

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 ГЕОЛОГОРАЗВЕДочНАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ (ОАО «МАГЭ»)

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Таймырско-Североземельская

Лист S-48 — оз. Таймыр (восточная часть)

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

САНКТ-ПЕТЕРБУРГ
КАРТОГРАФИЧЕСКАЯ ФАБРИКА ВСЕГЕИ · 2009

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Таймырско-Североземельская. Лист S-48 – оз. Таймыр (восточная часть). Объяснительная записка. – СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2009. 253 с. + 5 вкл. (Минприроды России, Роснедра, ФГУП «ВСЕГЕИ», МУП «ПГРЭ», ОАО «МАГЭ»).

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

В комплект Госгеолкарты входит компакт-диск с полным объемом авторских цифровых материалов.

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

Табл. 18, ил. 7, список лит. 168 назв., прил. 1.

Авторы

В. Ф. Проскурнин, А. В. Гавриш, В. В. Межубовский, В. Р. Трофимов, В. Н. Егоров, Н. Н. Соболев, М. В. Наумов, Б. С. Васильев, Н. Н. Нагайцева, И. Н. Мозолева, Н. Я. Черненко, О. А. Межубовская, В. Д. Тарноградский, А. А. Багаева, В. В. Кямря, А. В. Шманяк, Ю. В. Заика, Н. Р. Горбацевич, Б. С. Петрушков, А. П. Матюшев, Е. А. Гусев, О. Г. Ромашенко

Материалы по листу S-48 – оз. Таймыр (восточная часть) одобрены Главной редколлегией по геологическому картированию, рассмотрены и рекомендованы к печати Научно-редакционным советом по геологическому картированию территории Российской Федерации Федерального агентства по недропользованию (НРС Роснедра).

Главный научный редактор *В. Ф. Проскурнин*

© Роснедра, 2009

© ФГУП «ВСЕГЕИ», 2007

© МУП «Полярная ГРЭ», 2007

© Коллектив авторов, 2007

© Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2009

ВВЕДЕНИЕ

В пределы листа S-48 входят юго-восточная часть Таймырского полуострова (Горный Таймыр), Хатангская впадина Таймырской низменности, северо-западная окраина Среднесибирского плоскогорья, Хатангский залив моря Лаптевых. Она ограничена координатами $72^{\circ}00' - 76^{\circ}00'$ с. ш., $102^{\circ}00' - 108^{\circ}00'$ в. д., занимая площадь 91,2 тыс. км². По административному делению площадь принадлежит к Хатангскому району Таймырского (Долгано-Ненецкого) национального округа Красноярского края.

Лист S-48 охватывает сочленение крупнейших структур Таймыро-Североземельской, Верхоянской 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 третью часть площади листа. В его пределах (с юга на север) выделяются три ландшафтные зоны: хребет Бырранга, зона пониженного рельефа Траутфеттерской депрессии и зона сглаженного холмогорья.

Горный массив Бырранга имеет северо-восточное простирание и представляет собой сочетание параллельно и кулисообразно расположенных гряд, хорошо выраженных в рельефе и чередующихся с пониженными межгорными участками. Максимальные высотные отметки увеличиваются в северо-восточном направлении от 660 до 1119 м (гора Ледниковая). Ландшафт этой зоны характеризуется преимущественным развитием линейных столообразных возвышенностей, обусловленных распространением пермских отложений с большим количеством пластовых интрузий и покровов триасовых лав основного состава.

Пологозалегающие sillы траппов и покровы лав нередко образуют типичный бронированный рельеф на вершинах и куэстовый рельеф на склонах возвышенностей. К северу и северо-западу от южной цепи гор Бырранга рельеф постепенно понижается. Гряды переходят в область низко-

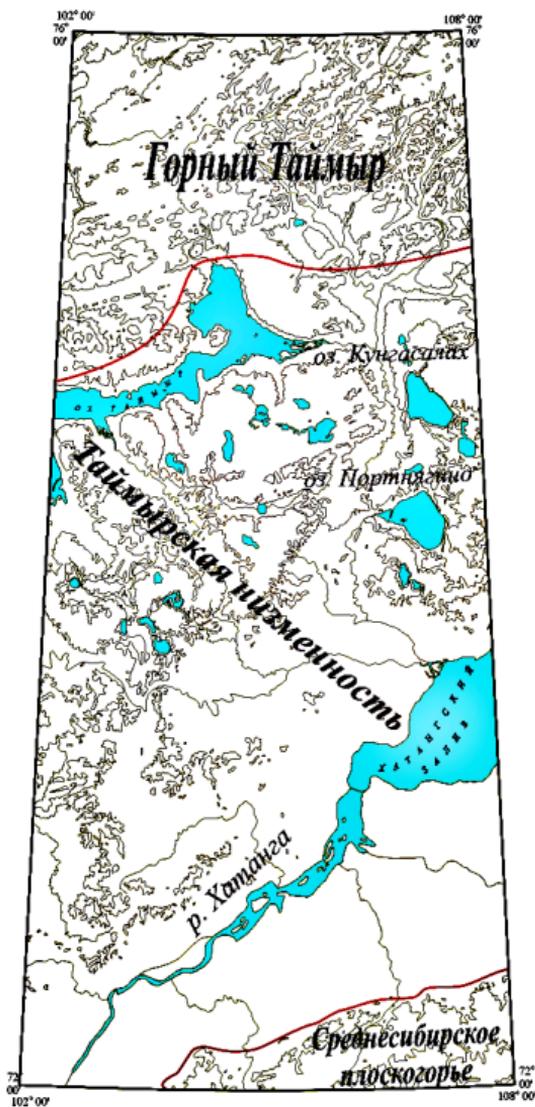
горного увалистого рельефа, развитого на карбонатных породах нижнего—среднего палеозоя. Существенное влияние на рельеф хребта Бырранга оказали ледники. Остались широкие ледниковые троговые долины, некоторые из них являются сквозными. Повсеместно встречаются небольшие цирки, кары, реликты морены и рассеянные валуны как в долинах, так и на водоразделах. В самой высокой части территории имеется небольшой расчлененный ледник — Неожиданный. В других местах наблюдаются летующие снежники на северных склонах горных гряд и в затененных участках долин.

