%. Ресурсы алмазов по категории Р₃ составят 0,5 млн кар.

ХАТАНГСКО-АНАБАРСКАЯ МО

Южно-Тигянский золотоносный потенциальный россыпной узел

На россыпи с мелким и тонким золотом перспективна площадь (1600 км²) развития прибрежно-морских отложений нижнего мела, протягивающаяся от верховьев р. Суолема в юго-западном направлении на 75 км, выделенная в качестве потенциального россыпного узла. Эта площадь приурочена к поперечному поднятию и трассируется многочисленными шлиховыми ореолами золота в кайнозойских и нижнемеловых отложениях. В центре площади отмечаются в эрозионных окнах выходы морских песчано-гравийных отложений рассохинской свиты нижнего мела. При мелкообъемном опробовании на алмазы на этой площади в поддоне шейкера установлены тысячи мелких знаков золота. В пределах потенциального россыпного узла прогнозируются прибрежно-морские россыпи на континенте (древних береговых зон и подводного склона) аккумулятивные и остаточные. Аккумулятивные россыпи образуются в результате поступления золотоносного материала с континента и протягиваются вдоль берега на сотни метров–километры при ширине до первых сотен метров. Остаточные россыпи образуются при выносе незолотоносного материала из аккумулятивных россыпей. При минимальной для россыпных узлов площадной продуктивности 2 кг/км² ресурс золота по категории Р₃ составит 3,2 т, что соответствует крупному россыпному месторождению.

Анабаро-Хатангский каменноугольный район

Площадь Анабаро-Хатангского каменноугольного района в рамках площади листа составляет 6,0 тыс. км², из них 900 км² приходится на Тигянскую и 1100 км² – на Сындасскую зоны угленакопления. Промышленные пласты углей, прослеженные по простираению, встречены в сангасалинской и огневской свитах нижнего мела. Угли района относятся к каменным (марки Д), энергетическим. Тигянская зона угленакопления включает малые месторождения каменного угля – мыса Илья, Южного Тигяна, р. Сопочная. Сындасская зона угленакопления представлена Сындаским средним по крупности месторождением. Запасы и ресурсы углей приведены в табл. 37.

Таблица 37

Запасы и ресурсы углей Анабаро-Хатангского района (млн т)

Месторождения (индекс на карте)	Запасы					Ресурсы		
	Всего	А	В	С ₁	С ₂	Всего	Р ₁	Р ₂
Южный Тигян (I-2-30)	1,588	0,276	0,340	0,972				
Мыс Илья (IV-2-21)						1,0	1,0	
Река Сопочная (IV-2-22)						1,2	1,2	
Сындасско (V-1-6)						132,2	13,0	119,2
Остальная площадь Анабаро-Хатангского района						742,1		742,1
Итого	1,588	0,276	0,340	0,972		876,5	15,2	861,3

В пределах Анабаро-Хатангского каменноугольного района площади распространения сангасалинской и огневской свит являются перспективными на нахождение месторождений каменных углей на всей приморской низменности, а в районе Сындасского узла угленакопления – и на акватории. Первоочередными объектами поисково-разведочных работ являются уже выявленные месторождения с ресурсами категорий Р₁ и Р₂.

Анабарский золото-алмазоносный россыпной район

Харабыльское потенциальное россыпное алмазоносное поле

В пределах Харабыльского потенциального россыпного поля располагаются пять локальных россыпных проявлений кимберлитовых алмазов. Здесь предполагается промежуточный источник алмазов в грубообломочных отложениях юры и мела. Геолого-структурная позиция – размещение россыпей на низменности, россыпи мелкие длиной 1–5 км, узкие со средней шириной менее 50 м, мощностью песков 1–2 м, весьма невыдержанные, с резкой изменчивостью, содержание алмазов 0,2 кар/м³, доля ювелирных алмазов – 10%. В пределах россыпного поля предполагается размещение не менее пяти россыпей. Ресурс алмазов по категории Р₃ составит 0,5 млн кар.

В нижнем течении р. Анабар в пределах западной части территории листа S-50 установлена золотоносность доюрской коры выветривания (2–5,4 г/т), базальных горизонтов (конгломератов) ранней юры (до 1,2 г/т), поздней юры – 0,42–0,85 г/т, раннего мела – до 0,02 г/т, плиоцен-ранне-неоплейстоценовых галечников – до 1,1 г/т. Невысокое содержание золота выявлено на всей площади, примыкающей к долине р. Анабар. В пределах площади листа S-49 максимальное содержание золота, по данным мелкообъемного опробования, составляет 0,3–0,5 г/м³. Золото мелкое: 0,1–0,2 мм – 70–90%, 0,3–0,7 мм – 10–30%, со следами длительного механического износа. На междуречье Суолемы и Харабыла в современном аллювии содержание золота выше – 0,1–0,9 г/м³. Здесь на площади 4800 км² (в рамках листа S-49) выделен Анабарский золото-алмазоносный район, который имеет продолжение на лист S-50 и Нижнеанабарский потенциальный алмазо-золотороссыпной узел с площадью 3400 км². В пределах площади залегает базальный горизонт потенциально россыпевмещающей харабыльской свиты раннего мела. Здесь же предполагаются коренные источники золота, залегающие под чехлом мезозойских отложений. В пределах площади россыпного района выделяется рудоконтролирующий разлом, с которым связываются потенциальные золоторудные источники. На площади Нижнеанабарского потенциального узла прогнозируются кайнозойские россыпи золота с площадной продуктивностью 10 кг/км² для россыпных узлов с аллювиальными россыпями, понижающий коэффициент на достоверность – 0,2, ресурс категории P₃ составит: 3400 км² × 10 кг/км² × 0,2 = 6,8 т россыпного золота. Эти ресурсы соответствуют следующим условиям: протяженности гидросети в пределах потенциального россыпного узла – 340 км, удельной продуктивности 40 кг/пог. км и коэффициенту прерывистости россыпей – 0,5.

НЕФТЕГАЗОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Основные сведения о нефтегазоносности региона получены в последние 60 лет. Несмотря на природные трудности проведения полевых работ и сложность геологических условий территории и акватории, а также многолетние перерывы в производстве геофизических и нефтепоисковых исследований, представления об особенностях строения недр и их нефтегазоносности расширяются с каждым годом. Переинтерпретация геологического материала предшественников под углом зрения вновь возникающих геодинамических и геохимических гипотез, новые данные по нефтегазоносным резервуарам, в основном для мезозойских отложений, позволяют по-новому подойти к нефтегазогеологическому районированию. Несмотря на многолетние исследования перспектив нефтегазоносности Енисей-Хатангского прогиба, район характеризуется слабой изученностью, не случайно некоторые исследователи называют его геологической загадкой [21].

По существовавшему до последнего времени районированию территория, прилегающая к Хатангскому заливу и морю Лаптевых и замыкающаяся с юга Сибирской платформой, а с севера Таймырской складчатой системой, являлась средней составной частью Хатангско-Вилуйской газонефтеносной провинции (ГНП) и называлась Хатангской или Анабаро-Хатангской газонефтеносной областью (ГНО). В пределах последней выделялись районы, объединявшие крупные структурно-тектонические подразделения (валы и впадины) с достаточно выраженными формами и границами.

При составлении комплекта карт ГГК-1000/3 листа S-48 была пересмотрена вышеотмеченная схема и в основу выделения нефтегазогеологических районов положены принципы тектонического и минерагенического районирования, отвечающие сводной легенде Таймыро-Североземельской серии листов ГГК-1000. В связи с этим на листе S-49 находят продолжение две газонефтеносные провинции (в основном по верхнепалеозойским и юрско-раннемеловым отложениям): Хатангско-Лаптевоморская на Верхояно-Колымском основании и Хатангско-Ленская, составлявшая ранее лишь широтную часть Хатангско-Вилуйской ГНП – на Восточно-Сибирском основании, а также Лено-Тунгусская НГП (рифейско-палеозойская) с Анабарской НГО.

Отмеченный вариант нефтегазогеологического районирования с изменением границ Лаптевоморской провинции известен с 1999 г., когда И. Ф. Глумовым и Я. П. Маловицким была опубликована схематическая карта нефтегазоносных провинций и бассейнов Арктического шельфа России [21], на которой значительная часть ГНО (в виде Усть-Хатангского бассейна) стала соседствовать с крупным Южно-Лаптевским бассейном, расширив таким образом площадь Лаптевоморской провинции за счет северной половины Хатангского залива и прилегающих к нему территорий.

Похожая трактовка дана и в работе К. А. Клещева, В. С. Шеина, Д. А. Астафьева (1999 г.) при построении во ВНИГНИ «Карты нефтегазогеологического районирования России и сопредельных стран» [51]. Акватория Хатангского залива и его прибрежная часть вошли в состав Лаптевоморской провинции. Обоснованием этому явились анализ геодинамической эволюции регионов и построение соответствующих моделей формирования нефтегазоносных бассейнов (НГБ).

Итак, на схеме районирования нефтегазоносных и перспективно газонефтеносных территорий и акваторий листа S-49 выделяются три провинции, последовательно сменяющие одна другую с севера на юг: Хатангско-Лаптевоморская ГНП, Хатангско-Ленская ГНП и Лено-Тунгусская НГП с соответствующими газонефтеносными областями, выделенными исходя из специфики их структурно-литологического строения, содержащихся в разрезе нефтеносных толщ и резервуаров, разломно-блоковой тектоники региона и особенностей нефтегазоносности, нефтегазопроявлений.

Четвертая провинция, Западно-Сибирская НГП представлена на листе лишь краевой восточной частью Енисей-Хатангской ГНО, геологически не охарактеризованной, за исключением удельной плотности начальных суммарных ресурсов УВ.

Хатангско-Лаптевоморская ГНП

Провинция занимает большую половину площади листа S-49 и состоит из Хатангской ГНО (III-A) и западной окраины Лаптевской ПГНО (III-B). Наиболее изучены перспективы нефтегазоносности Хатангской ГНО, в частности южная часть Белогоро-Тигянского ГНР (Ильинско-Кожевниковское поднятие) и Нордвикское куполовидное поднятие Киряко-Тасского района. Несмотря на неравномерную геолого-геофизическую изученность и небольшой объем буровых работ на этих, а также на Гуримисской и Восточной площадях, удалось установить нефтепроявления, а порой и небольшие приемы нефти и газа (соответственно до 8–12 м³/сут, и 20–120 тыс. м³/сут).

Нефтегазопроявления в ГНО связаны с юрским, триасовым и пермским (верхнепалеозойским) нефтегазоносными комплексами. Имеющиеся данные геохимии по разрезам скважин свидетельствуют, в первую очередь, о несколько повышенных концентрациях Сорг. (>0,5%), хлороформенных битумов (ХБ 0,5–3,6%), а также битумоидного коэффициента (β до 3) для гуримисского, верхне- и нижнекожевниковского нефтегазоносных резервуаров. Перечисленные выше площади, на которых они вскрыты, приурочены либо к структурам с соляно-купольной тектоникой (Юрюнг-Тумус), либо к валлообразным поднятиям (Тигяно-Анабарский мегавал). На этих же структурах палеозойский разрез Хатангской ГНО может содержать другие перспективные нефтегазоносные комплексы на глубинах более 2,8–3,5 км, в частности каменноугольно-пермский ГНК с тустахским резервуаром (Гуримисская площадь), и, возможно, кембрийский НГК. Вполне понятно, что высокопроницаемых коллекторов в этих комплексах ожидать не приходится, но тем не менее ловушки с трещиноватыми породами (например, в известняках девона или кембрия) могут быть встречены.

В восточной части Хатангской ГНО и западной «кромке» Лаптевской ПГНО на доступных для бурения глубинах могут быть вскрыты ловушки в кайнозойских отложениях [64].

Хатангско-Ленская ГНП

Большинство исследователей из ВНИГНИ, ВНИГРИ и других организаций ограничивают территорию данной провинции низовьями р. Лена, в связи с чем она именуется как Хатангско-Ленская или Енисейско-Ленская. В пределах территории листа S-49, южнее границы Хатангской ГНО находится обширная потенциально газонефтеносная Хатангско-Анабарская область, простирающаяся и на соседние площади. Материалы по Улаханской и Суолемским площадям данной ГНО показывают, что верхнепалеозойские отложения (верхне- и нижнекожевниковский резервуары) характеризуются небольшими нефтегазопроявлениями в виде частичного насыщения керна нефтью, пленок нефти в буровом растворе и растворенного в пластовых водах газа. Последнее зафиксировано на Северо-Суолемской площади в нижнекембрийских отложениях, что представляет определенный интерес. Определения Сорг. показывают, что значения их высокие: до 6–6,5%; ХБ в нижнекожевниковских отложениях всего 0,011% (Улаханская площадь), в

тустахском резервуаре – 1,27% (Северо-Суолемская площадь). Особенное внимание привлекает здесь и высокое значение битуминоидного коэффициента (до 19,5).

Однако отложения пермского нефтегазоносного комплекса характеризуются отсутствием выдержанных по простираению и толщине хорошо проницаемых горизонтов, а встречающиеся в разрезе тустахской и кожевниковской свит песчаники являются глинистыми и потому обладают низкими коллекторскими свойствами. Поэтому главной проблемой в исследуемой ГНО является поиск ловушек с высокими коллекторскими свойствами.

Лено-Тунгусская НГП

Юг территории листа S-49 занимает северная часть Анабарской НГО, представляющая собой огромную область развития рифей-верхнепалеозойского осадочного чехла Сибирской платформы мощностью до 3–5 км. Геолого-геофизическая изученность НГО значительно хуже выше охарактеризованных областей. На рассматриваемой площади имеются данные лишь по одной Костраминской параметрической скважине. Впервые геохимическими и химико-битуминологическими методами проанализированы образцы из нижнекембрийской толщи. По аналогии с соседними площадями в разрезе Анабарской НГО выделяются пять перспективных на УВ комплексов: рифейский и вендский терригенно-карбонатные, верхневендско-среднекембрийский и др. (см. сводный разрез). Следует отметить возможность нахождения горизонта-коллектора в породах мукунской серии рифея. Зональными или даже региональными покрывками могут быть, очевидно, породы билляхской серии рифея, куранахского горизонта кембрия и др. Кроме того, к рифейскому НГК приурочены крупные скопления нафтидов в чабурском горизонте с толщиной 15–20 м. Черные битумы содержатся в пачке базальных песчаников и концентрируются в количестве 0,67–1,54%.

Анализ керна из нижнекембрийских пород показал содержание Сорг. 3,1%, концентрацию ХВ – 0,05% (на породу) и $\beta = 1,6$. К сожалению, неизвестна стадия катагенеза органического вещества для выводов о потенциальных возможностях появления углеводородов или отрицания их образования таким путем.

ПРОГНОЗ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ РЕГИОНА

При прогнозировании нефтегазоносности выделенных элементов нефтегазогеологического районирования учитываются, в первую очередь, наиболее важные факторы и критерии нефтеносности: удельная плотность ресурсов углеводородов по НГО и ПГНО; выделенные площадными сейсмическими работами перспективные для опискования зоны; геохимические критерии нефтегазоносности и т. д.

Для северных районов Восточной Сибири оценка начальных суммарных ресурсов углеводородов производилась в 2002 г. в СНИИГТиМС под руководством В. С. Старосельцева [48]. Помимо официальных данных,

которые требуются по методическим положениям создания карт масштаба 1 : 1 000 000, авторами использовались материалы ВНИГРИ (1995–2003 гг.), иллюстрирующие дифференцированные перспективные и прогнозные ресурсы углеводородов с целью определения вероятного количественного содержания нефти и газа.

На потроенной карте прогноза на нефть и газ выделены в границах НГО и ГНО территории и акватории с различной удельной плотностью суммарных начальных геологических ресурсов углеводородов от менее 5 тыс. т/км² (малоперспективные земли) до 20–30 тыс. т/км². Показана также и бесперспективная территория (с нулевой плотностью ресурсов), связанная с восточной частью Таймырской складчатой системы.

Наиболее перспективной по начальным геологическим ресурсам УВ (до 30 тыс. т/км²) является Хатангская ГНО, в пределах которой имеются крупные по площади и амплитуде линейно-вытянутые в субширотном направлении валы и мезовалы, например, Тигяно-Анабарский, Западно-Нордвикско-Лабазный, Журавлиный, сопровождаемые серией структуроформирующих разломов. Перспективными на нефть и газ следует считать прежде всего верхнепалеозойский (пермский) НГК с верхне- и нижнекожевниковским резервуарами и каменноугольно-пермский комплекс с тустахским резервуаром. Напомним, что нефтепроявления из отложений резервуаров давно подтверждены, а Южно-Тигянское малодобитное месторождение даже попало в справочник нефтяных и газовых месторождений СССР 1987 г., как и Нордвикское месторождение (с продуктивным средним триасом).

Потенциально перспективные зоны для обнаружения скоплений углеводородов в Хатангской ГНО в большинстве случаев подтверждались сейсмопоисковыми работами МОВ и МОГТ с сетью профилей не менее 0,5–2 км/км². По совокупности геолого-геофизических материалов можно прогнозировать в данной ГНО пять перспективных зон: Осиповскую, Журавлиную, Нордвикскую, Белогорско-Косистую и в качестве первоочередной Гуримисско-Тигянскую.

Удельная плотность суммарных геологических ресурсов УВ краевой части Латпевской ПГНО попадает пока в диапазон значений 10–20 тыс. т/км². Это связано в основном со сложностью подсчета ресурсов УВ в рифтогенной зоне, когда потенциально нефтегазоносными рассматриваются лишь кайнозойские отложения.

Для Хатангско-Анабарской ПГНО удельная плотность перспективных и прогнозных геологических ресурсов УВ получилась в интервале 5–10 тыс. т/км², т. е. значительно меньше, чем в Хатангской ГНО. Потенциально продуктивными здесь могут быть нижне- и верхнекожевниковский резервуары верхнепалеозойского НГК с фиксированными нефтепроявлениями (Северо-Суолемская площадь) и, что еще раз следует подчеркнуть, с газопроявлением из нижнекембрийского резервуара. В этой области необходимо прежде всего проведение сейсморазведочных работ МОГТ-2Д с целью подготовки локального объекта под бурение в Суолемской потенциально перспективной зоне.

Наконец, для части Анабарской НГО, находящейся на листе S-49, характерна весьма низкая удельная плотность начальных суммарных геологических ресурсов – всего 3–5 тыс. т/км². Территория области нуждается прежде всего в сейсморазведочных работах для выявления участков под параметрическое бурение 2–3 скважин, чтобы однозначно прояснить дальнейшие перспективы нефтегазоносности области.