К северо-западу низкогорная зона сменяется сглаженными холмами и горными массивами на карбонатных и изредка терригенных отложениях палеозоя, метаморфизованных породах протерозойского комплекса и интрузиях гранитоидов. Абсолютные отметки обычно составляют 250—300 м. За докембрийским уступом начинается Трауттфеттерская депрессия, простирающаяся вдоль хребта Бырранга. Депрессия состоит из нескольких сообщающихся низин с абсолютными отметками 100—150 м. Еще севернее располагаются сглаженные холмы и горные массивы, сформировавшиеся на эродированных карбонатных породах рифея. Абсолютные отметки обычно составляют 200—300 м. Ландшафт этой зоны определяют крупные холмы изометрических форм с пологими склонами и слабовыпуклыми вершинами.

На расстоянии 40—50 км к югу от гор Бырранга простирается одиночная цепь «островных» возвышенностей Кирыка-Тас и Тулай-Кирыка. Эти горстообразные поднятия, располагающиеся в пределах Таймырской низменности, представляют собой крупные возвышенности с крутыми высокими склонами и относительно ровной и пологой вершиной. Абсолютная высота массивов — 628 и 635 м, относительные превышения над плоскостью равнины — 400—450 м. Северная оконечность Таймырской низменности, расположенная между горами Бырранга и массивами Тулай-Кирыка и Кирыка-Тас, представляет собой слабо всхолмленную заболоченную равнину с абсолютными отметками до 200 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 Бикада-Нгуома, Нюнькаракутари, Малахайтари, Муруптуматари с многочисленными притоками. Вскрытие рек происходит в начале июля, ледостав в середине—конце сентября. Главным бассейном водосбора является акватория оз. Таймыр. 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-48, расположенная к югу от возвышенностей Кирыка-Тас и Тулай-Кирыка на расстоянии около 250 км, занята обширной низменностью, распространенной до северных уступов Среднесибирского плоскогорья. Для Таймырской низменности характерно развитие пологоувалистых возвышенностей и холмов, чередующихся с широкими, плохо



Масштаб 1 : 5 000 000

Рис. 1. Схема орографии.

выраженными заболоченными долинами и котловинами с многочисленными озерами. Абсолютные высоты возвышенностей обычно не превосходят 150–250 м, относительные превышения составляют 70–90 м и редко достигают 100 м. Возвышенности обычно располагаются закономерно, образуя гряды широтного и субширотного простирания, 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 мощной толще многолетнемерзлых пород.

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

Территория, примыкающая к южной рамке листа, представляет собой северную окраину Среднесибирского плоскогорья. 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 расчленяют плато на ряд плосковерхих массивов и одиночных столовых гор, а иногда гор с пологими куполовидными вершинами. Формирование этих типов гор обусловлено бронирующим эффектом трапповых 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 р. Попигай. В общем это горные реки с невыработанным профилем равновесия, местами порожистые.

Территория листа S-48 изобилует пресноводными водоемами-озерами разных очертаний и размеров. Особенно много их в пределах Таймырской низменности. Наиболее крупным водоемом является оз. Таймыр. Оно вытянуто вдоль гор Бырранга на расстояние 180 км по границе с Таймырской низменностью. Это весьма мелководное озеро, но оно не имеет себе равных по размерам на всем Крайнем Севере. Площадь его около 4000 км². Значительны по размерам также озера Кунгасалах и Портнягино. Площадь их около 400 км². 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 селения Хатанга —

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 мохово-лишайниковые растительные ассоциации, местами с кустарниками карликовой березки 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. Живут там также полярный волк, песец и лемминг, за последние годы размножились стада овцебыков. Из птиц постоянно обитают полярная сова и белая куропатка. Перелетные — многочисленные виды куликов, уток, гусей. Коренное население полуострова Таймыр — нганасане, долгане посещают лишь южные районы территории листа, пастбищные и промысловые угодья. Район экономически не освоен, от наиболее крупного населенного пункта с. Хатанга удален на 50—200 км. На таком же расстоянии от района работ находятся фактории Новорыбная, Жданиха и Сопочное. Обширные пространства таймырской тундры безлюдны.

На сегодняшний день геологическое строение региона освещено геологосъемочными работами масштаба 1 : 1 000 000 на 100 %, аэрофотогеологическим картированием масштаба 1 : 200 000 на 90 %, на отдельных участках проведены поисковые работы на золото, бурый уголь, флюорит, а также специальные научные разработки в области стратиграфии, магматизма, тектоники и минерогении, отраженные на схеме использованных материалов. Кондиционной геохимической основой масштаба 1 : 1 000 000 лист S-48 обеспечен на 20 %.

В истории геологических исследований рассматриваемой территории выделяются несколько этапов.

Первый этап на Таймыре охватывает картографические работы участников Великой Северной экспедиции 1733—1743 гг.: Х. Лаптева, В. Прончищева, С. Челюскина, позднее — А. Ф. Миддендорфа (1843 г.), А. Е. Норденшельда (1878 г.), Э. В. Толля (1901 г.), Н. Н. Урванцева (1922, 1929 гг.). На Северном Прианабарье рекогносцировочные работы проводились А. Л. Чекановским (1874 г.), Э. В. Толлем (1893 г.), И. Н. Толмачевым и О. О. Баклундом (1905 г.).

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. Работы развернулись главным образом на Анабаро-Хатангском междуречье, восточнее территории листа с целью выяснения перспектив нефтегазоносности, а также в пределах Горного Таймыра для изучения угленосности пермских толщ. Одновременно начала разворачиваться планомерная геологическая съемка масштаба 1 : 1 000 000, которой после Великой Отечественной войны была охвачена вся территория листа. Кроме того, выборочно на отдельных планшетах в центре Таймыра велась съемка масштаба 1 : 200 000. Геологами НИИГА и треста «Арктикразведка» были изучены многочисленные «белые пятна».

В Горной части Таймыра мелкомасштабным картированием занимались В. А. Вакар (1948, 1950 гг.), А. П. Иванов (1949 г.), М. Н. Злобин (1950,

1951 г.), В. Д. Дибнер (1951 г.), А. П. Пуминов (1950 г.), среднемасштабным — Г. П. Вергунов (1948 г.), Г. А. Закржевский (1953, 1955 гг.), Л. А. Чайка (1952 г.), А. Б. Алексеева (1954 г.), В. А. Виноградов (1954 г.). В результате получены данные об истории геологического развития Таймыра, установлены новые разрезы, оценены месторождения и проявления различных полезных ископаемых, в том числе меди, никеля, ртути, каменного угля. М. Г. Равичем в 1954 г. подведены итоги по докембрию Таймыра, И. М. Мигом в том же году систематизированы материалы по угленосности полуострова, М. Г. Равичем и Л. А. Чайкой в 1959 г. охарактеризованы малые интрузии хребта Бырранга и, в частности, бостониты на п-ове Туруза-Мола.

На востоке Таймырской низменности в 1935—1936 гг. маршрутные исследования проводили Т. Н. Емельянцева и Г. Э. Фришенфельд. С конца 40-х годов тематические исследования в течение двух десятилетий вел В. Н. Сакс. В этот же период проводятся планомерные геологосъемочные работы масштаба 1 : 1 000 000 и крупнее Р. Ф. Гуголем, В. П. Петелиным (1948 г.), М. С. Шлейфером (1950 г.), С. С. Степашиным (1952 г.), В. С. Аш-мариной и Ю. Н. Михалюк (1953 г.), О. А. Ивановым (1953 г.), Д. С. Гантманом (1953 г.), К. С. Забурдиным (1955 г.) и др. В результате были выделены тектонические этажи и ярусы, закартированы и фаунистически охарактеризованы нижне- и верхнепалеозойские образования, эффузивные и интрузивные породы, а также мезо-кайнозойский чехол.

Во второй половине 1950-х годов на территории листа, в пределах Таймырского полуострова 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 была издана геологическая карта масштаба 1 : 1 000 000 на площадь листов S-48, 49. В объяснительной записке к этим картам обобщены материалы всех предшествующих работ по геологической съемке и поискам полезных ископаемых, сделаны прогнозы по дальнейшим поискам месторождений полиметаллов, меди, никеля, угля, нефти и газа.

Третий этап (с 1960 по 1972 г.) характеризуется главным образом проведением тематических работ и обобщением результатов региональных работ. Решаются вопросы стратиграфии, магматизма, метаморфизма, тектоники Таймыра и Прианабарья. 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 (Крутойрский, Милашев, 1961), Схему распространения шлихо-минералогических ассоциаций современного аллювия масштаба 1 : 2 500 000 (Горина, Стахевич, 1961). И. Б. Успенской в 1961 г. в районе северного побережья бухты Ледяная оз. Таймыр проведены геологосъемочные работы в масштабе 1 : 200 000. В пределах Таймырской низменности в 1972 г. С. Л. Троицким изучался разрез пород кайнозоя у пос. Новорыбная, который расчленен в 1976 г. В. И. Гудиной. В 1971—1980 гг. с применением радиоуглеродного датирования Н. В. Кинд занималась вопросами стратиграфии четвертичных отложений.

В эти же годы проводятся геофизические съемки масштабов 1 : 1 000 000 и 1 : 200 000. Аэромагнитные съемки масштаба 1 : 200 000 выполнены в во-

сточной части Горного Таймыра в 1961–1962 гг. М. И. Залипухиным, В. И. Повадатором, В. В. Большаковым, в районе Восточного Таймыра и Анабаро-Хатангского междуречья в 1962–1963 гг. М. И. Залипухиным, В. И. Повадатором и Г.А.Рудневым. В 1966–1971 гг. А. П. Четверговым, В. А. Одеговым проведена гравиметрическая съемка масштаба 1 : 1 000 000. По данным этих съемок были составлены карты магнитных и гравиметрических полей, выявлены их связи с геологическими структурами, даны глубинные характеристики основных элементов структур. В 1953 г. в Северном Прианабарье Д. В. Левиным, С. М. Крюковым выполнена региональная аэромагнитная съемка повышенной точности. В 1961 г. тем же коллективом проведена аэромагнитная съемка масштаба 1 : 200 000, захватившая южную часть листа S-48 (Левин, Крюков, Волк, 1961). В 1961 г. южная часть листа S-48 была охвачена гравиметрической съемкой масштаба 1 : 1 000 000, выполнявшейся А. М. Липкан и А. В. Черным. В результате геофизических исследований составлены гравиметрические карты в редукции Буге, определены глубины до поверхности кристаллического фундамента, которые на рассматриваемой площади достигают 6–7 км. Кроме того, отбиты контуры интрузивных тел, в тектоническом плане установлены Половинный и Блуднинский блоки, разделенные Усть-Кельчитским разломом.

Обширные материалы по геологии Таймыра обобщены в ряде сводных трудов. Данные о геологии и петрографии трапповых образований в 1962 г. изложены в работе В. А. Вакара, в 1971 г. Ю. Е. Погребницким опубликована монография «Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы».

Четвертый этап исследований (1972–1981 гг.) характеризуется проведением аэрофотogeологических съемок (АЭФГК) масштаба 1 : 200 000 НПО «Аэрогеология» (1973–1978 гг.) предгорных районов Таймырской низменности (В. С. Скундин и др., 1976; Э. Л. Фишер и др., 1978), ПГО «Красноярскгеология» (1972–1979 гг.) на всей территории Горного Таймыра (В. В. Беззубцев, Ю. И. Гончаров, Р. Ш. Залялеев и др., 1980) и космогеологическим картированием масштаба 1 : 1 000 000 Енисей-Хатангского прогиба с привлечением данных сейсмических исследований, в том числе профилей ГСЗ (Д. А. Кукушкин и др., 1981 г.). По результатам АЭФГК существенно уточнены геологическое строение и перспективы. На территории Енисей-Хатангского прогиба и прилегающих площадях [157] были выявлены минералы-спутники алмазов в тяжелой фракции современного аллювия рек Нижняя и Блудная, указано на высокую вероятность обнаружения в этом районе кимберлитовых тел. В южной части массива Кирыка-Тас обнаружено комплексное проявление никель-полиметаллических руд. По материалам АЭФГК изданы монография «Антропоген Таймыра» (1982 г.) и Геологическая карта Горного Таймыра масштаба 1 : 500 000 (1986 г.). В.В. Беззубцевым предложена новая схема стратиграфии докембрия и раннего палеозоя, уточнена возрастная последовательность интрузивных образований.