Следует также привести некоторые сведения по строению и типам ловушек УВ в регионе. Практически все мелкие скопления УВ связаны с литологическими и тектонически экранированными ловушками, которые приурочены к небольшим сводовым или склоновым участкам локальных поднятий. Все коллекторские пласты и перекрывающие их флюидоупоры затронуты, а порой и разрушены дизъюнктивными нарушениями. Большая часть региона (кроме юга) отличается повышенной тектонической активностью; современные землетрясения достигают в северных его регионах 6–7 баллов, а в море Лаптевых до 8 баллов. Поэтому большинство ловушек претерпели достаточно интенсивные перестройки, а углеводороды в них нередко являются «смешанными миграционными». Это подтверждают и выполненные геохимические анализы углеводородной составляющей из битумоидов разных скважин.

Так, по Южно-Тигянской площади нефтенасыщенные песчаники и битуминозные аргиллиты нижнепермского возраста содержат Сорг. соответственно 2,69 и 2,88%, отношение н-алканов к изоалканам в низкокипящих фракциях УВ равно 1,03; степень битуминозности свидетельствует о смещении исследованных образцов битумоидов в ходе вертикальной миграции УВ. В групповом составе доминируют асфальтово-смолистые компоненты (64–67%), весьма велико содержание смол и асфальтенов. Отношение насыщенных УВ к ароматическим 1,16–1,70; по остальным параметрам индивидуального УВ состава они биodeградированы.

По битуминозным аргиллитам Гуримисской площади (тустахская свита) концентрация Сорг. высокая: 5,44%, коэффициент метаморфизма $K_M C_6 = 0,86$, а элементный состав свидетельствует о нейтральном характере ХБ. В групповом составе битумоида основная доля принадлежит УВ (71,43%), смол – 26,58% и асфальтенов всего 1,99%. УВ в основном представлены насыщенными структурами (74,9%). Отношение пристан/фитан – 0,83. В целом выход битумоида, его состав, а также распределение индивидуальных УВ как низкокипящих, так и средне- и высокомолекулярных типично для РОВ, находящихся на градации катагенетического преобразования МК₁–МК₂. Однако не исключено влияние интенсивных миграционных процессов на состав битумоида.

Образец из скв. 2 Улаханской площади относится к нижнекожевниковской свите и содержит Сорг. 6,02%. Концентрация нефтяных УВ – 45,37%, отношение алканов к цикланам – 1,17; коэффициенты метаморфизма $K_M C_6 = 0,36$, $K_M C_7 = 0,20$. Для ХБ характерна низкая доля УВ (25,9%) и высокое содержание асфальтено-смолистых компонентов (74,1%), отношение пристан/фитан равно 1,61. Относительно высокое количество Сорг. и низкое содержание битумоида, а также его элементный, групповой, углеводородный и индивидуальный составы могут свидетельствовать о наличии

в составе исходного ОВ гумусовой составляющей. В то же время состав и распределение низкокипящих УВ является следствием дифференциации УВ при процессах их вторичной миграции в газовой фазе.

Отложения тустахской свиты представляет образец из Северо-Суолемской скв. 4 (гл. 1477–1483 м), в котором Сорг. – 6,5%. В групповом составе низкокипящих соединений преобладают УВ, смолы составляют 29,9%, асфальтены – 3,56%. УВ представлены в основном насыщенными соединениями (66,98%), отношение пристан/фитан – 0,56. Особенности состава битумоида являются результатом катагенетического преобразования исходного РОВ и влияния вторичных процессов на путях миграции.

Образцы пород Костраминской параметрической скважины представлены нижнекембрийскими сланцево-битуминозными песчаниками, которые содержат Сорг. 3,13% и, по результатам химико-битуминологического исследования, их битумоид имеет остаточно-миграционный характер. Индивидуальный УВ состав легкой и более тяжелой частей битумоида свидетельствует о проявлении интенсивных миграционных процессов, сопровождающихся селективным растворением в газовой фазе УВ, обладающих наибольшей упругостью пара. Однако наличие большого количества среднемолекулярных УВ с числом углеродных атомов до C_{20} , возможно, связано и с проявлениями сорбционных процессов непосредственно в коллекторе.

Таким образом, анализ ХБ выбранных образцов пород по Хатангской, Хатангско-Анабарской и Анабарской областям, несмотря на их разный возраст, особенности литологического состава и т. д., показал, что состав битумоидов РОВ пород меняется весьма заметно, но для всех, как правило, характерна гипергенная измененность состава, связанная скорее всего с миграционными процессами. В целом состав битумоидов, охарактеризованный выше по геохимическим параметрам и показателям нефтегазоносности (табл. 38), аналогичен составу нефтей проанализированных ранее проб, т. е. является метаново-нафтеновым, различной плотностью, повышенной сернистостью и гипергенно измененным [65, 70 и др.]. Диапазон изменения плотности, например, пермских нефтей – от легких: $\rho = 0,760 \text{ г/см}^3$ до очень тяжелых – $\rho = 0,985 \text{ г/см}^3$; сопровождается различной сернистостью, достигающей до 4,5%, и высокой смолистостью – до 25%. Нефти триасовых и юрских коллекторов могут достигать плотности малых, а серы содержат не меньше 2–4%. Свободные газы пермских отложений также отличаются изменчивостью своего состава: метана в них содержится до 65–70%, его гомологов – до 12–14%, азота – до 5%. В мезозойских отложениях содержание этана и высших углеводородов снижается до 8% и меньше (при отсутствии скоплений нефти).

Для дополнительной оценки перспективных зон исследован микроэлементный состав потенциально продуктивных толщ. В образцах керн таких отложений с различным содержанием битумоидов анализировались тяжелые металлы, редкие и рассеянные элементы методами ISP MS и ISP AES соответственно на установках ELAN-6100-DRS и Optima-4300 DV. Всего определялось 54 элемента с чувствительностью до $n \cdot 10^{-8}$.

Наиболее значимыми из металлогенических показателей явились те, которые изначально входили в состав металлоорганических соединений, а также находились в солях и коллоидных растворах неорганического происхождения, сорбированных впоследствии высокомолекулярными гетероатомными компонентами и поэтому содержащимися в проанализированных образцах в повышенных, а порой и надкларковых концентрациях. В ряду таких элементов присутствуют: V, Ni, Zn, Cu, Co, Al, Cr, Mo, Fe, La, Ce, Eu, Sm, Pb, As, B, Li, Sr, Ag, Be, Cd, Ga, Ge, Se, Th, U и др. Особенно показательны те элементы, концентрация которых выше, чем в «усредненном» составе нефтей (Петренко и др., 1999 г.). Соотношения между такими элементами использованы для оценки перспективных зон (табл. 38).

Большинство из поименованных в таблице площадей, несмотря на значительный возрастной диапазон, отличаются повышенными значениями коэффициентов V/Ni, Zn/Cu, Cr/Co, Rb/Sr, As/Se и др. по сравнению с аналогичными соотношениями «усредненного» состава нефтей. Показатели микроэлементного состава подтверждают перспективность зон – Гуримиской, Южно-Тигянской и, возможно, Северно-Суолемской площадей – для постановки первоочередных поисковых работ, выделенных ранее по органическому и углеводородным показателям.

Таким образом, наиболее перспективными по ресурсам УВ газонефтеносными областями являются Хатангская и Лаптевская, в пределах которых выделяются следующие перспективные зоны, рекомендуемые для дальнейших поисков неразрушенных ловушек и соответствующих скоплений углеводородов: Осиповская, Журавлиная, Нордвикская, Гуримиско-Тигянская, Белогорско-Косистая, Суолемская. В связи с высокой плотностью дизъюнктивных наруше-

Таблица 38

Значения геохимических показателей микроэлементного состава потенциально нефтеносных пород

Площадь, скв.	Интервал опробования, м	Возраст	Геохимические коэффициенты						
			V/Ni	Zn/Cu	Mo/W	Cr/Co	Rb/Sr	As/Se	Th/U
Костраминская, 1-П	1491–1596	Є	3,26	1,16	1,25	2,58	2,35	1,27	5,70
Гуримиская, 1	2542–2548	C ₂ -P ₁	2,67	2,09	1,37	3,70	1,37	6,54	3,46
Южно-Тигянская, 1	1558,8–1571,8	P ₁	2,45	10,39	1,54	1,56	0,45	5,07	2,98
Северно-Суолемская, 4	1477–1483	C ₂ -P ₁	2,82	7,57	1,06	5,19	0,27	3,82	2,81
Хорудалахская, 1	2694–2762	R	6,39	2,28	6,56	33,33	2,01	2,57	1,42

Суммарные прогнозные ресурсы углеводородов для областей и районов

Название нефтегазоносных провинций	Название нефтегазоносных областей	Название нефтегазоносных районов	Площадь, км ²	Плотность, тыс. т/км ²	Плотность, принятая в расчетах, тыс. т/км ²	Суммарные прогнозные ресурсы углеводородов, млн т	Суммарные прогнозные ресурсы углеводородов, млн т (по НГО)	Всего, млн т
Хатангско-Лаптевоморская ГНП	Хатангская НГО	Белогоро-Тигянский ГНР	10 625	от 20 до 30	25	265,6	822,1	1050
		Кирыка-Тасский ГНР	21 535	от 20 до 30	25	538,4		
		Анабарско-Оленекский ПГНР	722	от 20 до 30	25	18,1		
	Южно-Лаптевская НГО		2412	от 10 до 20	15	36,2	36,2	
Хатангско-Ленская ГНП	Хатангско-Анабарская ПГНО		21 238	от 5 до 10	7	148,7	148,7	
Лено-Тунгусская НГП	Анабарская НГО		10 705	от 3 до 5	4	42,8	42,8	

ний, выявленных по геофизическим материалам, особенно в Хатангско-Лаптевоморской ГМП, возникает необходимость подтверждения их геологическими данными, в частности на локальных структурах, в т. ч. солянокупольных проявлениях. Ряд из отмеченных геохимических особенностей НГО и ГНО подтверждают обоснованность проведенного районирования. Учитывая газовый фактор, соотношения $C_2 + C_{\text{высш.}}$ и C_2/C_3 , плотности жидкой фазы, наличие в последней асфальтенов, небольшие концентрации легких аренов, некоторых цикланов и монометилзамещенных алканов, ряд других показателей по керогену и т. д., можно полагать, что доминирующий состав обнаруживаемых в дальнейшем углеводородных скоплений будет преимущественно газонефтяной, реже – нефтяной. Комплексные анализы органического вещества и углеводородов из ХБ керна глубоких скважин показали гипергенную изменчивость состава УВ, связанную в основном с миграционными процессами.

Согласно принятой удельной плотности суммарных начальных геологических ресурсов углеводородов в табл. 39. приведены суммарные прогнозные ресурсы углеводородов для областей и некоторых районов на территории листа S-49.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Для рассматриваемой территории имеются малочисленные гидрогеологические данные, полученные в результате бурения на 12 разведочных площадях, расположенных преимущественно в центральной части листа. Сведения об источниках и подземных водах на площадях Нордвикская, Ильинская, Чайдахская, Южно-Тигянская извлечены из отчетов Н. И. Обидина (1957 г.), П. Д. Сиденко (1957, 1958, 1959 гг.), М. К. Калинин (1959 г.), Г. Д. Гинсбурга (1975 г.) и Д. В. Лазуркина (1981 г). Сведения по подземным водам площадей Гуримисская, Улаханская, Суолемская, Хорудалахская, Костроминская, Балахнинская извлечены из дел скважин, хранящихся в ПГО «Енисейнефтегазгеология».

По условиям формирования, характеру распространения подземных вод и геоструктурным особенностям на территории листа выделяются Таймырская гидрогеологическая область, Хатангский, Хатангско-Анабарский и Котуйский артезианские бассейны (рис. 12, 13).

На всей территории листа распространена вечная мерзлота до глубин 350–500 м [27].

Большая часть листа в гидрогеологическом отношении может быть охарактеризована только в порядке прогноза [20].

На территории Таймырской гидрогеологической области, как и на всей остальной части листа, четвертичные отложения полностью проморожены и неводоносны. Исключение составляют деятельный слой, оттаивающий до глубины 0,5–0,7 м в теплое время года, и таликовые зоны под руслами больших рек и озер. Надмерзлотные воды – пресные (0,1–0,2 г/дм³) гидрокарбонатно-кальциевого состава. Подмерзлотные воды в Таймырской складчатой области могут быть встречены на глубинах 400–500 м в юрских, триасовых, верхнепермских отложениях. Подмерзлотные воды, залегающие непосредственно под толщей промороженных пород, по-видимому, соленоватые или соленые.

В пределах Хатангского артезианского бассейна подмерзлотные подземные воды изучались на следующих разведочных площадях: Гуримисская, Чайдахская, Южно-Тигянская и Нордвикская.

На перечисленных площадях получены некоторые сведения о подземных водах девона, карбона, перми, триаса, юры и мела.

На Нордвикской площади воды в отложениях нижнего карбона и девона (I)* изучены в скв. Р-42. Воды в каменноугольных отложениях вскрыты в интервале 1427–1670 м, дебит – 26,6, удельный дебит – 0,1 м³/сут,

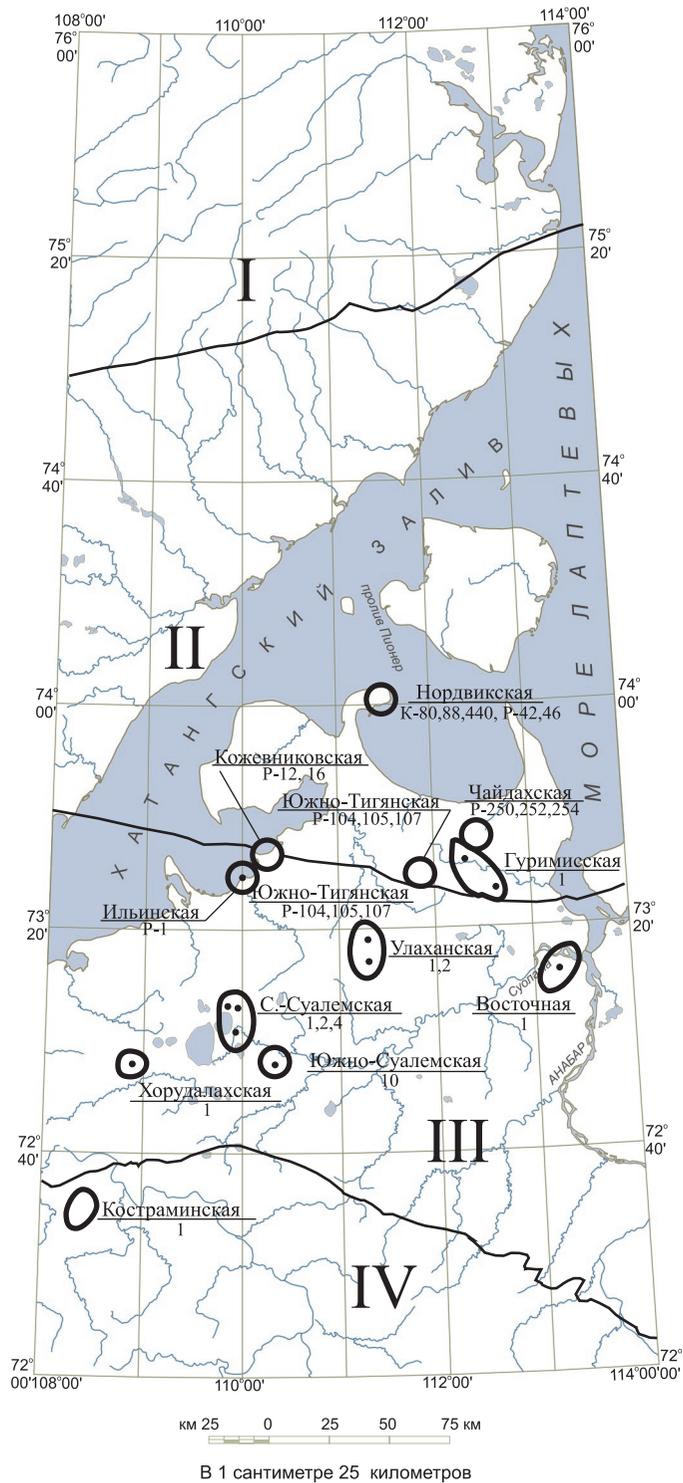
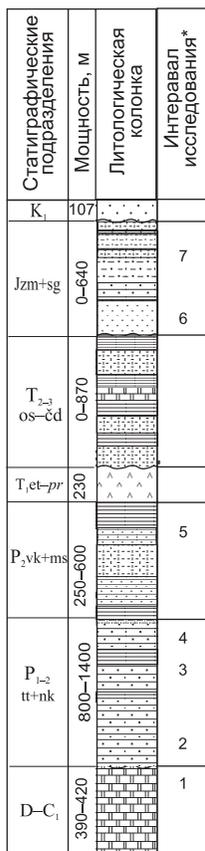


Рис. 12. Схема структурно-гидрогеологического районирования.

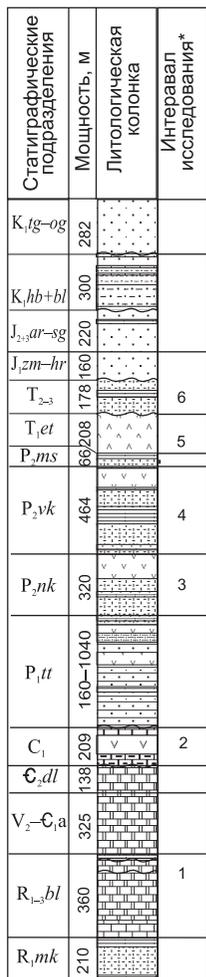
I – Таймырская гидрогеологическая область, *II* – Хаганский артезианский бассейн, *III* – Хаганско-Анабарский артезианский бассейн, *IV* – Котуйский артезианский бассейн.

 разведочные площади (в числителе – название площади, в знаменателе – номер скважины).

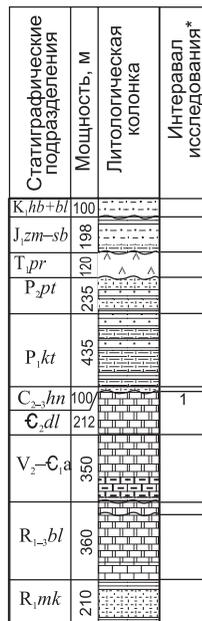
Хатангский артезианский бассейн (II)



Хатангско-Анабарский артезианский бассейн (III)



Котуйский артезианский бассейн (IV)



Условные обозначения

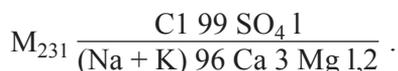
Преобладающие типы пород в разрезе

пески		аргиллиты
алевриты		доломиты
глины		известняки
песчаники		глинистые известняки
алевролиты		базальты, туфы
глинистые алевролиты		долериты

Рис. 13. Положение исследованных водоносных горизонтов в сводных разрезах основных элементов гидрогеологического районирования.

* Интервалы исследований, описанные в тексте.

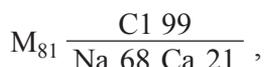
статический уровень – на глубине 179,5 м. Совместно отложения нижнего карбона и верхнего девона испытаны в интервале 1701–2437 м, дебит – 39,2, удельный дебит – 0,2 м³/сут, статический уровень – на глубине 139 м. Вода из интервалов 1427–1670 и 1701–2437 м – насыщенный раствор поваренной соли:



Пластовые давления близки к гидростатическим. Водоносный горизонт представлен карбонатными отложениями с пластами соли, гипса, ангидрита.

Воды пермских отложений изучались на Нордвикской, Чайдахской, Южно-Тигянской и Гуримисской площадях.

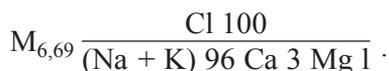
В скв. 1 на Гуримисской площади воды в отложениях тустахской свиты (2) вскрыты в интервале 1880–1955 м в песчаниках с прослоями аргиллитов, дебит – 288 м³/сут при среднединамическом уровне (Нсрдин) 670 м от устья, пластовое давление – 193 атм. Состав:



pH – 7,6; CO₂ свободный – 3520 мг/л, жесткость общая – 412, карбонатная – 1,8, некарбонатная – 410,20 мг-экв/л.

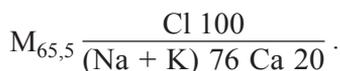
В скв. 2 на той же площади в интервале 2375–2433 м в песчаниках и аргиллитах тустахской свиты (2) вскрыты воды с дебитом 316 м³/сут при Нсрдин 1021 м от устья, температура пластовой воды 44 °С, удельный вес – 1,033 г/см³. При бурении в интервале 2340–2450 м наблюдались водопроявления с выделением растворенного газа неизвестного состава.

На Нордвикской площади пластовые воды из песчаников тустахской свиты (2) получены в скв. Р-46 на глубине 400 м, дебит – 1 м³/сут, динамический уровень – 379 м, статический уровень не замерялся. Породы на этом участке прорваны соляным штоком. Воды рассольные хлоридно-натриевого состава:



Данные о водах из нижнекожевниковской свиты (3) нижней перми получены на Чайдахской (скважины Р-252, Р-254) и Южно-Тигянской (скважины Р-104, Р-105, Р-107) площадях. На Нордвикской площади отложения оказались сухими.

На Южно-Тигянской площади в скважинах Р-104, Р-105, Р-107 притоки очень небольшие: от 0,15 до 0,4 м³/сут. Водоносные породы представлены песчаниками нижнекожевниковской свиты (3) на глубинах от 1638 до 1683 м. Состав воды (скв. Р-107):



Составы воды из скважин Р-104, Р-105 идентичны.

На Чайдахской площади на глубинах от 1344 до 1349 м получены значительные притоки: от 39 (скв. Р-254) до 1500 м³/сут (скв. Р-252). Данных откачек не имеется, минерализация воды – 65 г/дм³, вода по составу хлоридно-натриевая.

В отложениях верхнекожевниковской свиты (4) верхней перми на Чайдахском участке, представленных рыхлыми песчаниками, получены притоки в скважинах Р-250, Р-252, Р-254. Наибольший дебит 132 м³/сут при понижении 20 м наблюдался в скв. Р-252 в интервале 635–650 м. Однако рядом на расстоянии 1 км в скв. Р-250 в тех же отложениях в интервале 544–550 м приток составил всего 5 м³/сут при понижении, равном 370 м, статический уровень – 83 м от поверхности земли. Состав вод во всех скважинах, вскрывших верхнекожевниковские отложения, сходен. В скв. Р-254 на глубине 916 м состав:

$$M_{64,98} \frac{Cl\ 100}{(Na + K)\ 82\ Ca\ 14\ Mg\ 4} \cdot$$

На Чайдахской площади отмечается некоторое увеличение минерализации с глубиной: от 53,7 г/дм³ (глубина 635 м, скв. Р-252) до 69,3 г/дм³ на глубине 1012 м в той же скважине. В водах верхнекожевниковской свиты обнаружены (мг/л): нафтенновые кислоты – до 1, Вг – 16,6, I – до 38, К – до 5,2 г/дм³. Растворенные газы преимущественно метановые (азот до 5–13 %).

В среднем триасе опробован подкарнийский горизонт (5) на Нордвикской площади. Этот горизонт вскрыт в 25 скважинах на глубинах от 128 до 140 м. Абсолютные отметки статических уровней отрицательные (от –15 до –180 м), дебиты – обычно до 4 м³/сут, минерализация – до 280 г/дм³, состав:

$$M_{280} \frac{Cl\ 99\ SO_4\ 1}{(Na + K)\ 96\ Ca\ 3\ Mg\ 1} \cdot$$

В скважинах на этой площади часто наблюдаются небольшие притоки углеводородных газов.

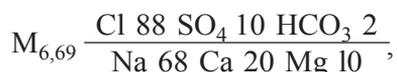
Воды в нижней юре (6) вскрыты скважинами К-60, К-88 на Нордвикской площади. Здесь они наблюдались в интервале глубин 99–117 м, дебиты – 2,5–3,6 м³/сут, минерализация – 269 г/дм³, состав:

$$M_{269} \frac{Cl\ 99}{(Na + K)\ 96\ Ca\ 3\ Mg\ 1} \cdot$$

Воды в средней юре (7) испытывались в скв. К-440 на Нордвикской площади на глубине 148 м, дебит – 5 м³/сут, воды по составу рассольные хлоридно-натриевого состава. Меловые отложения на всех разведочных площадях проморожены.

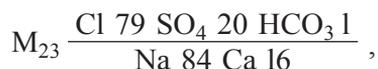
В пределах *Хатангско-Анабарского артезианского бассейна* подземные воды изучались на разведочных площадях Хорудалахская, Северо-Суолемская, Южно-Суолемская, Улаханская, Ильинская, Кожевниковская. На перечисленных площадях получены некоторые сведения о подземных водах рифея, девона, карбона, перми, триаса, юры и мела.

Воды из отложений рифея (1) получены при испытании Хорудалахской параметрической скв. 1 из интервала опробования 2580–2600 м, представленного песчанником. Дебит – 10 м³/сут, плотность воды – 1,05 г/см³, вода хлоридно-натриевая:



pH – 5,5, CO₂ свободный – 15,1 мг/л, жесткость общая – 46,0, карбонатная – 2,34 мг-экв/л.

Воды из отложений нижнего карбона и девона (2) опробованы на Южно-Суолемской площади в скв. 10 в интервале 2346–2638 м, представленном известняками и доломитами с прослоями ангидрита. Дебит – 16 м³/сут при Нсрдин 1285 м от устья скважины. Воды по преобладающему составу хлоридно-натриевые:

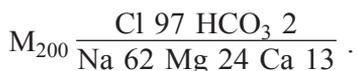


NH₄ – 0,2 мг/л, Fe³⁺ – 0,25 мг/л; pH – 8; жесткость общая – 61,8, карбонатная – 5,4, некарбонатная – 56,4 мг-экв/л, плотность – 1,01 г/см³, признаков нефти и газа в полученной воде не наблюдалось. В скв. 1 Северо-Суолемской площади воды в отложениях девона вскрыты в интервале 3129–3400 м. Породы представлены ангидритами, доломитами. Пластовые воды со слабым запахом H₂S, дебит – 10,4 м³/сут при Нср. дин. 1032 м от устья:



pH – 7; CO₂ свободный – 46,46 мг/л, жесткость общая – 418,7, карбонатная – 20, некарбонатная – 398,7 мг-экв/л.

Испытан также интервал 3355–3504 м, представленный глинистыми доломитами:



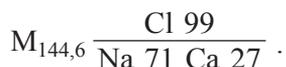
Дебит – 24,4 м³/сут при Нсрдин 1750 м от устья.

Воды пермских отложений изучались на Ильинской, Кожевниковской, Северо-Суолемской, Улаханской площадях.

Данные о водах из нижнекожевниковской (3) свиты нижней перми получены на Улаханской площади (скважины 1 и 2).

На Ильинской и Кожевниковской площадях отложения оказались сухими.

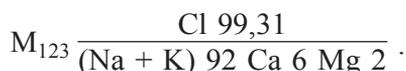
В скв. 1 на Улаханской площади из интервала 2070–2121 м, представленного песчаниками нижнекожевниковской свиты, получены воды дебитом 15,86 м³/сут при Нсрдин 960 м, пластовая вода содержит углеводородные газы, газ горит голубым пламенем. Состав воды:



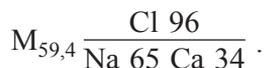
В скв. 2 на той же площади опробован интервал 1742–1809 м, представленный песчаниками нижнекожевниковской свиты, дебит горизонта – 84,6 м³/сут при Нсрдин 1460 м от устья, удельный вес пластовой воды – 1,04 г/см³.

Отложения верхнекожевниковской свиты (4) верхней перми на участке Илья – практически безводные (плотные песчаники).

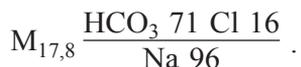
На участке Кожевниковский в скв. Р-16 на глубинах 1215–1286 м получен приток 5,6 м³/сут, состав:



Воды нижнекожевниковской свиты (5) нижней перми вскрыты на Северо-Суодемской площади в скважинах 1 и 4. В скв. 1 в интервале 1560–1570 м в песчаниках горизонт опробован испытателем пластов, дебит – 43,1 м³/сут при Нср. дин. 1275 м, состав:



В интервале 1500–1520 м из песчаников получена вода следующего состава:



В скв. 4 из интервала 1500–1510 м, представленного песчаниками, получен дебит 3,48 м³/сут при Нсрдин 797 м. Состав воды:

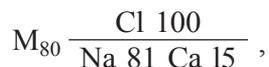


(проба отобрана пробоотборниками с глубины 1250 м) и



(проба отобрана пробоотборниками с глубины 1342 м).

Воды ильинской свиты (6) перми опробованы на площади Северо-Суолемской в скв. 2 в интервале 930–1085 м, представленном песками, дебит – 67 м³/сут при Нср. дин. 594 м от устья. Состав:



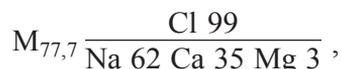
СО₂ свободный – 26,4 мг/л, жесткость общая – 268, карбонатная – 0,5 мг-экв/л, плотность – 1,045 г/см³, рН – 6,6.

В среднем триасе (7) опробован подкарнийский горизонт на площадях Кожевниковская и Илья.

На участке Кожевниковский такие же по составу воды вскрыты скв. Р-12 на глубинах 777–780 м, статический уровень – на глубине 100 м, дебит – 13,2 м³/сут, состав вод – хлоридно-натриевый, минерализация – 70 г/дм³. На участке Илья на глубине 962–983 м в скв. Р-1 такие же воды.

Подземные воды *Котуйского артезианского бассейна* в пределах листа изучались только на Костроминской площади.

Воды кембрия (I) вскрыты здесь скв. 1 в интервале 1645–1976 м, представленном песчаником. В результате опробования отмечен приток пластовой воды плотностью 1,03 г/см³ с дебитом 33,6 м³/сут при Нср. дин. 780 м от устья скважины, вода – хлоридно-натриевая:



рН – 8,0; СО₂ свободный – 12,67 мг/л, жесткость общая – 513, карбонатная – 12, некарбонатная – 501 мг-экв/л.

По составу на большинстве площадей преобладают воды хлоридно-натриевые, гидрокарбонаты и сульфаты часто отсутствуют или содержатся в незначительных количествах.

В целом в гидрогеологическом отношении территория листа изучена совершенно недостаточно. Замеров пластовых давлений и статических уровней, как правило, не проводилось. Следует также иметь в виду, что большинство водоносных горизонтов может не иметь широкого регионального распространения и представлять собой относительно замкнутые локальные гидравлические резервуары с ограниченными запасами воды. Поскольку даже на отдельных площадях дебиты и уровни подземных вод плохо поддаются корреляции и плохо согласуются между собой, экстраполировать имеющиеся сведения по гидрогеологии отдельных изученных площадей на всю территорию бассейнов не представляется возможным.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Территория листа S-49 охватывает восточную оконечность п-ова Таймыр от гор Бырранга и берега Прончищева на севере до Северо-Сибирской низменности и трапповых плато Среднесибирского плоскогорья на юге с последовательной сменой ландшафтов от арктических пустынных и тундровых низкогорий и равнин до южно-тундровых соответственно. Крайне малая плотность преимущественно коренного населения, составляющая менее одного человека на квадратный километр, значительная удаленность от промышленных центров и почти полное отсутствие транспортной инфраструктуры (единственной транспортной артерией здесь является Хатангский залив, используемый судами для снабжения Хатанги в короткий навигационный период) определяют особенности хозяйственной деятельности – оленеводство и рыболовство и, как следствие, весьма незначительную антропогенную нагрузку на природную среду. Это позволяет оценить эколого-геологическую обстановку в целом как благоприятную.

С другой стороны, географическое положение – близость арктического бассейна, отрицательные среднегодовые температуры, наличие мощной толщи многолетнемерзлых пород, разнообразие низкогорных и равнинных ландшафтов арктической и субарктической природных зон – и особенности геологического строения предопределили сложные эколого-геологические условия территории – практически повсеместное развитие опасных природных процессов и явлений (ОПЯ). Среди последних безусловно преобладают ОПЯ криогенной природы: солифлюкция, термокарст, бугры пучения, курумы, термоабразия. К гидрогеологической группе ОПЯ относятся широко развитые процессы заболачивания на равнинах и засоления в прибрежной полосе; к гравитационным ОПЯ, распространенным в горных районах, относятся лавины, обвально-осыпные процессы, осыпи и оползни оседания. К потенциально опасным явлениям геохимической природы можно отнести высокие концентрации в мезозойских породах гор Бырранга таких токсичных элементов, как Cu, V, Mn, P, Co, Mo, Ge, Se [16]. Поскольку особенности распространения различных сочетаний перечисленных ОПЯ во многом определяются характером почвогрунтов и рельефа, в качестве основы для эколого-геологической схемы был использован морфогенетический подход в отображении ландшафтов. Всего на представленной эколого-геологической схеме показаны четыре морфогенетических типа ландшафтов в пределах горно-складчатой области и 11 относящихся к ландшафтам равнинно-платформенной области [42].

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

А. Природные ландшафты (ландшафтные морфогенетические комплексы)

1. Ландшафты горно-складчатых областей (подвижных поясов):

Арктических тундровых предгорных и межгорных равнин

-  Морские аккумулятивные равнины плоские, слабонаклонные (лайды), с береговыми валами и мелкими озерами, с буграми пучения и морозобойными трещинами с приморскими засоленными злаково-осоковыми лугами и участками, лишенными растительности (100)
-  Ледниковые аккумулятивные и аккумулятивно-денудационные равнины холмистые, волнисто-западинные, расчлененные, с солифлюкционными и полигональными формами, с осоково-дриадно-моховыми пятнистыми тундрами, в сочетании с несомкнутыми лишайниково-кустарничковыми тундрами (200)

Арктических тундровых плато и низогорий

-  Денудационно-эрозионные глыбово-складчатые горы, расчлененные со ступенчатыми склонами, следами ледниковой обработки, с курумами, осыпями, нивальными формами, сложенные терригенными породами с мохово-лишайниковыми и кочкарными тундрами и каменистыми россыпями (400)

Арктических пустынных низогорий

-  Экзарационные глыбовые горы, массивные со сглаженными водоразделами, с участками альпинотипных острогребневых, с троговыми, часто сквозными долинами, с каменистыми россыпями и осыпями, сложенные терригенными, карбонатными, терригенно-карбонатными и вулканогенно-осадочными породами с разреженной арктическо-пустынной лишайниковой и моховой растительностью по скалам и осыпям (500)

2. Ландшафты равнинно-платформенных областей

Арктических тундровых равнин

-  Морские аккумулятивные равнины: плоские (лайды), местами заболоченные и засоленные с крайне разреженной луговой растительностью – а (601); волнистые (низкие и средние террасы), с термокарстовыми озерами, буграми пучения и полигонами, заболоченные, с лишайниково-осоково-пушицевыми тундрами и разреженной луговой растительностью – б (602)
-  Денудационные структурные равнины (плато) пологоволнистые с отдельными возвышенностями, сложенные терригенными породами с пятнистыми кустарничково-лишайниковыми и каменистыми тундрами (900)
-  Денудационно-эрозионные структурные плато, холмистые и увалистые, с формами морозного выветривания, мерзлотно-солифлюкционными формами, сложенные терригенными породами, с пятнами лишайниковой растительности и каменистыми россыпями (1000)

Северо-тундровых равнин

-  Морские аккумулятивные и аккумулятивно-денудационные равнины, плоские и слабоволнистые, местами террасированные, с термокарстовыми формами с приморскими засоленными лугами, пушицево-моховыми кочкарными и кустарничковыми полигональными тундрами (1100)
-  Ледниково-морские аккумулятивные равнины, пологохолмистые и волнистые, с ложбинами стока, с термокарстовыми озерами, буграми пучения, заболоченные, с осоково-моховыми кочкарными и кустарничковыми, местами полигональными тундрами (1200)
-  Ледниковые и водно-ледниковые аккумулятивные и аккумулятивно-денудационные равнины, пологохолмистые и холмистые с термокарстовыми озерами и котловинами, местами с буграми пучения солифлюкционными формами и болотами с осоково-лишайниково-моховыми пятнистыми, кустарничковыми и кочкарными тундрами (1300)
-  Озерно-аллювиальные аккумулятивные и аккумулятивно-денудационные равнины, плоские и полого-волнистые с термокарстовыми формами, местами заболоченные, с мохово-лишайниково-кустарничковыми кочкарными тундрами иногда в сочетании с ерником (1400)
-  Денудационные структурные равнины (плато) холмисто-грядовые и пологоволнистые, с мерзлотно-солифлюкционными формами, сложенные терригенными породами, с кустарничковыми и ерниковыми тундрами (1500)

Южно-тундровых равнин

-  Ледниковые аккумулятивно-денудационные равнины, холмисто-грядовые, с термокарстовыми и солифлюкционными формами, заболоченные, с кустарничково-зеленомошно-лишайниковыми ерниковыми тундрами (1700)

Южно-тундровых плато и низогорий

-  Денудационно-эрозионные трапповые плато, грядовые и столово-останцовые, расчлененные, с оползнями отседания, сложенные карбонатными и терригенными породами с многочисленными интрузиями траппов с мохово-лишайниковыми и ерниковыми тундрами и листовичными рединами (1800)

Интразональные ландшафты

-  Аллювиальные аккумулятивные ландшафты пойменно-террасового комплекса, заболоченные с травяными мохово-кустарничковыми пятнистыми тундрами (1900)

 Границы ландшафтов (2000)

Б. Опасные природные процессы и явления:

- | | |
|--|---|
|  Солифлюкция (2100) |  Лавины 3000 |
|  Термокарст (2200) |  Осыпи 3100 |
|  Курумы (2300) |  Обвальнo-осыпные процессы 3200 |
|  Бугры пучения (2400) |  Засоление 3300 |
|  Термоабразия (2700) |  Оползни отседания 3400 |
|  Полигональные грунты (2800) |  Заболачивание (3500) |
|  Морозобойные трещины (2900) |  Повышенные содержания тяжелых токсичных элементов в коренных породах (3600) |

В. Антропогенное воздействие на природную среду

-  Истощение кормовой базы тундр под влиянием интенсивного оленеводства (3700)
-  Загрязнение пляжа и бичевника плавником искусственного происхождения (мусором и нефтепродуктами с судов «Севморпути») (3800)

Рис. 14. Эколого-геологическая схема.