В этот же период осуществлялись тематические работы. А. И. Забияка, И. Д. Забияка, С. С. Сердюк, В. А. Верниковский (1975–1981 гг.) проводят исследования по оценке перспектив золотоносности докембрийских образований Северо-Восточного Таймыра, создается прогнозная карта золото-

носности Северо-Восточного Таймыра, захватывающая Барковскую площадь листа S-48. 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, С. А. Гулиным и др. (1975–1981 гг.) завершена тема «Минералогия Североземельско-Таймырского региона». В работе обобщены результаты предшествующих геологосъемочных и научно-исследовательских работ по эндогенным месторождениям разного типа, составлена металлогеническая карта масштаба 1 : 500 000, дана прогнозная оценка рудных формаций Таймыра.

Работы по оценке перспектив нефтегазоносности Таймырской низменности проводились трестом «Красноярскнефтеразведка». В 1972–1981 гг. сейсморазведочными работами масштаба 1 : 500 000 и на отдельных участках 1 : 200 000 (Н. Е. Котт и др., 1972, 1973, 1976; А. С. Ткач, 1981) выявлен структурный план залегания мезозойских образований и выделены отдельные перспективные структуры. На Владимирской структуре пробурена параметрическая скважина № 21 глубиной 3121 м, вскрывшая осадки мелового возраста, сокращенный разрез юры и отложения триаса.

В 1975–1978 гг. в северной части Анабарского щита и Прианабарья проводилась групповая геологическая съемка масштаба 1 : 200 000 Красноярской ГСЭ [144]. Территория съемки захватила самую юго-восточную часть листа S-48. Авторами изучены и расчленены по обнажениям и скважинам мезо-кайнозойские осадки. По результатам работ Л. И. Федотовой под редакцией Ф. Г. Маркова издана Государственная геологическая карта масштаба 1 : 200 000 первого поколения (1980).

Пятый этап (1982–2003 гг.) характеризуется проведением геологосъемочных работ масштаба 1 : 200 000 на севере и западе п-ова Таймыр и ориентацией большинства ГРП на золото и платино-медно-никелевое оруденение.

На территории листа S-48 лишь самая северо-западная часть была охвачена общими поисками на россыпное золото ПГРЭ (с. Хатанга) с применением сначала колонкового, затем ударно-канатного бурения в бассейнах рек Бырранга, Ленинградская, Баркова. Эти работы показали повсеместную зараженность золотом северо-западной части территории листа, появление на многих участках редких шлихов с весовыми содержаниями (0,05–0,2 г/м³), но давшими в целом отрицательные заключения (Л. А. Маркович и др., 1985).

В 1985–1989 гг. ПГО «Аэрогеология» проводило космофотогеологическое картирование Горного Таймыра в масштабе 1 : 500 000. В результате составлена карта структурно-вещественных комплексов, рассмотрена история геологического развития Таймыра с позиции теории тектоники плит (А. К. Уфлянд и др., 1990 г.).

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

ГП ЦАГРЭ в бассейне р. Бол. Балахня проведены специализированные геолого-геохимические исследования масштаба 1 : 500 000, завершены

ные информационным отчетом (С. П. Богуславский и др., 1997 г.). При шлиховом опробовании установлено широкое развитие ореолов золота, киневари и сфалерита.

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

К 2000 г. были составлены и переданы на издание Госгеолкарты масштаба 1 : 200 000, охватывающие практически всю западную и северную части сопредельных к S-48 листов.

В пределах листа S-48 в 1998 г. лишь на площадях листов S-48-I, II; S-48-VII, VIII начаты и не завершены опережающие геофизические и геохимические съемки под ГСР-200, которые в 2003 г. закрыты информационными отчетами (Ю. В. Костров и В. В. Межубовский).

Научные тематические разработки осуществлялись параллельно в соответствии с задачами геологосъемочных и поисковых работ. Развитые на территории листа геологические формации освещены в обобщающих трудах и специальных исследованиях по стратиграфии и метаморфизму раннего докембрия (М. Г. Равич, А. М. Даминова, Л. В. Махлаев, О. Г. Шулятин, А. И. Забияка, Ю. И. Захаров); по стратиграфии, литологии и палеогеографии позднего докембрия (М. Г. Равич, Ю. Е. Погребницкий, М. Н. Злобин, А. И. Забияка, В. В. Беззубцев, В. Я. Кабаньков, Р. Ф. Соболевская, Н. М. Голованов, С. Б. Киреев); 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); по 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, М. Г. Равичем, А. М. Даминовой, В. А. Черепановым, Л. А. Чайкой, Ю. Е. Погребницким, Л. В. Махлаевым, Ю. И. Захаровым, С. А. Гулиным, Н. Н. Нагайцевой, В. Ф. Проскурниным, П. Г. Падериним. Петрография и стратиграфическое расчленение эффузивов триаса 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. Атласовым, В. А. Вакаром, П. С. Вороновым, Ф. Г. Марковым, А. М. Даминовой, И. М. Мигаем и, в последние годы, стали предметом специальных исследований вслед за Ю. Е. Погребницким (1972 г.), В. А. Верниковского (1996 г.), В. Ф. Проскурнина (2003 г.). Структура Енисей-Хатангского прогиба и север-

ного склона Сибирской платформы освещена в работах Д. Б. Тальвирского, Д. С. Сорокова, Д. В. Лазуркина, Л. Л. Кузнецова, Н. Е. Котт, В. И. Казаиса, В. И. Коваленко, А. П. Афанасенкова, В. А. Балдина. Анализ дислокаций по аэрокосмическим данным выполнен А. А. Межвилком и А. К. Уфляндом.