Их цветовая гамма в целом близка к принятой для показа четвертичных образований различного генезиса [58]. Вторым блоком в легенде схемы являются ОПЯ, показанные значками; они подчеркивают экодинамические и некоторые геохимические особенности ландшафтов (рис. 14). Следует отметить, что ввиду малой населенности территории, отсутствия постоянных поселений, традиционного уклада хозяйственной деятельности населения, отсутствия промышленных объектов и инфраструктуры показанные ОПЯ скорее имеют значение при предварительной оценке природных опасностей в случае возможного освоения района. Учитывая эти обстоятельства, в качестве отображения антропогенного воздействия на природную среду (третий блок легенды) были выбраны два вида воздействия, имеющие здесь ограниченный и немасштабный характер. Во-первых, это – некоторое истощение кормовой базы тундры под влиянием роста поголовья северного оленя как следствие нарушения сложившихся за советский период хозяйственных связей [40]. Во-вторых, загрязнение пляжа побережья Хатангского залива техногенным плавником и нефтепродуктами с заходящих сюда судов. Загрязнение вод и донных осадков акватории в целом незначительно, хотя в устье Хатангского и Анабарского заливов и отмечается некоторое повышение содержаний хлороорганических соединений, ДДТ и тяжелых металлов, однако оно существенно ниже ПДК, что позволяет оценивать уровень загрязнения как незначительный [16]. Что же касается возможного загрязнения в результате аэрогенного привноса токсикантов от удаленных крупных промышленных объектов, каким, например, является Норильский горнопромышленный район – ближайший крупный источник загрязнения, расположенный к юго-западу на удалении почти 1000 км, то такое влияние вряд ли можно считать существенным, если учитывать, кроме значительного расстояния, и такие природные факторы, как преобладающее северо-восточное направление атмосферных потоков с территории моря Лаптевых; то, что трассы движения циклонов со стороны Норильска проходят южнее и севернее [1]; отсутствие в районе значительных природных коллекторов ввиду маломощности арктических и тундровых почв и близповерхностного нахождения многолетнемерзлых пород. Несмотря на это, постановка снеговой съемки для определения такого возможного влияния была бы целесообразна ввиду вероятного транзита осадков в сторону Усть-Ленского заповедника.

В целом арктические и субарктические ландшафты относятся к весьма уязвимым по отношению к техногенному загрязнению и механическому воздействию ввиду исключительно слабой способности к самовосстановлению [65]. Действенной мерой по отслеживанию ситуации может быть дальнейшее развитие сети особо охраняемых территорий – биосферных заповедников, которые могли бы служить эталонами экосистем Заполярья и использоваться для регулярного экологического мониторинга. Последнее особенно актуально ввиду перспектив освоения месторождений углеводородов в арктическом бассейне и изменений здесь климатической обстановки в связи с глобальным потеплением.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате выполненного комплекса работ, включая сбор и обобщение имеющихся данных по стратиграфии, магматическим и метаморфическим образованиям, тектонике, геоморфологии, геофизике, полезным ископаемым, результатам полевых прогнозно-минералогических исследований, на территории листа S-49 – Хатангский залив составлена уточненная по новым данным цифровая модель комплекта Госгеолкарт-1000/3 в формате ГИС в стандартной полистной разграфке с увязанными базами данных и объяснительной запиской. В комплект входят:

1. Геологическая карта РФ масштаба 1 : 1 000 000.
2. Карта полезных ископаемых масштаба 1 : 1 000 000.
3. Карта закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых масштаба 1 : 1 000 000.

Составлены дополнительные карты и схемы:

1. Карта дочетвертичных образований масштаба 1 : 1 000 000.
2. Литологическая карта поверхности морского дна масштаба 1 : 1 000 000.
3. Прогнозно-металлогеническая карта на Au и ЭПГ масштаба 1 : 1 000 000.
4. Карта прогноза на нефть и газ масштаба 1 : 1 000 000.
5. Схема четвертичных образований масштаба 1 : 2 500 000.
6. Геоморфологическая схема масштаба 1 : 2 500 000.
7. Схема глубинного строения верхней части земной коры на уровне среза 3 км масштаба 1 : 2 500 000 с геолого-геофизическим разрезом по геотранверсу «Тенгиз–море Лаптевых».

В представленном комплекте карт и схем и объяснительной записке к нему обобщены материалы мелко- и среднемасштабных съемок, результаты аэрофотогеологического картирования, геофизических региональных и поисковых работ, а также итоги тематических исследований. Большинство использованных данных получено в 1950–1970-е годы. По сравнению с опубликованными ранее геологическими картами миллионного масштаба с незональной легендой и преимущественно с ярусным разделением современные материалы на базе легенды Таймырско-Североземельской серии листов Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000 (третьего поколения), утвержденной в 2005 г., позволили добиться более подробного освещения геологической структуры и состава осадочных и магматических образований региона, решить ряд ранее спорных вопросов, по-новому взглянуть на тектоническое развитие территории и ее минералогическую специализацию.

На площади листа S-49 выделены стратифицированные и магматические образования пяти тектоно-магматических циклов (позднеархейско-раннепротерозойского, рифейско-ранневендского, поздневендско-среднекаменноугольного, среднекаменноугольно-триасового и юрско-кайнозойского), развитых в девяти геологических районах (структурно-формационных областях) – на разрезах и карте глубинного строения верхней части земной коры.

При изучении наиболее древних образований на листе – карбонатных отложений девона и нижнего карбона Фалабигай-Нордвикского геологического района в Южно-Бырангской зоне – установлено, что большинство картируемых ранее девоном карбонатных образований в ядрах антиклинальных структур является продуктом магматических и гидротермально-метасоматических процессов, выдавленным часто в виде тектонических блоков, инъекционных тел в терригенные образования перми. Образование коровых карбонатных тел сопровождается формированием мощных зон сульфидизации с золотосодержащим полиметаллическим, сурьмяно-ртутным, барит-флюоритовым, редкоземельным оруденением. Выделенные цирконы из магматических карбонатных тел дали конкордантный возраст 238 ± 6 Ma (T_2).

Среди собственно осадочных карбонатных толщ установлены известковистые конгломераты с окатанными обломками базальтов, тела базальтов и метагаббродолеритов, прорываемые карбонатными телами и, возможно, перекрываемые ими. В скважине на г. Белая в гальке позднедевонских конгломератов (франский ярус) также установлены эффузивы. Требуются дальнейшие специализированные исследования для доказательства проявления девонского вулканизма на Таймыре и существования девонского рифта на месте Енисей-Хатангского прогиба.

Наиболее сложным вопросом местной стратиграфической схемы является обоснование возраста и корреляции средне-верхнекаменноугольных отложений. Проведенные в последние годы исследования, находки морской фауны позволили установить присутствие среднекаменноугольных отложений в составе турузовской свиты, однако остается неясным, совпадает ли нижняя граница этой свиты с подстилающей макаровской свитой с границей башкирского и московского ярусов или она проходит внутри башкирского яруса. Требуется постановка специальных стратиграфических исследований каменноугольных и пермских отложений. В пределах Южно-Бырангской складчатой зоны Восточного Таймыра преобладают морские терригенные толщи, отличные от Центрального Таймыра. При этом намечается выделение двух фациальных зон – северной и южной. К северу в Каменисто-Малахайтаринской подзоне пологих дислокаций резко уменьшаются мощности отложений, свидетельствуя, возможно, о близости фундамента или об его резко отличном вещественном составе. Выделяемые верхнепермские морские толщи (мариинская, скалистая) невалидны, не имеют установленных контактов с ниже- и вышележащими отложениями, их развитие не прослежено на север.

Большинство позднепермско-раннетриасовых вулканогенных подразделений является литостратиграфическими подразделениями, лишенными

возрастного обоснования. Учитывая значительную обедненность вулканогенных (вулканогенно-осадочных) образований пермо-триаса органическими остатками, а также отсутствие руководящих (архистратиграфических) форм, их эндемичность и плохую сохранность, необходимы дополнительные изотопно-геохронологические исследования. В рамках этих исследований также могут быть решены проблемы границы перми и триаса, коагматичности вулканогенных и интрузивных образований, корреляции разрезов вулканогенных толщ и их сопоставления с разрезами на Сибирской платформе и с осадочными триасовыми отложениями Цветковско-Нордвикской складчатой системы. Требуется дополнительное изучение вулканитов Восточного Таймыра, отнесенных к левоосиповской и цветковомысской свитам, а также вулканитов правобоярской свиты. Имеющиеся данные свидетельствуют об их более позднем формировании, более щелочном и кислом составе, чем собственно трапповые образования Тунгусской синеклизы. Широкое развитие жерловых фаций и локальное развитие продуктов вулканизма свидетельствуют о наличии вулканоструктур центрального типа по северо-восточному обрамлению Сибирской платформы.

В пределах Южно-Бырангской складчатой зоны и Северо-Анабарской площади листа S-49 выделены девять интрузивных магматических комплексов: раннетриасовые – бырангский и катангский долеритовые, левлинский троктолит-пикрит-габбродолеритовый, тулайский гранитовый, ранне-среднетриасовые – блуднинский трахидолеритовый и ланктохотский габбросиенитовый; средне-поздетриасовые – дьябкатаринский плагиоверлит-габбродолеритовый, восточнотаймырский субщелочной диорит-габбродолеритовый, а также озеротаймырский инъекционных карбонатных тектонитов и метасоматитов. Наибольший поисковый интерес представляют интрузии левлинского комплекса – на медно-никелево-платиноидное оруденение – и восточнотаймырский, озеротаймырский комплексы – на комплексные золотосодержащие руды. В связи с раннекиммерийской активизационной складчатостью, а также с полученными новыми изотопно-геохимическими данными возраст интрузивных комплексов малых интрузий принят средне-поздетриасовым. При этом при многочисленности интрузий не всегда ясны их формационная принадлежность и возраст. Проблема их изучения заслуживает особого внимания в связи с тем, что интрузии рассматриваемых комплексов контролируют разнообразные типы оруденения (золотоносность, серебро-полиметаллическое, барит-флюорит-редкоземельное, сурьмяно-ртутно-мышьяковое и др.).

Несмотря на длительную историю изучения юрско-меловых отложений Цветковско-Нордвикского и Хетско-Анабарского геологических районов, они имеют наибольшее количество нерешенных вопросов. Как показатель, на листах S-47–49 (оз. Таймыр) юрские и нижнемеловые отложения были расчленены только до уровня ярусов. При составлении листов S-48, 49 они получили свое свитное обоснование и вошли в легенду Таймырско-Североземельской серии листов Госгеолкарты-1000/3. Тем не менее требуется тщательная увязка листа S-49 с листом S-50 и легендами Оленекской серии Госгеолкарты-200/2 РФ и Лаптево-Сибироморской серии листов Госгеолкарты-1000/3 РФ.

Тектонический план территории листа S-49 определяется сочленением в его пределах трех разновозрастных структурных элементов: Анабарской антеклизы Сибирской древней (эпикарельской) платформы, Таймырско-Североземельской байкальско-позднегерцинско-раннекеммерийской эпиплатформенной складчато-надвиговой области и Хатангско-Лаптевоморской молодой (эпипозднекеммерийской) на Верхояно-Колымском складчатом основании) платформы. Данное сочленение отражает положение территории на стыке таких планетарных элементов, как Сибирская и Северокарская платформы и северная часть Тихоокеанского подвижно-складчатого пояса. С этой точки зрения Таймырская СНС входит в состав межплатформенной подвижной зоны, разделяющей Сибирский и Северокарский кратоны. «Современная» граница Сибирской платформы в результате проявления байкальской, ранне-позднегерцинской, ранне- и позднекеммерийской эпох диастрофизма смещена к югу и приурочена к Центрально-Таймырскому конвергентному шву и Нордвикскому разлому. Южнее последнего отложения рифейско-фанерозойского покровного комплекса в целом сохранили типично платформенные условия залегания, севернее – интенсивно дислоцированы. Все вышеуказанные структуры являются потенциально нефтегазоносными, но практически не изученными. Суммарные начальные геологические ресурсы углеводородов составляют 1050 млн т.

На территории листа S-49 выделяются следующие основные формации полезных ископаемых: медно-никелевая сульфидная, золото-сульфидная (карбонатная), золото-полиметаллическая березитовая, золоторудная скарновая, золотосодержащая медно-никелевая сульфидная, золотоносных россыпей, медно-никелевая платиноносная, полиметаллическая колчеданная, свинцово-цинковая жильная, свинцово-цинковая скарновая, целестин-баритовая жильная, флюоритовая карбонатная, редкоземельно-редкометаллическая щелочных метасоматитов, алмазоносных импактитов, каменных углей энергетических, бурых углей твердых, фосфоритовая терригенная желваковая, сульфатно-карбонатная, хлоридная натриевая галогенная. Исходя из этого, профилирующими полезными ископаемыми являются Au, ЭПГ, Cu, Ni, Co, Pb, Zn, Ag, Hg, Cd, Ge, алмазы, каменный и бурый уголь, флюорит оптический, каменная соль, фосфориты.

Установленные новые перспективные проявления полезных ископаемых, с учетом данных предшественников, позволили провести минерагеническое районирование, уточнить границы минерагенических провинций, выделить потенциальные рудные районы и узлы, определить формационную принадлежность выявленных объектов, подобрать для районов эталонные аналоги, определить минерагенический потенциал и ресурсы категории Р₃.

В Таймырско-Североземельской минерагенической провинции, Южно-Бырангской минерагенической области выделяется Подкаменно-Кульдимский золото-полиметаллический потенциальный рудный район (С₂–Т₃) с четырьмя потенциальными рудными узлами: Северным никелево-золоторудным, Зеленинским золото-полиметаллическим, Кульдимским никелево-медно-золоторудным и Чернохребтинским полиметаллическо-золоторудным. Выделенные минерагенические подразделения в ранге

рудного района и рудных узлов характеризуются высокой продуктивностью при малоблагоприятной для всей провинции инфраструктуре. Перспективы Подкаменно-Кульдимского потенциального рудного района оцениваются высоко, при недостаточной изученности ресурсы категории P_3 составляют: Zn – 3 млн т, Au – 90 т, Pb – 1,2 млн т, барит – 1,5 млн т, Ag – 3000 т, Cu – 0,9 млн т.

Каменно-Малахайтаринский потенциальный медно-никелево-платино-рудный район перспективен на обнаружение месторождений платиноидов в медно-никелевых рудах. В его центральной части выделяется площадь 900 км² развития даек левлинского комплекса над предполагаемой нескрытой пластовой интрузией медно-никелево-платиносодержащих руд. Ресурсы рассматриваемой площади в целом (3200 км²) по категории P_3 оцениваются: МПГ – 50 т (суммарно платины и палладия) при содержании 2 г/т, Au – 10 т с содержанием 0,25 г/т, Cu – 25 тыс. т, с содержанием 0,39%, Ni – 30 тыс. т с содержанием 0,42%. Минерагенический потенциал составляет: МПГ – 200 т, Au – 40 т, Cu – 100 тыс. т, Ni – 120 тыс. т.

В Верхояно-Колымской МП, Нордвикско-Цветковской МО выделяются Юрюнг-Тумусский и Кожевниковский соленосно-гипсоносно-флюоритовые рудные узлы; в пределах первого находится крупное Нордвикское, второго – мелкое Кожевниковское месторождения натриевых солей, приуроченные к соляным структурам. Прогнозные ресурсы натриевых солей категории P_3 составляют 300 млн т для Нордвикского месторождения; минерагенический потенциал Кожевниковского месторождения – 100 млн т. Продуктивность рудных зон – высокая для Нордвикской и низкая для Кожевниковской; инфраструктура малоблагоприятная.

В Хатангско-Анабарской МО выделяется Южно-Тигянский золотороссыпной потенциальный узел на мелкое и тонкое золото с ресурсами по категории P_3 3,2 т россыпного золота. Продуктивность площади на россыпи золота высокая, инфраструктура малоблагоприятная.

В Нордвикско-Цветковской МО на территории листа S-49 находится северо-западная часть Гуримисско-Прончищевского алмазоносного района с Гуримисским потенциальным алмазоносным россыпным узлом. Прогнозные ресурсы россыпных алмазов кимберлитового генезиса составляют 0,5 млн карат по категории P_3 . Продуктивность средняя, инфраструктура малоблагоприятная.

В Восточно-Сибирской минерагенической провинции, Хатангско-Анабарской МО на площади листа находится северо-западная часть Анабарского золото-алмазоносного района, в котором выделены Нижнеанабарский алмазо-золотороссыпной район и Харабыльское потенциальное россыпное алмазоносное поле. В Нижнеанабарском алмазо-золотороссыпном районе ресурсы россыпного золота по категории P_3 оцениваются в 6,8 т.

Прогнозные ресурсы россыпных алмазов кимберлитового генезиса Харабыльского россыпного поля составляют 0,5 млн карат по категории P_3 .

В Восточно-Сибирской минерагенической провинции на юге листа S-49 выделяется северная краевая часть Попигайского алмазоносного рудно-россыпного района с крупным месторождением импактных алмазов

«Встречное» (северная часть). Минерагенический потенциал флангов месторождения на технические алмазы оценивается в 500 млн карат.