Шестой этап (с 2003 г.) характеризуется постановкой работ по созданию комплектов Гостгеолкарты-1000/3 на листах S-48 (2003 г.) и S-49 (2004 г.) с проведением полевых прогнозно-минерагенических исследований и завершением ОГХС-200 на Барковской (S-48-I, II) и Соколинской (S-48-VII, VIII) площадях. В производстве полевых исследований 2004–2005 гг. были задействованы специалисты ВСЕГЕИ – В. Ф. Проскурнин (отв. исп.), А. В. Гавриш, В. Н. Егоров, А. К. Худoley, А. С. Бетту, И. В. Вербицкий, И. Н. Мозолева, А. В. Шманяк, Ю. В. Заика, А. А. Савицкий и МУП «Полярная ГРЭ» – В. В. Межубовский (отв. исп.), В. Р. Трофимов.

В 2005 г. завершена легенда Таймырско-Североземельской серии листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение) (гл. ред. В. Ф. Проскурнин), включающая семь сдвоенных трапеций масштаба 1 : 1 000 000 и легшая в основу составления листа S-48.

Обзор основных работ свидетельствует о геологической изученности региона, достаточной для составления геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Вместе с тем ряд вопросов геологического строения, и особенно в области распространения докембрийских и юрско-меловых толщ, остается дискуссионным.

Согласно требованиям по представлению в НРС и ГБЦГИ сопровождающих баз данных к листам Гостгеолкарты-1000/3 от 2004 г., в приложении к объяснительной записке по листу S-48 приводится цифровая база данных, в которой 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. Дополнительно представлена база первичных литохимических по вторичным ореолам и шлихо-минералогических данных по листам S-48-I, II (Барковская площадь), S-48-VII, VIII (Соколинская площадь).

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

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

СТРАТИГРАФИЯ

В соответствии с легендой Таймырско-Североземельской серии листов СЛ-1000/3 (2005 г.) и Дополнением № 1 к ней (2006 г.), в основу районирования листа S-48 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. Схемы геологического районирования листа S-48 охватывают интервалы времени, отвечающие тектоническим циклам и тектоническим этапам развития. Намечаются четыре крупных тектонических цикла: допоздневендский, поздневендско-среднекаменноугольный, среднекаменноугольно-триасовый и раннеюрско-кайнозойский (табл. 1). В пределах территорий с образованиями допоздневендского цикла выделяются площади с глубокометаморфизованными породами, связываемыми с раннепротерозойским(?) тектоническим циклом. При этом нижнепротерозойские образования фундамента, отраженные только на разрезе, рассматриваются по данным интерполяции с соседних территорий. Раннеюрско-кайнозойский тектонический цикл разделяется на два крупных этапа: юрско-меловой и позднемеловой–кайнозойский. Четвертичные образования на геологической карте изображаются там, где это необходимо, причем расчлененными только по возрасту с выделением подразделений общей шкалы.

В строении территории листа принимают участие верхнепротерозойские, верхневендско-среднекаменноугольные, среднекаменноугольно-триасовые, юрско-меловые и палеоген-четвертичные отложения, которые разделены до серий, свит и толщ, иногда объединенных. Допоздневендские геологические образования распространены в Шренк-Фаддеевском геологическом районе Колосовско-Дорожнинской геологической площади и Котуйканском геологическом районе (только на разрезе); поздневендско-среднекаменноугольные – в Северо-Быррангском, Фалабигаи-Нордвикском и Северо-Анабарском геологических районах; среднекаменно-угольно-триасовые – в Карском, Южно-Быррангском, Цветковско-Нордвикском и Лено-Анабарском геологических районах; юрско-меловые – в Таймыро-Североземельском, Усть-Енисейском, Чернохребетнинско-Нордвикском, Хетско-Анабарском геологических районах. Палеоген-четвертичные образования распространены в Таймыро-Североземельском и Северосибирском геологических районах.

Геологическое районирование территории листа S-48

Акротема	Эонотема	Эратема	Система	Отдел	Геологические районы (СФО)	Геологические площади (СФЗ)			
	Фанерозойская	Кайнозойская	Четвертичная		I. Таймыро-Североземельский II. Северосибирский				
			Неогеновая						
			Палеогеновая						
		Мезозойская	Меловая	Юрская		K ₂	I. Таймыро-Североземельский II. Устьенисейский III. Чернохребетнинско-Нордвикский IV. Хетско-Анабарский	IIa – Пясинская IIб – Рассохинско-Балахнинская IIIa – Цветковская IIIб – Нордвикская IVa – Анабарская IVб – Хетская	
						K ₁			
						J ₃			
						J ₂			
						J ₁			
						T ₃			
			Триасовая	Пермская	Каменноугольная		T ₂	I. Карский II. Южно-Быррангский III. Цветковско-Нордвикский IV. Лено-Анабарский	Ia – Челюскинская IIa – Озеротаймырская IIIa – Чернохребетнинская IIIб – Нордвик -Анабарская IVa – Попигай-Далдынская
							T ₁		
							P ₂		
							P ₁	I. Северо-Быррангский II. Фалабигай-Нордвикский III. Северо-Анабарский	Ia – Пясино-Фаддеевская (Северная) Iб – Ленивенско-Клюевская (Переходная) Iв – Тарейско-Быррангская (Карбонатная) IIa – Фалабигайская IIб – Нордвикская
						C ₃			
						C ₂			
					C ₁				
			Девонская						
			Силурийская						
			Ордовикская						
			Кембрийская						
		Прогерозой	Верхний	Рифей		V ₂	I. Шренк-Фаддеевский II. Котуйканский (только в разрезе)	Ia – Колосовско-Дорожнинская	
	V ₁								
	R ₃								
	R ₂								
	R ₁								
Нижний									

ДОПОЗДНЕВЕНДСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Наиболее древние протерозойские отложения на поверхности выделяются в северо-западной части листа, захватывая рифейские образования Шренк-Фаддеевского геологического района с вулканогенно-карбонатно-терригенным углеродистым типом отложений. На разрезах, кроме того, по геофизическим данным и общей структурной позиции в пределах Южно-Быррангского позднепалеозойско-раннемезозойского геологического района выделяются нижнепротерозойско-рифейские образования нерасчлененные (PR_1-R), а в пределах Цветковско-Нордвикского и Лено-Анабарского позднепалеозойско-раннемезозойских и Хетско-Анабарского юрско-мелового районов – стратифицированные образования рифея Котуйканского геологического района (только на разрезе).

НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКО-НИЖНЕВЕНДСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ (PR_1-V_1) (только на разрезе)

Образования данного стратиграфического уровня выделяются условно по геофизическим данным и общей структурной позиции, в пределах позднепалеозойско-раннемезозойского Южно-Быррангского геологического района под эпиплатформенными терригенно-карбонатными сульфатоносными отложениями Фалабигай-Нордвикского района Фалабигайской геологической площади. Наиболее близкими геологическими образованиями являются стратифицированные и интрузивные комплексы раннего протерозоя–рифея–раннего венда (нерасчлененные) Шренк-Фаддеевского геологического района Таймыра. Кроме того, они близки к образованиям Игарско-Норильской палеорифтогенной системы [28]. Нижнепротерозойско-рифейско-нижневендские образования (байкалиды), по геофизическим данным, протягиваются под отложениями позднепалеозойско-раннемезозойского Южно-Быррангского геологического района и Турку-Логатинского юрско-мелового прогиба. Нижнепротерозойско-рифейско-нижневендские образования слагаются карбонатно-терригенно-вулканогенными, молассоидными терригенными и карбостромовыми отложениями. Мощность образований более 4000 м [28].

РИФЕЙСКО-НИЖНЕВЕНДСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Шренк-Фаддеевский геологический район

В пределах листа район представлен центральной частью Колосовско-Дорожнинской площади с двумя стратифицированными сериями отложений: ждановско-дорожнинской раннего–среднего рифея и становско-колосовской позднего рифея–раннего венда.

Колосовско-Дорожнинская геологическая площадь

Ждановско-дорожнинская серия включает октябрьскую, ждановскую, октябрьскую и ждановскую объединенные толщи и дорожнинскую толщу.

Октябрьская толща ($R_{1-2}ok$) в ранге свиты была выделена М. Г. Равичем [37, 85], однако стратотип ее не был точно определен и позднее ее ранг был понижен до толщи [146]. Октябрьская толща прослеживается от р. Коралловая, левого притока р. Траутфетер через верховья р. Прямая, нижнее течение р. Баркова в верховья руч. Светлый. Нижняя ее граница на этом участке не установлена. Разрез состоит из кварцито-песчаников, обычно светлоокрашенных, и метаалевролитов серого и зеленовато-серого цвета с линзовидными прослоями кварцевых метакравелитов и метаконгломератов в основании. Породы зонально метаморфизованы. Степень метаморфизма увеличивается к верховьям р. Ленинградская, где она достигает эпидот-амфиболитовой фации.

На реках Коралловая, Баркова наблюдается согласный контакт ее со ждановской толщей. Для определения возраста источника сноса и нижнего предела возраста осадконакопления октябрьской толщи было произведено U-Pb SHRIMP датирование обломочных цирконов из двух образцов песчаников, отобранных в бассейне р. Жданова. В сумме был изучен возраст 58 зерен обломочных цирконов, из которых выбраны 52 наиболее точных замера.

Большинство зерен группируется около значения 2026 млн лет, наиболее молодое, практически конкордантное зерно ($D = -2\%$), имеет возраст 1681 ± 61 млн лет, что позволяет считать эту толщу рифейской.

В то же время, возраст гранитоидов снежинского комплекса, прорывающих октябрьскую и ждановскую толщу, определен как 834–846 млн лет (см. гл. «Магматизм»). Это свидетельствует о том, что рассматриваемая толща древнее позднего рифея и ее возраст можно считать ранне-среднерифейским.

Для пород октябрьской толщи (по сравнению с кларковыми значениями для терригенных пород) характерны повышенные содержания Zn (среднее содержание для толщи $45 \times 10^{-4}\%$) [79]. Концентрации таких элементов как Co, Ni, Mo на порядок превосходят кларковые значения, Cu и Nb имеют еще более высокие содержания, составляющие в среднем для толщи $38,33 \times 10^{-4}$ и $10,33 \times 10^{-4}\%$ соответственно. Более низкие значения, по сравнению с кларковыми, характерны для Zr, Y, Pb, Ag, Ga.

Мощность толщи до 2000 м.

Ждановская толща ($R_{1-2}zd$) в ранге свиты была выделена М. Г. Равичем и названа по р. Жданова [37, 85]. Однако стратотип не был определен, вследствие чего ее ранг был понижен до толщи [146].

В пределах Колосовско-Дорожнинской геологической площади толща распространена очень широко. Выходы ее наблюдаются в полосе от р. Коралловая через верховья р. Прямая, нижнее течение р. Баркова в верховья руч. Светлый. По р. Жданова и ее правому притоку р. Тихая, по данным А. И. Забияки, ждановская толща согласно залегает на октябрьской. Ее нижняя граница проводится здесь по подошве мощной пачки филлитов с прослоями песчаников и известняков [55]. Близкого типа переходы наблю-

дались в бассейнах рек Баркова, Коралловая. Породы ждановской толщи, так же как и пространственно ассоциирующие с ней образования октябрьской толщи, наблюдаются в основном в виде элювиально-делювиальных развалов.

Толща сложена интенсивно дислоцированными альбитизированными песчано-сланцевыми, иногда углеродистыми породами, переслаивающимися с мраморами и известняками. Углеродистые сланцы интенсивно пиритизированы.

Возраст ждановской толщи принимается ранне-среднерифейским исходя из того, что она вместе с октябрьской образует единый структурно-метаморфический комплекс, прорванный гранитоидами снежинского комплекса достановско-колосовского уровня. В толще обнаружены микрофоссилии *Kildinella hyperboreica* Tim., *K. sinica* Tim., *Trachysphaeridium patellare* Tim. и другие формы, характерные для верхнего протерозоя.

Ждановская толща отличается повышенным содержанием Mo, составляющим в среднем $5,8 \times 10^{-4} \%$, и значительными концентрациями Pb ($186,9 \times 10^{-4} \%$), Ag ($2,126 \times 10^{-4} \%$), Au ($0,024 \times 10^{-4} \%$), Pd ($0,02 \times 10^{-4} \%$), превышающими кларковые значения на порядок или два порядка (Pb). Такие элементы как Sr, V, Cr, Ni, Nb, Y, Sn, Cu, Zn имеют значения ниже кларка, околокларковые – для Co, Zr, Sc, Be, Ga.

Мощность толщи 850–1000 м.

Октябрьская и ждановская толщи нерасчлененные ($R_{1-2ok-žd}$). Это подразделение закартировано на междуречье верхнего течения р. Коралловая и р. Прямая. Здесь наблюдаются разобщенные элювиально-делювиальные высыпки светлоокрашенных слюдистых кварцитов и полевошпатово-кварцевых метапесчаников, обычных для октябрьской толщи, а также серых серицит-альбит-кварцевых сланцев, углеродистых филлитов и мраморов, характерных для ждановской толщи. Из-за сложного смятия и малых выходов на поверхности они показаны нерасчлененными. Мощность толщ до 3000 м.

Дорожнинская толща (R_{1-2dr}) в ранге свиты была выделена геологами ГП «Красноярскгеолсъемка» и названа по р. Дорожная, правому притоку р. Гольцовая, где и наблюдается ее типовой разрез [12, 13]. В серийной легенде ГГК-200 [146] ввиду отсутствия нормальных соотношений с подстилающими породами она была переведена в ранг толщи.

Закартирована дорожнинская толща в бассейне среднего течения р. Баркова, а также на левобережье р. Ленинградская, в верховьях руч. Светлый и руч. Моховый. В. В. Беззубцевым вулканиды рассматривались в составе ждановской толщи, а А. И. Забиякой – в ранге верхней подсвиты октябрьской свиты.

Границы дорожнинской толщи со смежными подразделениями обычно тектонические или трактуются неоднозначно. На левом берегу р. Ленинградская (безымянный приток напротив руч. Ясный) в черных сланцах ждановской толщи отмечается секущее тело метариолит-порфиоров, в доломитах – метагаббро-долеритов. Выше по ручью обнажена монотонная толща метабазальтов мощностью 400–500 м, сменяющихся порфиритами андезитов, метариолитовыми порфирами и сланцами по их туфам. Метабазальты альбитизированы, кислые разновидности интенсивно березити-

зированы и сульфидизированы. Одинаковая степень метаморфических и гидротермально-метасоматических изменений вулканитов и пород ждановской толщи и близкий характер деформаций и смятия свидетельствуют об их принадлежности к единому структурно-формационному комплексу, а ряд косвенных соотношений — о более позднем формировании дорожнинской толщи по отношению к ждановской.

Толща сложена сланцами хлорит-кварц-эпидот-актинолитовыми, кварц-хлорит-альбит-цоизит-тремолитовыми, хлорит-альбит-актинолит-эпидотовыми, хлорит-серицит-полевошпатово-кварцевыми по основным и средним вулканитам, реже кислым, отмечаются порфириды, метариолит-порфиры.

По петрохимическим данным, первичные вулканиты дорожнинской толщи представляют собой риолит-андезит-базальтовую ассоциацию пород калиево-натриевой серии с нормальной щелочностью, умеренной титанистостью, низкой и умеренной железистостью (табл. 2).

Возраст дорожнинской толщи определяется исходя из положения ее в разрезе — ниже позднерифейского становско-колосовского комплекса пород и датируется ранним—средним рифеем. Основанием для такого вывода кроме этого служит тот факт, что она образует единую в структурном отношении толщу с ранне-среднерифейскими образованиями октябрьской и ждановской толщ.

Толща отличается пониженными, по сравнению с кларком для сланцевых пород [16], значениями Sr, V, Cr, Co, Ni, Sc, Be, Mo, Pb, Zn Ag, Ga и близкими к кларку значениями Zr, Nb, Y, Sn, Cu, Ge.

Мощность толщи не менее 800 м.

Становско-колосовская серия объединяет становскую толщу, колосовскую, светлинскую свиты, скальнинскую толщу и посадочнинскую свиту. На рассматриваемой площади выделены и закартированы становская толща и колосовская свита.

Становская толща (R_{3st}) в ранге свиты была выделена М. Н. Злобиным и названа по р. Становая, впадающей с юга в зал. Фаддея [130]; ввиду отсутствия нормальных соотношений с подстилающими породами она была переведена в ранг толщи.

На территории листа толща распространена в бассейне р. Заозерная, среднем течении р. Ленинградская, в устье руч. Светлый. Залегает она с угловым несогласием на метаморфизованных породах ранне-среднерифейского возраста, ее нижняя граница проводится по подошве пачки крупнозернистых кварцевых песчаников. На рассматриваемой площади ее нижний контакт преимущественно тектонический. Верхняя граница с колосовской свитой согласная и проводится по подошве пачки розовых озгиевых известняков колосовской свиты.

Толща сложена существенно кварцевыми песчаниками, переслаивающимися с алевролитами и аргиллитами, часто пестроцветными, реже — серой окраски, содержащими прослой серых известняков и пестроокрашенных кварцевых гравелитов. В устье руч. Светлый толща имеет двучленное строение. Верхняя часть состоит из пестроцветных песчаников, алевролитов и аргиллитов с туфогенной примесью, нижняя — сложена зеленоцветными и светло-серыми разностями таких же пород. Песчаники и гравелиты в нижней половине толщи составляют не менее 20 %.

Химический состав пород дорожнинской толщи

Номер пробы	510	511/А	43/1	533/10	511	512/А
Порода	Метариолит	Метариолит	Метариолит	Метабазальт	Метариолит	Метатрахибазальт
SiO ₂	75,45	74,9	75,37	45,83	76,31	50,46
TiO ₂	0,08	0,16	0,11	2,5	0,09	2,36
Al ₂ O ₃	12,45	13,61	13,36	13,86	12,46	14,35
Fe ₂ O ₃	1,84	1,32	0,79	6,61	1,34	3,29
FeO	0,24	0,8	0,92	9,98	0,78	9,35
CaO	<0,20	<0,20	<0,2	6,47	<0,20	7,2
MgO	0,65	0,25	<0,2	6,92	<0,20	5,38
MnO	<0,02	0,02	<0,02	0,2	0,02	0,21
K ₂ O	6,88	5,74	5,58	1,08	5,22	1,08
Na ₂ O	0,09	2,23	2,18	2,21	2,73	3,96
SO ₃	2,29	0,07	0,15	0,29	<0,05	0,06
P ₂ O ₅	0,02	0,04	0,03	0,37	0,02	0,26
ппп	2,06	1,06	0,89	3,82	0,73	2,28
Сумма	102,05	100,2	99,38	100,14	99,7	100,24
H ₂ O	0,11	0,05	0,06	0,21	0,05	0,25
al'	4,56	5,74	6,99	0,59	5,37	0,80
f'	2,81	2,53	2,02	26,01	2,41	20,38
Na ₂ O/K ₂ O	0,01	0,39	0,39	2,05	0,52	3,67
X ₂	97,21	97,55	97,49	33,71	97,55	41,18
K _ф	64,59	76,19	89,45	70,56	74,37	70,14