Рекомендации по локализованным (за период 2004–2007 гг.) перспективным площадям для постановки региональных геологических исследований, прогнозно-поисковых и поисково-оценочных работ на приоритетные виды минерального сырья, в том числе:

– ОГХС-1000 в пределах юго-восточной части Южно-Бырангской и частично Нордвикско-Цветковской минерагенических областей Восточного Таймыра с Подкаменно-Кульдимским золотоносно-полиметаллическим потенциальным рудным районом и перспективным на металлы платиновой группы Каменисто-Малахайтаринским потенциальным рудным районом, листы S-49-I, II, III, IV, V, VI, VII, VIII, IX, X, XI, XII;

– ГМК-500 в пределах Подкаменно-Кульдимского золото-полиметаллического потенциального рудного района и Каменисто-Малахайтаринского потенциального медно-никелево-платинорудного района, листы S-49-I, II, III, IV, V, VI, VII, VIII, IX, X, XI;

– ГСР-200 на листах S-49-I–XII, из них: S-49-II, III – первая очередь, S-49-IX, X – вторая очередь, S-49-I, II – третья очередь, S-49-VII, VIII – четвертая очередь, **S-49-V, VI – пятая очередь, S-49-XI, XII – шестая очередь;**

– прогнозно-поисковые работы масштаба 1 : 100 000 на россыпи с мелким и тонким золотом в Южно-Тигянском потенциальном золотоносном россыпном узле;

– прогнозно-поисковые работы масштаба 1 : 100 000 на россыпи золота и алмазов в Нижне-Анабарском потенциальном алмазо-золотороссыпном районе;

– прогнозно-поисковые работы масштаба 1 : 100 000 на россыпи алмазов кимберлитового генезиса в Гуримисском потенциальном алмазоносном узле;

– прогнозно-поисковые работы масштаба 1 : 100 000 на импактные алмазы на флангах месторождения «Встречное».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. Атлас СССР. – М.: ГУГК, 1986.
2. Астахов В. И. О хроностратиграфических подразделениях верхнего плейстоцена Сибири // Геология и геофизика, 2006, т. 47, № 11. С. 1207–1220.
3. Астахов В. И., Мангеруд Я. О возрасте каргинских межледниковых слоев на нижнем Енисее // ДАН, 2005, т. 403, № 1. С. 63–66.
4. Байбородских Н. И., Бро Е. Г., Гудков С. А. и др. Расчленение юрских и меловых отложений в разрезах скважин, пробуренных в Усть-Енисейской синеклизе в 1962–1967 гг. // Региональная геология, 1968, вып. 12. С. 5–24.
5. Байбородских Н. И., Булынная А. А., Карцева Г. Н. Точинская свита (келловей) // Решения и тр. Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. Ч. 1. – Тюмень, 1969. 98 с.
6. Балдин А. В. Усть-Енисейская нефтегазоносная область – новая территория наращивания запасов углеводородов в Западной Сибири // Геология нефти и газа, 2003, № 2. С. 16–25.
7. Бардеева М. А., Исаева Л. Л. О выделении муруктинского горизонта в четвертичных отложениях Средней Сибири // ДАН СССР, 1980, т. 251, № 1. С. 169–173.
8. Беззубцев В. В., Залялеев Р. М., Сакович А. Б. Геологическая карта Горного Таймыра. Масштаб 1 : 500 000. Объяснительная записка. – Красноярск, 1986. 177 с.
9. Брехов Г. В., Шергина Ю. П. К вопросу о происхождении «карбонатитов» Центрального Таймыра // Сб. науч. тр. «Недра Таймыра», вып. 5. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2002.
10. Булатова З. И. Фораминиферы норийского яруса севера Средней Сибири // Новые данные по стратиграфии и палеогеографии нефтегазоносных бассейнов Сибири. – Новосибирск: СНИИГиМС, 1983. С. 79–85.
11. Вакар В. А. Трапповые формации Таймыра // Петрография Восточной Сибири. Т. 1. – М., 1962. С. 256–340.
12. Верниковский В. А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. 202 с.
13. Видмин-Лобзин Г. К., Лазуркин Д. В. Объяснительная записка к Государственной геологической карте СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Оленёкская. – М., 1977. 76 с.
14. Геология и полезные ископаемые России. Т. 3. Восточная Сибирь / Под ред. Н. С. Малича. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2002. 396 с.
15. Геология и полезные ископаемые России. Т. 5, кн. 1. Арктические моря. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. 468 с.
16. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 4. Сибирская платформа / Редакторы Н. С. Малич, В. Л. Масайтис, В. С. Сурков. – Л.: Недра, 1987. 448 с.
17. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 8. – М.: Недра, 1964. 789 с.
18. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 9, кн. 2. – М.: Недра, 1973. 400 с.
- 18а. Геохимия и металлогеническая специализация структурно-вещественных комплексов. – М., 1999. 540 с.

19. *Герке А. А.* Фораминиферы пермских, триасовых и лейасовых отложений нефтеносных районов севера Центральной Сибири // Тр. НИИГА, вып. 120. – Л., 1964. 518 с.
20. Гидрогеология СССР. Т. XVIII. – М., 1972.
21. *Глумов И. Ф., Маловицкий Я. Л.* Основные проблемы изучения и освоения углеводородных ресурсов Арктического шельфа // Нефтегазовая геология на рубеже веков. Прогноз, поиски, разведка и освоение месторождений. Т. 3. – СПб., 1999. С. 315–317.
22. *Гольберт А. В., Климова И. Г., Булыникова С. П. и др.* Новые данные по стратиграфии неокома Средней Сибири // Новые материалы по стратиграфии и палеонтологии Сибири. Тр. СНИИГГиМС, вып. 260. – Новосибирск, 1978. С. 59–66.
23. *Горина И. Ф.* О возможности нахождения алмазоносных кимберлитовых трубок в районе Анабарского залива (море Лаптевых) // Кимберлитовый вулканизм и перспективы коренной алмазоносности северо-востока Сибирской платформы. – Л.: НИИГА, 1971. С. 90–107.
24. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Листы R-48-XI, XII; R-49-I, II; R-49-VII, VIII; R-49-XIII, XIV. Объяснительная записка / Ред. Ю. П. Куликов. – М., 1987. 194 с.
25. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Оленёкская, листы S-48-XXXV, XXXVI; S-49-XXXI, XXXII. Объяснительная записка / Сост. Л. И. Федотова, ред. Н. С. Малич. – М., 1987.
26. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:200 000. Серия Оленёкская. Листы S-49-XVI, XVII, XVIII (о-в Большой Бегичев). Объяснительная записка. – М., 1999.
27. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000. Лист S-47-48 – оз. Таймыр. Объяснительная записка / Отв. редакторы Ю. Е. Погребницкий (ч. 1.), Н. К. Шануренко (ч. 2.). – СПб.: ВСЕГЕИ, 1998. 231 с.
28. Государственные балансовые запасы полезных ископаемых РФ на 1 января 2007 г. Вып. 91. Уголь. Т. VIII. – М., 2007.
29. *Граммберг И. С., Преображенская Э. Н., Устрицкий В. И.* Новые данные о верхнем палеозое Западного и Центрального Таймыра // Новое в стратиграфии и палеонтологии среднего и верхнего палеозоя Средней Сибири. – Новосибирск, 1978. С. 93–99.
30. *Гринсон А. С.* Глубинное строение Енисей-Хатангского прогиба и сопредельных территорий по геолого-геофизическим данным // Недра Таймыра, вып. 5. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2002. С. 117–125.
31. *Гуськов С. А., Кузьмин Я. В., Левчук Л. К.* Радиоуглеродные даты по раковинам фораминифер – доказательство существования каргинской трансгрессии на севере Сибири // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Мат-лы V Всеросс. совещ. по изуч. четвертичного периода. – М.: ГЕОС, 2007.
32. *Дагис А. С., Казаков А. М.* Стратиграфия, литология и цикличность триасовых отложений севера Средней Сибири. – Новосибирск: Наука, 1984. 176 с.
33. *Дагис А. С., Каныгин А. В.* (редакторы). Схема биостратиграфии триасовых отложений северо-востока Азии // Триасовая фауна северо-востока Азии. – Новосибирск: Наука, 1996. С. 5–15.
34. *Дибнер А. Ф.* Корреляция разрезов пермских отложений гор Бырранга по спорово-пыльцевым данным // Тр. НИИГА, т. 130. – Л., 1962. С. 78–82.
35. *Духанин С. Ф.* Объяснительная записка к Государственной геологической карте СССР. Серия Оленёкская. – М. 1976. 47 с.
36. *Емельянецов Т. М.* Геологическое строение и перспективы нефтеносности северной части Анабаро-Хатангского междуречья Нордвикского района // Сб. статей по нефтеносности Советской Арктики. – М.–Л.: Изд-во Главсевморпути, 1953. С. 3–67.
37. *Жуков В. В.* Возможные коренные источники алмазов из современных прибрежно-морских отложений моря Лаптевых // Россыпная алмазоносность Средней Сибири. – Л.: НИИГА, 1973. С. 36–37.
38. *Золотухин В. В.* Особенности дифференцированного интрузива Тулай-Киряка на Таймыре. – Новосибирск: Наука, 1990.
39. *Зоненциан Л. П., Кузьмин М. И., Натанов Л. М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. – М.: Недра, 1990. 334 с.

40. Инженерно-экологическая карта состояния недр России масштаба 1 : 10 000 000. – М., 1995.
41. Инструкция по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2005.
42. Ландшафтная карта СССР масштаба 1 : 2 500 000. – М.: Гидроспецгеология, 1980.
43. Казаков А. М., Дагис А. С., Карагодин Ю. Н. Литостратиграфические подразделения триаса севера Средней Сибири // Био-литостратиграфия триаса Сибири. Тр. ИГиГ СО РАН, вып. 462. – М.: Наука, 1982. С. 5–36.
44. Калинин М. К. Основные черты геологического строения и перспективы нефтеносности Анабаро-Хатангского междуречья // Тр. НИИГА. – Л., 1954. 78 с.
45. Калинин М. К. Стратиграфия пермских отложений Анабаро-Хатангского междуречья // Тр. НИИГА, т. 96, вып. 8. – Л., 1959. С. 25–55.
46. Калинин М. К. Геология соляного штока купола Нордвик // Тр. НИИГА. 1951.
47. Кара-Мурза Э. Н. Спорово-пыльцевые комплексы мезозоя северной части Центральной Сибири // Тр. НИИГА, т. 18. – Л., 1951. 88 с.
48. Карта нефтегазоносности Сибирской платформы масштаба 1 : 5 000 000 / Ред. В. С. Старосельцев // СНИИГГиМС. 2002.
49. Карцева Г. Н., Ронкина З. З., Колокольцева Е. П. Стратиграфия юрских и меловых отложений // Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского прогиба. – Л., 1971. С. 7–18.
50. Карцева Г. Н., Ронкина З. З., Шаровская Н. В. Сопоставление юрских и нижнемеловых отложений западной и восточной частей Енисей-Хатангского прогиба // Енисей-Хатангская нефтегазоносная область. – Л., 1974. С. 33–37.
51. Клещев К. А., Шейн В. С., Астафьев Д. А. Геодинамические основы прогноза, поисков и разведки нефти и газа // Нефтегазовая геология на рубеже веков. Прогноз, поиски, разведка и освоение месторождений. Т. 1. – СПб., 1999. С. 105–112.
52. Костюченко С. Л. Структура коры и глубинные механизмы формирования приарктических континентальных осадочных бассейнов Сибири // Региональная геология и металлогения, 2000, № 10. С. 125–135.
53. Кузнецов Л. Л., Накаряков В. Д. К нефтегеологическому районированию Енисей-Хатангского прогиба // Геология и нефтегазоносность мезозойских прогибов севера Сибирской платформы. – Л., 1977. С. 181–197.
54. Масайтис В. Л., Михайлов М. В., Селивановская Т. В. Попигаийский метеоритный кратер. – М.: Наука, 1975.
55. Масайтис В. Л., Михайлов М. В., Селивановская Т. В. Попигаийский метеоритный кратер // Сов. геология, 1971, № 6. С. 143–147.
56. Масайтис В. Л., Мащак М. С., Райхлдин А. И. и др. Алмазоносные импактиты Попигаийской астроблемы. – СПб.: ВСЕГЕИ, 1998. 182 с.
57. Матухин Р. Г. Девон и нижний карбон Сибирской платформы. – Новосибирск, 1991. 129 с.
58. Матухин Р. Г., Меннер В. В., Соколов П. Н. и др. Стратиграфическая основа девонской системы Сибирской платформы. – Новосибирск, 1985. 80 с.
59. Межвилк А. А. Новые данные по геологии Енисей-Хатангского прогиба по материалам космической съемки // Космогеологические методы исследования в Арктике. – Л.: ПГО «Севморгеология», 1984. С. 49–66.
60. Методическое пособие по составлению мелкомасштабных карт четвертичных образований к Госгеолкарте-1000/3 / Редакторы Е. А. Минина, В. В. Старченко. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2005.
61. Мигай И. М. Геологическое строение района мыса Цветкова на Восточном Таймыре // Тр. НИИГА, т. XXXVI. – Л.–М., 1952. 60 с.
62. Мигай И. М. Угленосность пермских отложений восточной части Таймыра и северо-восточной окраины Средне-Сибирского плоскогорья // Тр. НИИГА, т. 64. – Л.–М.: Водтрансиздат, 1954. 124 с.
63. Минеральные ресурсы Таймыра / А. С. Галкин, А. Ф. Морозов и др. – М.: Геоинформмарк, 2004. 272 с.
64. Мусатов Е. Е., Евдокимова Н. К., Супруненко О. И. Позднемезозойско-кайнозойский этап и его влияние на нефтегазоносность Арктического шельфа России // Геолого-

- геофизические характеристики литосферы Арктического региона, вып. 4. – СПб., 2002. С. 131–137.
65. Недрa России. Т. 2. Экологическое состояние недр. – М.: Геоинформмарк. 2001.
66. Нефтегазоносные бассейны и регионы Сибири // Енисей-Хатангский бассейн, вып. 5 / Ред. А. Э. Конторович. – Новосибирск, 1994.
67. *Овсов М. К.* Структурный анализ геоданных. Методические рекомендации по применению. – СПб.: Невскгеология, 1999.
68. Петрологический атлас ископаемого органического вещества России. – СПб., 2006.
69. *Плецкий Ю. В., Паршин И. Н.* Открытие и разведка Белогорского месторождения оптического флюорита // Очерки по истории открытий минеральных богатств Таймыра. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, фил. «ГЕО», 2003.
70. *Позребицкий Ю. Е.* Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы // Тр. НИИГА, т. 166. – Л.: Недрa, 1971. 248 с.
71. *Проскурнин В. Ф., Листков А. Г., Гавриш А. В., Ванюнин Н. В.* Металлогенетический анализ и перспективы промышленного освоения Таймыро-Североземельской золотоносной провинции // Недрa Таймыра, вып. 5. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2002. С. 9–42.
72. *Проскурнин В. Ф., Симонов О. Н., Соболев Н. Н. и др.* Тектоническое районирование севера Центральной Сибири (Таймырский АО) // Недрa Таймыра, вып. 1. – Дудинка, 2003. С. 178–209.
73. *Равич М. Г., Чайка Л. А.* Дифференцированная интрузия трапповой формации Таймырской складчатой области // Изв. Академии Наук, 1956, № 1.
74. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Ч. 1. Верхний протерозой и нижний палеозой. – Новосибирск, 1983. 213 с.
75. Решения 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири. – Новосибирск, 1978. Объяснительная записка. – Новосибирск, 1981. 90 с.
76. *Романовский С. И.* Физическая седиментология. – Л.: Недрa, 1988. 240 с.
77. *Сакс В. Н., Ронкина З. З.* Юрские и меловые отложения Усть-Енисейской впадины. – М.: Госгеоиздат, 1957. 229 с.
78. *Сакс В. Н., Грамберг И. С., Ронкина З. З. и др.* Мезозойские отложения Хатангской впадины. – Л., 1959. 226 с.
79. *Сакс В. Н., Меледина С. В., Шурыгин Б. Н.* О разбивке на свиты юрской системы в восточной части Енисей-Хатангского прогиба // Геология и геофизика, 1978, № 9. С. 2–18.
80. *Сакс В. Н., Ронкина З. З., Шульгина Н. И. и др.* Стратиграфия юрской и меловой систем севера СССР. – М.–Л., 1963. 227 с.
81. *Сакс В. Н., Чирва С. А.* О выделении новых свит в верхнем мелу Северной Сибири // Новые данные по стратиграфии и фауне юры и мела Сибири. – Новосибирск, 1978. С. 136–145.
82. *Соболев Н. Н.* Стратиграфия девонских отложений Горного Таймыра // Недрa Таймыра. Сб. науч. тр., вып. 2. – СПб.: ВСЕГЕИ, 1997. С. 45–59.
83. *Соболев Н. Н.* Стратиграфия нижнекаменноугольных отложений Горного Таймыра // Недрa Таймыра. Сб. науч. тр., вып. 3. – СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. С. 11–21.
84. *Соломина Р. В., Дуранте М. В.* Стратотипический разрез чернойгорского горизонта Центрального Таймыра // Изв. АН СССР, сер. геол., 1991, № 3. С. 26–36.
85. *Старосельцев В. С. (ред.).* Карта нефтегазоносности Сибирской платформы масштаба 1:5 000 000. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2002.
86. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система / Ред. Б. Н. Шурыгин. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, фил. «ГЕО», 2000. 476 с.
87. Структуры и текстуры взрывных брекчий и импактитов / Науч. ред. В. Л. Масайтис // Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., 1983, т. 316. 159 с.
88. *Тальвирский Д. Б.* Тектоника Енисей-Хатангской нефтегазоносной области и сопредельных территорий по геофизическим данным. – М.: Недрa, 1976. 168 с.
89. *Томшин М. Д., Округин А. В. и др.* Эбехаинский дайковый пояс трахидолеритов на севере Сибирской платформы // Геология и геофизика, 1997, т. 38, № 9, С. 1475–1484.
90. Топливо-энергетический комплекс Красноярского края: современное состояние и прогноз развития / Под ред. А. А. Гнездилова, В. Г. Сибгатулина. – Красноярск: КНИИГГиМС, 2005. 274 с.

91. Угольная база России. Т. IV. Угольные бассейны и месторождения Восточной Сибири. – М.: Геоинформмарк, 2001. 493 с.
92. Угольная база России. Т. V, кн. 2. Угольные бассейны и месторождения Дальнего Востока. – М.: Геоинформмарк, 1999. 638 с.
93. *Устрицкий В. И.* Биостратиграфия верхнего палеозоя Арктики // Тр. НИИГА, 1971, т. 164. 278 с.
94. *Устрицкий В. И., Черняк Г. Е.* Биостратиграфия и брахиоподы верхнего палеозоя Таймыра // Тр. НИИГА, 1963, т. 134. 236 с.
95. *Устрицкий В. И., Черняк Г. В.* Пермские отложения п-ова Таймыр // Стратиграфия палеозоя Средней Сибири. – Новосибирск: Наука, 1967. С. 220–223.
96. *Уфлянд А. К., Натанов Л. М., Лопатин В. М. и др.* О тектонической природе Таймыра // Геотектоника, 1991, № 6. С. 76–93.
97. *Фишер Э. С. и др.* Аэрофотогеологическая карта восточной части Хатангской депрессии масштаба 1 : 200 000. Объяснительная записка. – М., 1989. 150 с.
98. *Чирва С. А., Шульгина Н. И.* О выделении балагачанской свиты в верхах морского неокома Северной Сибири // Новые данные по стратиграфии и фауне юры и мела Сибири. – Новосибирск, 1978. С. 129–135.
99. *Шурыгин Б. Н., Левчук М. А.* Нижне-среднеюрские отложения мыса Цветкова (Восточный Таймыр) // Геология и нефтегазосность Енисей-Хатангского седиментационного бассейна. – М.: Наука, 1982. С. 118–142.
100. *Möller P., Bolshiyarov D. Yu., Bergsten H.* Weichselian geology and palaeoenvironmental history of the central Taimyr Peninsula, Siberia, indicating no glaciation during the last global glacial maximum // BOREAS, 1999, № 1. P. 92–114.

Фондовая

101. *Алексеева А. Б.* Геология и полезные ископаемые рек Подкаменная и Чернохребетная на Восточном Таймыре. 1954.
102. *Афанасьева Е. П.* Отчет о результатах поисковых работ на ограночные камни и флюорит для плавки, проведенных в пределах Анабарского щита и Хатангской депрессии в 1980–1982 гг. 1982. Фонды ВПО «Северокварцсамоцветы».
103. *Бобров В. Н.* Отчет о проведении групповой геологической съемки масштаба 1 : 200 000 с геологическим доизучением на площади листов S-49-XXI, XXII, XXVII, XXVIII, XXXIII, XXXIV за 1985–1990 гг. – М., 1990.
104. *Бурдыкина А. И.* Твердый сток Арктики. – Л. Фонды Арктического ин-та. 1964.
105. *Былинский Р. В., Ковалева Г. А., Кириллов О. В., Орлов В. П. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Северная, Зеленая и Южная. Отчет о результатах геологической съемки и поисков масштаба 1 : 200 000 в южной части листов S-49-III, IV, V, VI, проведенных отрядом № 1 Таймырской партии летом 1963 г. – Л.: НИИГА, 1964.
106. *Воронов П. С., Черепанов В. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые юго-восточного Таймыра. Отчет по геолсъемке масштаба 1 : 1 000 000 на междуречье Бол. Балахня–Конечная в 1950 г. 1951.
107. *Виноградов В. А., Хорьков В. И.* Геологическое строение хребта Киряка-Тас и возвышенности Тулай-Киряка Юго-Восточного Таймыра. 1955.
108. *Гуревич В. И. и др.* Разработка методики литолого-геохимических исследований при геологической съемке шельфа. – Л.: НПО «Севморгеология», 1985. Фонды МАГЭ.
109. *Жуков В. В.* Оценка перспектив россыпной алмазосности кайнозойских образований побережья моря Лаптевых от Анабарской губы до Оленёкского залива. 1972.
110. *Жуков В. В.* Перспективы россыпной алмазосности юго-западной части побережья моря Лаптевых. 1973.
111. *Забурдин К. С.* Геологическое строение бассейнов рек Эриечка, Нижняя, Блудная, Половинная и Сопочная (междуречье низовьев рек Попигай и Котуй). 1955.
112. *Захаров В. В.* Разрез верхнепалеозойских отложений, составленный в истоках р. Осипа на Восточном Таймыре. Отчет о результатах работ тематического стратиграфического отряда Таймырской партии, проведенных летом 1963 г. – Л.: НИИГА, 1964.

113. *Калинко М. К.* Нефтегазоносность и геологическая история Хатангской впадины. 1958.
114. *Кириченко В. Т., Маркович Л. А., Лопатин Г. Г., Гончаров М. М. и др.* Геологическое строение и алмазоносность Попигайской структуры. 1976. Фонды КТГУ.
115. *Кириченко В. Т., Межубовский В. Г. и др.* Отчет о поисково-оценочных работах в Попигайской котловине за 1976–1980 гг. – Хатанга, 1980.
116. *Коробова Н. И., Линд Э. Н. и др.* Состав и физические свойства интрузивных пород плато Тулай-Кирияка. – Красноярск: СНИИГГиМС, 1975.
117. *Кочетков Т. П.* Отчет о геологической съемке масштаба 1:200 000 п-ова Хара-Тумус Нордвик-Хатангского района. – Л.: НИИГА, 1948.
118. *Кривицкий В. Ф.* Геологическое строение и нефтеносность участка Чайдах Тигяно-Анабарской антиклинали. – Л.: НИИГА, 1954.
119. *Крутоярский М. А., Баженова Т. Я., Стахевич Я. Л.* Основные черты металлогении и россыпеобразования Таймырской складчатой области и Енисей-Хатангского прогиба. 1972.
120. *Кукушкин Д. А. и др.* Отчет о космофотогеологическом картировании масштаба 1:1 000 000 в пределах листов S-44; S-45-B; S-46-B, Г; S-48; S-49; R-44-B; R-45-A, Б; R-46-A; R-47-A, Б; R-48-A. – Красноярск, КГУ, 1980.
121. *Куликов Ю. П.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Куотуйкан, Фомич, Рассоха, Блудная, Половинная, Сопочная, Джекуния, Попигай. ПГО «Красноярскгеология», 1979. Фонды ВСЕГЕИ.
122. *Кузнецов Л. Л. и др.* Научное обобщение геолого-геофизических материалов с целью структурно-фациальной и нефтегазогеологического районирования перспективных земель территории Таймырского АО. – Красноярск: КНИИГГиМС, 2001.
123. *Кусов Н. И.* О геолого-поисковых и разведочных работах на стройматериалы, произведенных Нордвикской экспедицией в 1944–1946 гг. на п-ове Юрюнг-Тумус. 1948.
124. *Кусов Н. И., Лапто В. И.* Результаты геологоразведочных работ на Нордвикском месторождении каменной соли и подсчет запасов. 1944.
125. *Лазуркин Д. В. и др.* Тематические работы. Геологические предпосылки поисков залежей нефти и газа в Балахнинском и Анабаро-Хатангском районах. НИИГА, 1978.
126. Легенда Таймырской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 / Ред. Н. С. Малич. – Норильск, 1997. ТТГФ.
127. Легенда Анабарской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 (новая серия) / Редакторы Е. П. Миرونюк, М. С. Машак. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2002.
128. Легенда Оленёкской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 (изд. 2-е) / Ред. В. Н. Бобров. – М., 2000.
129. Легенда Таймыро-Североземельской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение) / Гл. ред. В. Ф. Проскурнин. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2006.
130. Легенда Анабаро-Вилойской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение) / Ред. М. С. Машак. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2000.
131. *Ленькин Е. Н., Нагайцева Н. Н.* Отчет о ревизионно-оценочных работах на медно-никелевые руды в центральной части Таймырской складчатой области. НИИГА, 1982.
132. *Леньчук Д. В., Додин Д. А., Нагайцева Н. Н. и др.* Отчет по объекту 8-8/87 «Изучение ореолов и потоков рассеяния рудопроявлений таймырского типа с целью разработки и внедрения в ЦАГРЭ ПГО «Севморгеология» комплекса геохимических критериев оценки никеленосности для выявления локальных площадей, перспективных на богатые руды меди и никеля». ВНИИОкеангеология, 1989.
133. *Литвинов П. Д.* Строительные материалы п-ова Юрюнг-Тумус. Предварительный отчет, 1945 г. 1946.
134. *Макаров С. В., Легезин Г. И., Лухманов В. Л.* Отчет о поисках сульфидных медно-никелевых руд в пределах Тулай-Кириякского массива на Восточном Таймыре. – Талнах: АО «Норильский ГМК», 1995. ТФГИ ТАО.
135. *Масайтис В. Л., Гневушев М. А., Мащак М. С. и др.* Геолого-петрографическая и минералогическая характеристики импактитов и брекчий Попигайского метеоритного кратера в связи с их алмазоносностью. 1974. Фонды ВСЕГЕИ.

136. *Мацук М. С., Маслов В. А.* Создание опорной легенды импактных метаморфизованных и метаморфических пород севера Анабарского щита для целей крупномасштабного геологического картирования. 1986. Фонды ВСЕГЕИ.
137. Морская карта № 12404 «Море Лаптевых. Хатангский залив с о-вом Большой Бегичев». Масштаб 1:200 000. 1995.
138. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000. Лист S-48 – оз. Таймыр, восточная часть. Объяснительная записка / Гл. ред. В. Ф. Проскурнин. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2006.
139. *Пантелеев А. В.* Геологический отчет о результатах геологоразведочных работ на нефть и газ на Северо-Суодемской, Южно-Суодемской и Улаханской площадях. 1987.
140. *Пантелеева Л. А.* Обобщение геолого-геофизических материалов с целью уточнения перспектив нефтегазоносности восточной части Енисей-Хатангского регионального прогиба и Анабаро-Хатангской седловины. Отчет ООО «НПК «ГеоСервис» за 2000–2002 гг. Листы S-47, 48, 49. – Красноярск, 2002.
141. *Погребицкий Ю. Е., Шануренко Н. К. и др.* Петрогенезис и рудоносность карбонатитовых образований Таймыра. 1965.
142. *Семенов Л. Т., Ширяев И. Е., Шлейфер М. С.* Отчет о геологических исследованиях в Тигяно-Суодемском районе в 1949 г. 1950.
143. *Сидорчук И. А.* Отчет о результатах поисков оптического флюорита на площадях выходов кепроков соляных куполов Кожевниково, Ледовка и Нордвик за 1957 г. 1958.
144. *Смирнова В. А. (отв. исп.).* Отчет о результатах поисковых работ на Белогорском месторождении флюорита (объект Белогорский). 1983–1985 гг. 1985. Фонды ВПО «Северокварцсамоцветы».
145. *Соболев Н. Н.* Отчет о фактически выполненных работах по объекту № 2004/05 «Ревизионно-оценочные работы на углеводородное сырье (нефть) на Восточном Таймыре». – СПб., 2004.
146. *Сороков Д. С. (отв. исп.).* Перспективы нефтегазоносности и определения наиболее эффективных направлений поисковых и разведочных работ на нефть и газ в мезозойских прогибах арктической части Сибирской платформы. 1975.
147. *Степанов Г. И., Успенская И. Б., Тарутин О. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые верхней части бассейнов рек Чернохребетная, Прончищева и Кульдима. Отчет о результатах геологической съемки и поисков масштаба 1:200 000 в северной части листов S-49-IX, X, XI, XII и южной части листов S-49-III, IV, V, VI, проведенных отрядом № 2 Таймырской партии летом 1963 г. – Л.: НИИГА, 1964.
148. *Судаков Л. А.* Отчет о результатах проведения опытно-методических работ по геологической съемке шельфа масштаба 1:200 000 в юго-западной части моря Лаптевых. ПГО «Севморгеология», ПМГРЭ, Лаптевоморская партия. 1987.
149. *Уфлянд А. К., Бузов А. П. и др.* Космофотогеологическая карта Горного Таймыра масштаба 1:500 000. Отчет по результатам космофотогеологического картирования в 1985–1990 гг. Тома 1 и 2. 1990. ТГФ «Красноярскгеология».
150. *Фишер Э. А. (отв. исп.).* Отчет о производстве аэрофотогеологического картирования и поисках месторождений полезных ископаемых (Енисейско-Хатангский прогиб). ПГО «Аэрогеология», 1978. Фонды ВСЕГЕИ.
151. *Черепанов В. А., Воронов П. С.* Геологическое строение и полезные ископаемые Юго-Восточного Таймыра. 1951.
152. *Черепанов В. А., Кузьмин Ф. Н.* Отчет Нордвикской ревизионной партии о работах, проведенных в 1959 г. на участках Кожевниково, Нордвик и Гора Белая. 1960.
153. *Шануренко Н. К. и др.* Металлогения Таймырской складчатой области в связи с прогнозом рудных полезных ископаемых. Тома 1 и 2. – Норильск, 1981. Фонды ЦАГРЭ.
154. *Шшилов С. Б.* Обоснование расчленения верхнепалеозойской терригенной толщи и разработка легенды листа S-47-XV, XVI Госгеолкарты м-ба 1:200 000. Отчет по работам 1991–1994 гг. – СПб., 1996.

Каталог объектов полезных ископаемых и их признаков, показанных на листе S-49 – Хатангский залив Госгеолкарты РФ масштаба 1:1 000 000

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
Нефть и газ			
Нефть			
III-2-9	ММ	Нордвикское	8, 117
IV-2-26	ММ	Южно-Тигянское	117
IV-2-10	П	Чайдахское	118
IV-2-15	П	Бухта Кожевникова	113
IV-2-16	П	Мыс Илья	145
IV-2-18	П	Чайдах-Гуримисское	145
IV-3-15	П	Река Гуримиской	13
IV-3-17	П	Река Гуримиской	13
V-1-11	П	Южно-Суолемское	27
V-2-15	П	Улаханская	27
Газ горючий			
IV-3-12	П	Река Гуримиской	13
V-2-18	П	Река Поперечная	27
V-3-11	П	Река Харабыл	35, 117
V-3-13	П	Разведочное	27
V-3-14	П	Район оз. Сергей-Харгыта	142
V-3-16	П	Район оз. Сергей-Харгыта	142
V-3-17	П	Река Аксимсалата	142
V-3-19	П	Озеро Дьякон	142
Твердые горючие ископаемые			
Уголь каменный			
III-3-3	МК	Остров Бегичева	26
III-3-4	МК	Остров Бегичева	26
V-I-6	МС	Сындасско	18, 27, 68, 92
IV-1-8	ММ	Мыс Косистый	18, 68, 92, 117
IV-2-2	ММ	П-ов Юрюнг-Тумус	18, 28, 68, 92
IV-2-8	ММ	Портовое	18, 68, 92
IV-2-21	ММ	Мыс Илья	18, 68, 92

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
IV-2-22	ММ	Сопочное	18, 68, 92
IV-2-30	ММ	Южный Тигян	18, 28, 68, 92
II-3-2	П	Река Цветкова	18, 62, 91, 122
III-1-1	П	Река Подкаменная	18, 68, 92
III-1-2	П	Река Подкаменная	18, 68, 92
III-2-1	П	Река Курга-Юрях	18, 68, 92
III-2-2	П	Река Курга-Юрях	18, 68, 92
III-2-3	П	Устье р. Журавлева	18, 68, 92
III-2-4	П	Река Подкаменная	18, 68, 92
III-2-5	П	Река Подкаменная	18, 68, 92
IV-1-5	П	Район р. Сенька	18, 68, 92
IV-1-6	П	Район р. Сенька	18, 68, 92
IV-1-7	П	Река Сенька	18, 68, 92
IV-1-10	П	Бух. Кюльча	18, 68, 92
IV-2-4	П	П-ов Хара-Тумус	18, 68, 92
IV-2-5	П	Бух. Кожевникова	18, 68, 92
IV-2-7	П	П-ов Хара-Тумус	18, 68, 92
IV-2-9	П	Река Ледовка	18, 68, 92
IV-2-11	П	Река Тигян-Юрях	18, 68, 92
IV-2-17	П	Водораздел Ледовка–Тигян-Юрях	18, 68, 92
IV-2-23	П	Река Ледовка	18, 68, 92
IV-2-25	П	Река Рассоха	18, 68, 92
IV-2-27	П	Река Ледовка	18, 68, 92
IV-2-28	П	Река Тигян-Юрях	18, 68, 92
IV-2-29	П	Река Сопочная	18, 68, 92
IV-2-31	П	Река Тигян-Юрях	18, 68, 92
IV-2-32	П	Река Тигян-Юрях	18, 68, 92
IV-2-33	П	Река Тигян-Юрях	18, 68, 92
IV-2-34	П	Река Тигян-Юрях	18, 68, 92
IV-2-35	П	Река Семириская	18, 68, 92
IV-3-8	П	Река Иникян	18, 68, 92
IV-3-9	П	Река Иникян	18, 68, 92
IV-3-26	П	Истоки рек Тигян-Юрях и Кырджянай	18, 68, 92
IV-3-27	П	Истоки рек Тигян-Юрях и Кырджянай	18, 68, 92
IV-3-28	П	Истоки рек Тигян-Юрях и Кырджянай	18, 68, 92
IV-3-30	П	Истоки рек Тигян-Юрях и Кырджянай	18, 68, 92
V-1-1	П	Река Сайбуска	18, 68, 92

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
V-1-2	П	Река Горелая	18, 68, 92
V-1-3	П	Сындасско	18, 68, 92
V-1-4	П	Река Больчиерискяй	18, 68, 92
V-1-5	П	Река Сындасско-Юрях	18, 68, 92
V-1-7	П	Река Сындасско-Юрях	18, 68, 92
V-1-9	П	Озеро Долгое	18, 68, 92
V-1-10	П	Озеро Сопочное	18, 68, 92
V-2-1	П	Река Апанас-Пастага	18, 68, 92
V-2-3	П	Река Санга-Сала	18, 68, 92
V-2-7	П	Река Балаган-Юрях	18, 68, 92
V-2-8	П	Истоки р. Серкече-Василия	18, 68, 92
V-2-9	П	Истоки р. Серкече-Василия	18, 68, 92
V-2-10	П	Река Серкече	18, 68, 92
V-2-11	П	Река Серкече	18, 68, 92
V-2-13	П	Озеро Харгы	18, 68, 92
V-2-14	П	Река Рассоха	18, 68, 92
V-3-1	П	Озеро Эджян	18, 68, 92
V-3-4	П	Басс. р. Гусиня	18, 68, 92
VI-1-4	П	Устье р. Ерюесюма	18, 68, 92
VI-1-5	П	Устье р. Ерюесюма	18, 68, 92
VI-1-6	П	Участок Дердэ-Хочо	18, 68, 92
VI-1-7	П	Устье р. Ерюесюма	18, 68, 92
VI-1-8	П	Левобережье р. Попигай в 10 км выше устья р. Ерюесюма	18, 68, 92
VI-1-14	П	Река Баты-Сала	18, 68, 92
Уголь бурый			
VI-1-2	П	Река Баты-Сала	17, 68, 91
VI-1-3	П	Река Баты-Сала	17, 68, 91
VI-1-9	П	Река Сопочная	17, 68, 91
VI-1-10	П	Левобережье р. Сопочная	17, 68, 91
VI-1-11	П	Озеро Кунгасалах, левобережье р. Попигай	17, 68, 91
VI-1-12	П	Правобережье р. Ерюесюма	17, 68, 91
VI-1-13	П	Левобережье р. Попигай	17, 68, 91
VI-2-3	П	Река Кострамин	17, 68, 91
VI-2-4	П	Река Кострамин	17, 68, 91
VI-2-7	П	Истоки р. Борончко	17, 68, 91

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
VI-3-3	П	Река Маян	17, 68, 91
VI-3-4	П	Река Селилях	17, 68, 91
VI-3-5	П	Река Конниес	17, 68, 91
VI-3-7	П	Река Селилях	17, 68, 91
VI-3-8	П	Река Яков	17, 68, 91
VI-3-9	П	Река Ого-Онгуохтах	17, 68, 91
VI-3-11	П	Река Яков	17, 68, 91
VI-3-12	П	Река Доруоха	17, 68, 91
VI-3-14	П	Лев. пр. р. Доруоха	17, 68, 91
VI-3-15	П	Река Доруоха	17, 68, 91
VI-3-16	П	Река Джама	17, 68, 91
Цветные металлы			
М е д ь			
VI-1-18	П	Река Сопочная	121
I-2-15	ПМ	Верх. теч. р. Северная	
I-2-28	ПМ	Басс. р. Кульдима	101, 147
I-3-2	ПМ	Река Зеленая	105
II-1-1	ПМ	Река Андрея	27
II-1-3	ПМ	Горный	101, 8
II-1-4	ПМ	Река Подкаменная	
VI-1-15	ПМ	Река Джекуння	121
VI-1-16	ПМ	Река Сопочная	121
VI-1-17	ПМ	Река Джекуння	121
С в и н е ц			
I-2-8	П	Река Зеленая	
I-3-1	ПМ	Устье р. Северная	105
I-3-5	ПМ	Река Опасная	105
II-1-5	ПМ	Возв. Киряка-Тас	107
II-2-13	ПМ	Верх. р. Журавлева	147
I-1-3	ШО	Верх. рек Муруптуматари–Подкаменная	101
Ц и н к			
I-2-10	П	Река Зеленая	
I-2-16	ПМ	Река Зеленая	
I-2-25	ПМ	Река Зеленая	105
I-2-31	ПМ	Река Посадочная	

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
II-1-2	ПМ	Лев. пр. р. Андрея	27
II-2-3	ПМ	Река Летчика Павлова	
II-2-6	ПМ	Верх. р. Прончищева	101
II-2-12	ПМ	Верх р. Осипова	101
I-1-1	ШО	Верх. р. Вездеходная	101
I-1-2	ШО	Верх. теч. р. Малахай-Тари	101
Н и к е л ь			
I-2-3	ПМ	Река Каменистая	165
I-2-4	ПМ	Лев. пр. р. Каменистая	
I-2-5	ПМ	Река Каменистая	27
I-2-7	ПМ	Басс. р. Каменистая	
I-2-29	ПМ	Басс. р. Кульдима	101
I-3-3	ПМ	Река Зеленая	101
К о б а л ь т			
I-2-19	ПМ	Река Зеленая	
Редкие металлы, рассеянные и редкоземельные элементы			
Т R			
I-2-6	ПМ	Приток руч. Лазурный, басс. р. Каменная	
I-2-11	ПМ	Река Зеленая	
Благородные металлы			
З о л о т о			
I-2-9	ПМ	Река Зеленая	
I-2-12	ПМ	Река Северная	
I-2-13	ПМ	Река Зеленая	
I-2-14	ПМ	Река Зеленая ниже устья р. Эжектой	
I-2-17	ПМ	Верх. р. Северная	
I-2-23	ПМ	Верх. теч. р. Кульдима	
I-2-24	ПМ	Река Кульдима	
I-2-26	ПМ	Руч. Зыков Пастах	
I-2-30	ПМ	Река Кульдима	
II-2-4	ПМ	Река Летчика Павлова	
II-2-5	ПМ	Река Чернохребетная	
II-2-7	ПМ	Река Летчика Павлова	

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
II-2-9	ПМ	Руч. Ориентирный	
II-2-11	ПМ	Басс. р. Чернохребетная	
IV-2-1	ШО	П-ов Хара-Тумус	13
IV-2-24	ШО	Река Мисайлап	103
IV-2-36	ШО	Река Рассоха, приток р. Суолема	103, 121
IV-3-5	ШО	Вост. часть п-ова Нордвик	13
IV-3-7	ШО	Реки Харыялах–Сайбалах	13
IV-3-10	ШО	Басс. р. Гуримиской	13
IV-3-24	ШО	Басс. р. Кырджянай	13
V-2-2	ШО	Истоки р. Рассоха	103, 121
V-2-4	ШО	Лев. пр. р. Суолема	103
V-2-5	ШО	Верх. пр. р. Семиерискяй	103, 121
V-2-6	ШО	Река Сопкалах	103
V-2-12	ШО	Река Рассоха, пр. Суолемы	103, 121
V-2-16	ШО	Река Поперечная	103
V-2-17	ШО	Река Анна, прав пр. р. Суолема	103, 121
V-2-19	ШО	Река Поперечная	
V-3-6	ШО	Прав. пр. р. Суолема в ниж. течении	
V-3-12	ШО	Река Чоппо-Дыранг, прав. пр. р. Анабар в ниж. течении	
V-3-18	ШО	Ниж. теч. р. Харабыл	
VI-2-1	ШО	Лев. пр. р. Поперечная	103
VI-2-2	ШО	Верх. р. Кострамин	103, 121
VI-2-5	ШО	Река Борончко	13, 35
VI-2-6	ШО	Верх. р. Харабыл	13, 35
VI-2-8	ШО	Верх. р. Маян	103
VI-2-11	ШО	Верх. теч. р. Тынгырах	103
VI-2-12	ШО	Истоки р. Селиях	103
VI-2-13	ШО	Ниж. теч. р. Тынгырах	103
VI-2-16	ШО	Прав. пр. р. Анабарка	103
VI-2-23	ШО	Верх. р. Анабарка	103
VI-3-2	ШО	Басс. рек Доруоха–Яков–Конниес–Маян–Харабыл	103
Платина и платиноиды			
I-2-1	П	Приток р. Каменистая	
I-2-2	ПМ	Руч. Нижний, приток р. Каменистая	

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-2-21	ПМ	Руч. Колхозный	
II-2-8	ПМ	Река Летчика Павлова	
IV-3-11	ШО	Река Гуримиской	13, 109, 110, 119
V-3-10	ШО	Река Суолема	35
V-3-20	ШО	Река Харабыл	35, 119
VI-3-13	ШО	Лев. пр. Доруоха	121
Оптические материалы			
Флюорит оптический			
III-2-10	МК	Нордвикское	63, 102, 143, 152
IV-1-1	МК	Белогорское	69, 144, 151
IV-2-14	П	Кожевниково	143, 152,
II-1-6	ПМ	Возв. Киряка-Тас	107
Химическое сырье			
Флюорит			
I-2-18	ПМ	Истоки р. Северная	105
I-2-20	ПМ	Истоки р. Северная	105
I-2-27	ПМ	Правобережье р. Кульдима	147
II-2-1	ПМ	Верх. р. Прончищева	101
II-2-2	ПМ	Руч. Белый, лев. пр. р. Прончищева	101
II-3-1	ПМ	Река Кульдима	147
Барит			
II-2-10	ПМ	Река Чернохребетная	
Боросиликаты			
IV-1-4	П	Белогорское	151
I-2-22	ПМ	Верх. р. Кульдима	147
I-3-4	ПМ	Верх. р. Опасная	147
Минеральные удобрения			
Фосфориты			
IV-3-1	ПМ	П-ов Нордвик	13
IV-3-2	ПМ	П-ов Нордвик	13
IV-3-3	ПМ	П-ов Нордвик	13
VI-1-1	ПМ	Река Половинная	121
VI-3-1	ПМ	Ниж. теч. р. Анабар	35, 121

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
VI-3-6	ПМ	Ниж. теч. р. Яков	35, 121
Драгоценные камни			
Алмазы кимберлитовые			
III-2-14	ШО	Река Хара-Тумус	109, 110
III-3-2	ШО	Зап. побережье о-ва Бол. Бегичев	26, 109, 110
III-3-5	ШО	Зап. побережье о-ва Бол. Бегичев	26, 109, 110
IV-2-3	ШО	Бухта Отмелая	109, 110
IV-3-6	ШО	Вост. поб. п-ова Нордвик	109, 110
IV-3-13	ШО	Река Гуримиской	13, 109, 110
IV-3-14	ШО	Анабарская губа	13, 109, 110
IV-3-16	ШО	Река Гуримиской	13, 109, 110
IV-3-18	ШО	Анабарская губа	109, 110
IV-3-19	ШО	Анабарская губа	109, 110
IV-3-20	ШО	Река Гуримиской	13, 109, 110
IV-3-21	ШО	Река Гуримиской	13, 109, 110
IV-3-22	ШО	Анабарская губа	109, 110
IV-3-23	ШО	Анабарская губа	109, 110
V-3-3	ШО	Река Суолема	119
V-3-8	ШО	Река Сергей-Юрях	119
V-3-9	ШО	Прав. пр. р. Суолема	109, 110
V-3-15	ШО	Река Анабар, пос. Юрюнг-Хая	109, 110
V-3-21	ШО	Прав. пр. р. Харабыл	109, 110
V-3-22	ШО	Прав. пр. р. Харабыл	109, 110
VI-3-10	ШО	Река Яков	109, 110
IV-3-25	АМ	Река Гуримиской	117
IV-3-29	АГ	Анабарская губа	117
V-3-2	АМ	Река Суолема	117
V-3-5	АГ	Река Суолема	117
МСА			
IV-1-9	ШО	Южное побережье Хатангского залива	109, 110
IV-3-4	ШО	Анабарская губа	109, 110
V-3-7	ШО	Междуречье Харабыл–Суолема	119
Алмазы импактные			
VI-2-27	МК	Встречное	103, 115
VI-2-15	П	Тынгырах	103, 115

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
VI-2-29	П	Шумный	103, 115
VI-2-9	ШО	Верх. р. Маян	103
VI-2-10	ШО	Верх. р. Маян	103
VI-2-14	ШО	Река Анабарка	103
VI-2-17	ШО	Устье р. Фомич	103
VI-2-18	ШО	Устье р. Анабарка	103
VI-2-19	ШО	Устье р. Тынгырах	103
VI-2-20	ШО	Ниж. теч. р. Анабарка	103
VI-2-21	ШО	Ниж. теч. р. Фомич	103
VI-2-22	ШО	Верх. теч. р. Анабарка	103
VI-2-24	ШО	Река Кулуомка	103
VI-2-25	ШО	Верх. теч. р. Анабарка	103
VI-2-26	ШО	Верх. теч. р. Анабарка	103
VI-2-28	ШО	Верх. теч. р. Анабарка	103
VI-2-30	ШО	Река Кулуомка	103
Строительные материалы			
Глинистые породы			
Глины и суглинки			
III-3-1	МК	Сев. побережье о-ва Бол. Бегичев	26
III-2-13	ММ	Южная часть п-ова Юрюнг-Тумус	123, 133
Обломочные породы			
Песчано-гравийный материал			
III-2-8	П	Южная часть п-ова Юрюнг-Тумус	123, 133
Прочие ископаемые			
Гипс			
III-2-11	МК	Тус-Тахское	124, 133
IV-1-3	ММ	Белогорское	106, 144, 152
IV-2-12	ММ	Кожевниково	152
Месторождения ископаемых солей			
Соль натриевая (галит)			
IV-1-2	П	Белогорское	106, 144, 152
Соли смешанного состава (галит, мирабилит)			
III-2-12	МК	Нордвик, г. Соляная Сопка	124, 152
IV-2-13	ММ	Кожевниково	152

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
IV-2-6	АМ	Устьтигянская	117
IV-2-20	АМ	Басс. р. Тигян-Юрях	117
V-1-8	АГ	Верх. р. Горелая	27
Подземные воды			
Минеральные лечебные без специфических компонентов			
III-2-7	П	П-ов Юрюнг-Тумус	103, 44, 117
IV-2-19	П	Мыс Илья	103, 44, 118
Термальные			
III-2-6	П	П-ов Юрюнг-Тумус	103, 44, 117

Принятые сокращения. Коренные месторождения: МК – крупные, МС – средние, ММ – малые; П – проявления; ПМ – пункты минерализации; ШО – шлиховые ореолы; АМ – аномалии магнитные; АГ – аномалии гравитационные; МСА – минералы-спутники алмазов.

Геохимическая характеристика стратифицированных геологических образований Восточного Таймыра (лист S-49)

Геологическое подразделение	Породы	Химический элемент/ значение ($x \cdot 10^{-4}$)	Be	Co	Cu	Ni	Cr	Zn	Pb	Li	Ag	Sn	Au	Hg	Th	U	Cr	As	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Cd	Sb	Hf	Ta	W	Tl	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu				
Дептумалинская и светланинская толщи объединенные D ₂₋₃ dp + sv	Известняки, доломитизированные глинистые известняки, аргиллиты, прослой конгломератов и гравелитов	x _{ср}			1,48		46,92	39,00	7,82			22,23		0,03	0,09	0,46	9,09		0,53	197,33	0,66	8,13	0,36	0,55		0,13	0,12	0,03				0,58	1,00	0,11	0,40	0,08	0,02	0,08	0,01	0,06	0,02	0,03	0,01	0,02				
		x _{min}			1,34		9,97	36,20	7,51			6,58		0,02	0,05	0,33	6,64		0,48	145,00	0,43	3,76	0,29	0,50				0,05	0,02			0,47	0,83	0,08	0,30	0,06	0,02	0,08	0,01	0,05	0,01	0,02	0,01	0,02				
		x _{max}			1,58		71,50	44,30	8,05			43,40		0,04	0,14	0,65	11,00		0,58	259,00	0,92	15,00	0,44	0,63				0,21	0,06			0,70	1,23	0,13	0,48	0,10	0,03	0,09	0,02	0,08	0,03	0,05	0,01	0,03				
		n			3		3	3	3			3		3	3	3	3		3	3	3	3	3	3				3	3			3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	
		q			0,10		26,60	3,75	0,23			15,53		0,01	0,04	0,14	1,82		0,04	47,01	0,20	4,92	0,06	0,06				0,07	0,02			0,09	0,17	0,02	0,07	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	
Дикарабигагская, кыйдинская и верхотаймырская свиты объединенные C ₁ dk÷vt	Известняки глинистые, прослой органогенно-обломочных известняков, известковистых алевролитов	x _{ср}	1,13	11,11	12,53	30,45	79,84	99,84	9,20	16,74	1,29	10,94	0,006	0,04	3,50	4,88	59,73	11,47	51,56	200,16	13,34	66,16	6,29	9,82	0,17	0,82	1,76	0,46	0,47	1,01	14,32	25,28	3,08	11,40	2,22	0,79	2,18	0,33	1,96	0,42	1,26	0,18	1,16	0,18				
		x _{min}	0,05	0,50	0,50	1,82	6,70	17,50	0,05	0,05	0,05	2,68	0,001	0,01	0,03	0,61	6,81	2,28	0,51	11,30	0,54	4,04	0,52	0,63	0,12	0,05	0,08	0,01	0,20	0,03	0,80	1,04	0,12	0,44	0,05	0,01	0,09	0,01	0,06	0,01	0,03	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01		
		x _{max}	3,62	59,00	44,70	70,90	268,00	366,00	20,60	43,80	9,19	21,30	0,019	0,20	8,10	18,20	180,00	40,00	146,00	828,00	31,20	126,00	15,00	41,90	0,24	3,80	3,88	0,86	0,97	5,95	58,40	111,00	11,70	41,50	6,37	2,20	5,54	0,82	4,78	0,97	2,79	0,39	2,30	0,37				
		n	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	5	16	16	16	16	16	5	16	16	16	16	16	5	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16		
		q	0,97	13,53	13,00	24,68	69,73	95,02	7,89	12,94	2,20	6,78	0,006	0,04	2,89	4,29	51,99	9,80	48,00	244,51	8,87	41,11	4,20	11,64	0,09	0,90	1,22	0,26	0,27	1,54	16,05	29,53	3,18	11,41	1,95	0,63	1,74	0,26	1,44	0,31	0,89	0,13	0,79	0,12				
Макаровская свита C ₂ mk	Аргиллиты, алевролиты, алевроитовые песчаники, известняки	x _{ср}	1,91	11,30	15,02	29,17	83,46	93,34	18,92	22,18	0,82	4,28		0,16	9,40	2,70	65,56	6,15	65,60	127,58	20,14	192,60	14,36	1,45	0,14	0,30	5,07	1,01	0,84	0,21	28,63	61,35	7,27	27,35	5,35	0,99	4,82	0,68	3,99	0,85	2,49	0,37	2,45	0,38				
		x _{min}	0,94	5,02	4,72	8,65	43,90	31,60	0,05	3,26	0,05	1,00		0,03	6,38	1,75	32,50	2,38	4,99	43,90	10,50	162,00	9,08	1,02	0,12	0,14	4,19	0,66	0,42	0,06	25,70	53,60	6,38	23,50	4,71	0,63	3,99	0,51	2,75	0,56	1,52	0,23	1,74	0,28				
		x _{max}	2,65	18,80	25,30	46,50	111,00	143,00	50,10	48,80	1,56	11,90		0,64	12,40	3,12	86,70	9,92	121,00	259,00	31,00	234,00	21,20	2,02	0,15	0,54	6,14	1,56	1,41	0,39	31,30	64,10	7,70	30,60	6,12	1,31	5,89	0,81	5,09	1,08	3,28	0,47	3,18	0,48				
		n	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5		5	5	5	5	2	5	5	5	5	5	5	2	5	5	5	5	5	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4		
		q	0,79	4,96	8,57	14,11	29,41	41,02	18,84	19,20	0,58	4,11		0,24	2,01	0,51	21,12	4,13	42,62	87,77	7,15	25,72	4,48	0,36	0,07	0,15	0,73	0,31	0,33	0,15	2,14	4,48	0,54	2,53	0,51	0,28	0,80	0,13	0,93	0,21	0,68	0,09	0,55	0,07				
Турузовская свита C ₂ -P ₁ tr	Аргиллиты, алевролиты, известковистые алевролиты и песчаники, прослой и линзы известняков	x _{ср}	2,43	17,05	17,70	34,95	86,00	233,83	18,30	39,85	0,48		0,003	0,04	10,36	3,07	73,98	3,07	136,18	214,43	28,25	218,75	16,73	1,39			0,26	5,79	1,03	1,07	0,35	37,70	75,05	8,58	31,83	6,28	1,35	5,91	0,85	4,99	1,01	2,96	0,43	2,84	0,44			
		x _{min}	1,87	12,50	3,48	29,20	75,90	85,30	0,05	25,10	0,05		0,001	0,02	7,63	2,64	67,00	2,24	95,70	82,70	22,20	163,00	15,10	0,83			0,13	4,41	0,91	0,84	0,22	32,30	64,30	7,55	27,20	5,21	1,08	4,88	0,69	3,98	0,81	2,37	0,34	2,31	0,37			
		x _{max}	3,47	20,80	26,10	40,50	97,90	480,00	48,30	65,70	0,90		0,006	0,07	13,90	3,66	82,00	3,90	180,00	342,00	33,60	275,00	19,80	2,04			0,45	7,30	1,18	1,28	0,45	40,60	82,80	9,53	35,90	7,97	1,58	6,71	0,98	5,88	1,21	3,61	0,54	3,43	0,53			
		n	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4		4	4	4	4,00	2,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00			4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4		
		q	0,62	2,97	8,54	4,80	9,04	159,86	18,14	15,40	0,34		0,002	0,02	2,53	0,38	5,39	1,78	29,90	92,63	4,94	43,51	1,86	0,49			0,12	1,10	0,11	0,18	0,08	3,19	7,63	0,84	3,75	1,12	0,19	0,82	0,13	0,88	0,17	0,57	0,09	0,51	0,07			
Бырангская свита P ₁ br	Песчаники известковистые, алевролиты, аргиллиты, пропластки угля		1,21	11,3	4,55	14,3	19,8	179	3,29	14,9	0,64			0,03	6,40	1,30	46,30		45,90	99,30	14,20	212,00	12,40	0,77		0,17	5,13	0,71	0,90	0,16	4,37	9,75	1,23	4,66	1,17	0,37	1,50	0,28	2,14	0,50	1,41	0,23	1,66	0,25				
Соколинская свита P ₁ sk	Песчаники, алевролиты, аргиллиты, линзовидные прослой каменных углей и углистых алевролитов	x _{ср}	2,26	16,01	19,91	31,34	54,46	108,85	4,20	32,81	0,79			0,04	10,26	2,91	52,78		106,83	223,23	24,46	218,00	15,39	1,29	0,18	0,20	5,80	0,93	1,13	0,38	28,85	58,48	6,95	25,34	5,10	1,11	4,91	0,74	4,26	0,89	2,62	0,38	2,54	0,40				
		x _{min}	1,64	10,20	7,35	17,70	34,30	71,00	0,05	12,40	0,25			0,02	7,56	1,95	39,50		73,30	84,10	19,60	162,00	12,40	0,96	0,12	0,13	4,57	0,69	0,82	0,18	19,10	39,80	4,90	18,10	3,78	0,79	3,63	0,57	3,32	0,72	2,13	0,33	2,12	0,31				
		x _{max}	2,80	25,70	36,10	47,50	71,20	145,00	12,90	49,80	1,36			0,07	12,90	3,70	75,40	3,77	134,00	472,00	28,80	318,00	18,60	1,70	0,25	0,27	8,13	1,10	2,47	0,56	35,70	71,40	8,45	30,90	6,68	1,36	6,00	0,87	5,19	1,14	3,32	0,46	3,08	0,48				
		n	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8		8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	3	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8		
		q	0,42	4,88	10,43	10,65	12,08	24,80	4,95	10,67	0,39			0,02	1,72	0,58	11,40		19,69	149,04	3,42	50,25	1,90	0,24	0,10	0,05	1,18	0,13	0,52	0,10	5,89	11,96	1,35	4,73	1,03	0,20	0,88	0,11	0,66	0,14	0,40	0,04	0,35	0,06				
Левоосиповская толща P ₂ -T ₁ lo	Дацинты, базальты, тефроидные алевролиты, аргиллиты	x _{ср}	1,02	27,70	21,80	30,72	36,45	50,30	3,96	14,33			0,01	0,03	2,37	0,71			45,58	207,00		194,50					3,09	0,24	0,42	0,077	27,05	52,30	6,36	24,90														

Геохимическая характеристика нестратифицированных геологических образований Восточного Таймыра (лист S-49)

Геологическое подразделение	Породы	Химический элемент/ значение ($\times 10^{-4}$)	Be	Co	Cu	Ni	Cr	Zn	Pb	Li	Ag	Sn	Au	Hg	Th	U	Cr	As	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Cd	Sb	Hf	Ta	W	Tl	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu		
Правобоярский комплекс P_2-T_{pr}	Трубки взрыва базальтов, туфобрекчии	x_{cp}	1,25	50,80	117,14	86,88	98,58	114,25	5,70	22,48		16,42		0,03	2,91	0,93	87,35		12,54	574,00	19,85	112,80	7,54	0,65		0,18	3,56	0,69	0,34	0,21	10,62	23,40	2,96	12,48	3,20	1,09	3,70	0,62	3,76	0,81	2,33	0,34	2,20	0,35		
		x_{min}	1,00	38,70	78,10	58,00	93,00	98,00	3,90	8,91			5,46		0,02	1,54	0,57	73,60		2,94	217,00	16,70	90,80	5,29	0,57		0,13	2,73	0,38	0,21	0,10	7,25	16,80	2,35	10,50	2,94	0,92	3,38	0,55	3,34	0,70	2,06	0,31	1,98	0,31	
		x_{max}	1,46	69,20	176,00	122,00	102,00	134,00	6,79	30,80			28,40		0,06	4,95	1,50	110,00	9,17	32,50	1810,00	22,80	148,00	9,59	0,84		0,22	4,60	1,11	0,45	0,37	15,40	33,50	3,94	16,20	3,61	1,31	4,01	0,69	4,35	0,96	2,73	0,38	2,70	0,42	
		n	4	5	5	5	4	4	4	4	4		4		4	4	4	4		5	5	4	5	4	4		4	4	4	4	4	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
		q	0,20	11,39	37,75	23,56	3,36	12,89	1,09	8,20			8,44		0,02	1,40	0,39	13,80		11,10	620,10	2,22	20,44	1,59	0,11		0,03	0,71	0,27	0,11	0,10	3,01	6,01	0,57	1,98	0,26	0,14	0,24	0,05	0,35	0,09	0,25	0,02	0,26	0,04	
Левлинский комплекс T_1l	Дайки пикро-габбродолеритов	x_{cp}	1,04	94,20	423,50	1342,00	788,00	127,00	14,66					0,02	1,20	0,34	1438,50		17,57	194,00	14,00	74,73	5,65	0,86		0,41	2,08	0,31	0,19	0,26	7,28	16,26	2,15	9,47	2,43	0,80	2,66	0,43	2,51	0,51	1,50	0,19	1,23	0,19		
		x_{min}	0,96	87,40	133,00	884,00	546,00	118,00	7,91						0,01	0,87	0,27	997,00		7,82	97,50	12,20	40,20	2,11	0,78		0,14	1,13	0,14	0,19	0,06	3,15	7,08	0,93	4,35	1,44	0,49	1,87	0,32	2,12	0,42	1,33	0,16	1,05	0,15	
		x_{max}	1,12	101,00	714,00	1800,00	1030,00	136,00	21,40						0,03	1,52	0,40	1880,00	10,90	26,00	245,50	15,80	109,00	9,19	0,94	0,13	0,68	3,02	0,47	0,19	0,46	11,05	24,10	3,12	13,65	3,31	1,12	3,41	0,55	3,03	0,61	1,76	0,22	1,39	0,22	
		n	2	2	2	2	2	2	2						2	2	2	2		3	3	2	3	2	2		2	2	2	2	2	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	
		q	0,08	47,43	317,96	768,17	242,00	9,00	6,75						0,01	0,33	0,07	441,50		7,48	68,29	1,80	28,09	3,54	0,08		0,27	0,94	0,17	0,00	0,20	3,23	7,01	0,91	3,85	0,77	0,26	0,63	0,09	0,38	0,08	0,19	0,02	0,14	0,03	
Бырангский комплекс T_1b	Силлы и дайки долеритов, оливниновых долеритов	x_{cp}	1,42	55,80	103,28	104,74	171,80	180,20	23,81	15,28			0,003	0,03	2,370	0,710	224,00		17,84	316,40	20,68	80,48	4,66	0,73		0,21	2,38	0,30	0,22	0,12	6,73	15,21	2,10	9,19	2,65	0,98	3,22	0,59	3,66	0,81	2,29	0,33	2,16	0,33		
		x_{min}	0,68	49,70	58,60	82,20	104,00	113,00	5,59	0,67			0,001	0,02	2,370	0,710	114,00		10,60	207,00	16,10	59,30	2,89	0,64		0,15	1,68	0,18	0,08	0,10	3,16	7,03	1,17	6,15	2,06	0,82	2,58	0,48	2,88	0,61	1,69	0,24	1,50	0,24		
		x_{max}	2,03	60,80	169,00	151,00	248,00	322,00	76,10	36,10			0,006	0,06	2,370	0,710	351,00		27,40	527,00	25,20	116,00	6,36	0,93		0,30	3,79	0,43	0,41	0,12	9,66	22,40	3,07	13,30	3,93	1,25	4,13	0,77	4,56	1,00	2,98	0,44	2,82	0,45		
		n	5	5	5	5	5	5	5	5			5	5	1	1	5		5	5	5	5	5	5	5		5	5	5	5	4	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5		
		q	0,48	4,09	39,40	26,03	46,93	77,57	26,33	12,77			0,002	0,01	0,000	0,000	87,86		5,58	116,42	3,54	22,71	1,22	0,10		0,05	0,80	0,11	0,11	0,05	2,50	5,60	0,72	2,65	0,70	0,16	0,57	0,11	0,67	0,15	0,52	0,08	0,51	0,08		
Озеротаймырский комплекс $T_{2-3}oz$	Известняки, доломиты и карбонатные брекчии, в различной степени мраморизованные; карбонатиты (?)	x_{cp}	0,75	31,47	26,38	21,64	36,56	79,09	17,12	10,41	0,46	20,70	0,029	0,09	0,62	1,05	27,59	10,51	2,53	218,11	8,02	22,91	1,82	1,27	20,09	2,99	0,58	0,20	0,38	0,06	8,83	13,11	1,50	5,37	1,35	1,93	1,43	0,24	1,39	0,29	0,76	0,11	0,68	0,10		
		x_{min}	0,14	0,50	1,19	1,11	6,95	31,60	3,46	0,31	0,18	1,00	0,001	0,01	0,06	0,12	6,04	2,21	0,36	23,20	0,33	5,75	0,34	0,25	0,10	0,05	0,06	0,01	0,08	0,05	0,28	0,45	0,06	0,13	0,04	0,01	0,04	0,01	0,02	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00		
		x_{max}	2,08	519,00	310,00	92,20	107,00	262,00	59,80	32,10	0,74	50,30	0,190	0,52	3,13	3,92	149,00	27,60	19,60	478,00	35,30	113,00	8,54	5,42	279,00	76,20	3,24	2,22	2,95	0,10	71,50	77,80	7,17	23,10	4,47	35,40	5,83	1,12	6,26	1,25	3,34	0,47	3,30	0,48		
		n	10	30	29	30	29	28	28	8	7	23	29	28	29	29	29	7	30	23	29	30	29	29	14	29	29	29	29	27	7	29	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30	
		q	0,56	93,89	58,33	26,07	29,14	54,46	11,54	7,26	0,23	17,09	0,052	0,13	0,81	0,98	35,50	6,39	4,15	116,96	10,10	24,07	1,86	1,03	50,93	13,84	0,73	0,42	0,56	0,03	16,05	19,25	1,92	6,05	1,39	6,29	1,69	0,31	1,85	0,38	1,04	0,14	0,94	0,14		
Восточнотаймырский комплекс $T_{2-3}vt$	Плошадные и малые пластовые тела, дайки субщелочных габбродолеритов, диоритов, сиенитов, монцодиоритов	x_{cp}	1,78	37,21	79,84	42,14	56,66	83,60	5,23	16,45	0,51	10,30	0,008	0,04	4,71	1,49	72,83	4,90	29,93	292,69	35,65	215,01	13,53	1,11	0,18	0,48	5,61	0,82	0,71	0,10	16,30	37,41	5,06	22,18	6,09	1,75	6,59	1,12	6,80	1,42	4,09	0,57	3,69	0,54		
		x_{min}	0,05	5,00	0,50	1,49	7,79	16,60	0,05	5,05	0,11	1,00	0,001	0,01	0,43	0,15	7,88	2,31	0,60	47,10	7,51	35,80	2,41	0,60	0,11	0,11	1,09	0,15	0,08	0,03	2,55	5,94	0,77	3,52	0,96	0,20	1,21	0,21	1,35	0,29	0,90	0,14	1,01	0,16		
		x_{max}	4,38	90,60	311,00	158,00	265,00	178,00	16,80	29,10	1,20	40,40	0,035	0,18	12,00	4,70	403,00	10,60	194,00	767,00	122,00	744,50	28,10	7,53	0,45	1,29	15,70	2,58	5,36	0,90	50,00	101,00	12,60	67,60	24,70	6,61	24,00	4,03	23,50	4,83	13,90	1,87	11,94	1,72		
		n	29	35	35	35	29	29	26	29	14	27	28	29	28	28	28	9	35	35	28	35	28	28	12	28	28	28	28	27	35	35	35	35	35	35	35	35	35	35	35	35	35	35		
		q	1,04	26,32	91,06	39,47	59,37	44,95	5,03	7,25	0,33	10,16	0,009	0,04	3,66	0,93	114,79	3,18	30,09	165,16	17,57	112,62	6,82	0,36	0,12	0,36	3,02	0,42	1,20	0,06	11,83	23,19	2,73	10,50	2,67	0,60	2,87	0,49	3,09	0,67	1,85	0,28	1,78	0,25		
Ланктохотский комплекс T_3-J_1lt	Габбродиориты, габбропсиениты	x_{cp}	3,79	40,01	81,34	21,30	39,68	194,22	9,58	19,62	1,25	10,40	0,004	0,02	24,03	5,79	11,44		137,79	443,56	58,08	751,33	45,18	2,41	0,12	0,37	20,95	3,16	1,08	0,26	89,72	186,69	22,68	88,38	18,11	4,68	17,19	2,45	12,74	2,39	6,29	0,89	5,42	0,78		
		x_{min}	0,40	28,20	40,10	6,88	10,20	84,00	0,05	11,90	0,40	2,00	0,004	0,01	17,60	4,25	8,57		82,15	230,00	32,10	633,00	36,20	1,62	0,11	0,13	17,80	2,47	0,72	0,13	74,55	160,50	19,95	80,85	17,15	4,16	14,10	1,83	8,73	1,39	3,33	0,43	2,43	0,33		
		x_{max}	6,28	58,85	118,50	80,00	230,00	267,00	18,40	29,30	2,41	1																																		

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение. <i>В. Ф. Проскурнин, В. Р. Трофимов</i>	3
Стратиграфия	12
Архейско-нижнепротерозойские образования. <i>В. Ф. Проскурнин</i>	12
Хапчанский геологический район	12
Протерозойские образования. <i>В. Ф. Проскурнин</i>	14
Котуйканский геологический район	14
Поздневендско-среднекаменноугольные образования. <i>В. Ф. Проскурнин, В. Р. Трофимов, В. В. Межубовский</i>	15
Фалабигай-Нордвикский геологический район	16
Северо-Анабарский геологический район	23
Среднекаменноугольно-триасово-раннеюрские образования. <i>В. В. Межубовский, В. Р. Трофимов, В. Ф. Проскурнин, Н. Н. Нагайцева</i>	27
Южно-Быррангский геологический район	28
Цветковско-Нордвикский геологический район	36
Лено-Анабарский геологический район	53
Юрско-меловые отложения. <i>М. З. Карчинская, А. А. Багаева, А. В. Шманяк</i>	64
Усть-Енисейский геологический район	64
Чернохребетнинско-Нордвикский геологический район	65
Хетско-Анабарский геологический район	75
Палеоген-четвертичные отложения. <i>В. Д. Тарноградский, В. В. Кямря, А. А. Багаева, В. В. Мохов</i>	77
Северосибирский и Таймыро-Североземельский геологические районы	78
Акваториально-шельфовый геологический район. Лаптевская геологическая площадь	86
Литология донных отложений морского дна	87
Магматизм. Нестратифицированные магматические образования. <i>В. Ф. Проскурнин, Н. Н. Нагайцева</i>	93
Позднепермско-триасовые интрузивные образования. <i>В. Р. Трофимов, В. Ф. Проскурнин, В. В. Межубовский, Н. Н. Нагайцева, В. Н. Андронов</i>	93
Южно-Быррангский геологический район	94
Цветковско-Нордвикский геологический район	134
Лено-Анабарский геологический район	135
Метаморфизм. <i>М. В. Наумов</i>	143
Тектоника. <i>В. Ф. Проскурнин, В. В. Кошевой</i>	145

Глубинное строение верхней части земной коры	145
Строение основных геоструктур	154
История геологического развития. <i>В. Ф. Проскурнин</i>	165
Геоморфология. <i>В. В. Кямря</i>	171
Полезные ископаемые. <i>А. В. Гавриш, В. Р. Трофимов, В. В. Межубовский</i>	180
Горючие ископаемые	181
Металлические ископаемые	195
Неметаллические ископаемые	203
Прочие ископаемые	210
Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района.	214
Минерагеническое районирование и основные эпохи рудообразования. <i>В. Ф. Проскурнин</i>	214
Закономерности размещения твердых полезных ископаемых и прогнозная оценка перспективных площадей. <i>В. Ф. Проскурнин, А. В. Гавриш</i>	219
Нефтегазогеологическое районирование. <i>В. В. Нелюбин, В. Ф. Проскурнин</i>	232
Прогноз нефтегазоносности региона	235
Гидрогеология. <i>Б. С. Петрушков</i>	242
Эколого-геологические условия. <i>Н. Р. Горбацевич</i>	248
Заключение. <i>В. Ф. Проскурнин, А. В. Гавриш</i>	250
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	256
<i>Приложение 1.</i> Каталог объектов полезных ископаемых и их признаков, показанных на листе S-49 – Хатангский залив Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000. <i>А. В. Гавриш</i>	263
<i>Приложение 2.</i> Геохимическая характеристика стратифицированных геологических образований Восточного Таймыра (лист S-49). <i>И. Н. Мозолева</i>	вклейка
<i>Приложение 3.</i> Геохимическая характеристика нестратифицированных геологических образований Восточного Таймыра (лист S-49). <i>И. Н. Мозолева</i>	вклейка

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)
Серия Таймырско-Североземельская
Лист S-49 – Хатангский залив
Объяснительная записка**

Редактор *Е. А. Зотова*

Подписано в печать 13.11.2013. Формат 70×100/16. Гарнитура Times New Roman.
Печать офсетная. Печ. л. 17,5 + 12 вкл. Уч.-изд. л. 29.
Тираж 150 экз. Заказ 81011037

Картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72
Тел. 328-8121, факс 321-8153

ДЛЯ ЗАМЕТОК