Примечание: $al' = Al_2O_3 / (FeO + Fe_2O_3 + MgO)$; $X_2 = 100(Na_2O + K_2O) / (Na_2O + K_2O + CaO)$; $K_{ф} = 100(FeO + Fe_2O_3) / (FeO + Fe_2O_3 + MgO)$; $f' = FeO + Fe_2O_3 + MgO + TiO_2$. Образцы из коллекции В. Ф. Проскурнина, А. В. Гавриша.

Позднерифейский возраст становской толщи определяется исходя из ее положения в разрезе — непосредственно под позднерифейской колосовской свитой, с которой она образует единый крупный седиментационный цикл осадконакопления. Кроме того, для определения возраста источника сноса и нижнего предела возраста осадконакопления было произведено U-Pb SHRIMP датирование обломочных цирконов из образца песчаников, отобранного в бассейне р. Жданова из нижних горизонтов становской сви-

ты. Был изучен возраст 30 зерен обломочных цирконов, из которых учтены 20 наиболее точных замеров. График распределения вероятности возрастов обломочных цирконов показывает, что наиболее вероятный возраст самых молодых цирконов, составляющих около 35 % от их общего числа, близок к 780 млн лет, что свидетельствует о возрасте становской свиты — около 780 млн лет.

Становская толща характеризуется повышенными концентрациями Sr, среднее содержание которого составляет $31,25 \times 10^{-4} \%$.

Мощность толщи оценивается 1180–1500 м [13, 55].

Колосовская свита (R_3kl) выделена М. Н. Злобиным в 1956 г. и названа по руч. Колосова, правому притоку р. Нижняя Таймыра [56]. Стратотип свиты не был определен, однако всеми исследователями это подразделение понималось одинаково и всегда служило достаточно надежным репером при корреляции даже весьма удаленных разрезов.

На территории листа толща распространена в бассейне р. Заозерная, среднем течении р. Ленинградская, в устье руч. Светлый.

Нижняя граница ее проводится по подошве пачки доломитов или розовых озагиевых известняков, согласно залегающих на терригенных породах становской толщи. Колосовская свита состоит из доломитов неравномерно песчанистых серого, светло-серого, реже — темно-серого и кремово-серого цвета массивных и тонкоплитчатых, нередко с прослоями и линзами микроводорослевых доломитов с фитогенными рифовыми постройками. В верхней части разреза преобладают известняки.

На левом борту р. Заозерная, в ее приустьевой части, колосовская свита осложнена мелкими дайками и трубками взрыва; доломиты брекчированы и гематитизированы и приобрели вишнево-красный цвет.

Возрастная принадлежность колосовской свиты определяется палеонтологическими данными. Однако видовой состав онколитов и строматолитов из этой свиты на рассматриваемой площади имеет широкой возрастной диапазон и не позволяет точнее, чем рифей, определить возраст вмещающих их пород. Но к западу и востоку от рассматриваемой площади в колосовской свите собран разнообразный комплекс строматолитов и микрофитолитов. Среди первых определены *Inseria(?)* cf. *tjomusi* Kryl., *Baicalia(?)* *rara* Semikh., *B.(?)* cf. *schrenica* Gol., *B.(?)* cf. *trautfetrica* Gol. Эти формы характерны преимущественно для позднего рифея. Среди микрофитолитов присутствуют *Osagia argilosa* Milst., *Vesicularites flexuosus* Reitl., *V. elongatus* Zabr., *V. eniseicus* Milst., свидетельствующие о средне-позднерифейском возрасте вмещающих пород. Возраст свиты принимается как позднерифейский, учитывая данные по цирконам в нижележащей становской толще.

Для колосовской свиты характерны значительные (на порядок превышающие кларковые значения) содержания Co, Nb ($2,42 \times 10^{-4} \%$, $4,92 \times 10^{-4} \%$ соответственно), повышенные концентрации Ni, Sc, Mo, Ge, Ga.

Мощность колосовской свиты меняется от 350 до 1000 м.

Котуйканский геологический район

Образования Котуйканского геологического района выделяются только на разрезе между верхнеархейско-нижнепротерозойскими комплексами Хапчанского геологического района Анабарского выступа [69] котуйканского типа и отложениями верхнего венда—кембрия Северо-Анабарского, верхнего палеозоя—нижнего мезозоя Лено-Анабарского геологических районов по геофизическим данным и протягиваются до Центрально-Таймырского шва под отложениями Жданихинской юрско-меловой впадины и полого-складчатых образованиями Цветковско-Нордвикской складчатой системы.

Нижнерифейские образования (R_1) (только на разрезе) представлены терригенными нерасчлененными отложениями мощностью 130—1040 м.

Средне-верхнерифейские образования (R_{2-3}) (только на разрезе) представлены терригенно-карбонатными и карбостромовыми нерасчлененными отложениями мощностью 160—970 м.

Нижневендские образования (V_1) (только на разрезе) представлены гипсово-доломитовыми отложениями нерасчлененными мощностью 180—250 м.

ВЕРХНЕВЕНДСКО-СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Верхневендско-среднекаменноугольные отложения наиболее широко представлены на северных отрогах гор Бырранга — в Северо-Быррангском геологическом районе, подразделяясь по типам разрезов на три площади: Пясино-Фаддеевскую (Северную) черносланцевую, Ленивенско-Клюевскую (Переходную) черносланцево-карбонатную и Тарейско-Быррангскую (Южную) карбонатную. Девонско-раннекаменноугольные отложения Фалабигай-Нордвикского геологического района на Фалабигайской площади картируются среди позднепалеозойско-раннемезозойских пород южных отрогов гор Бырранга в блоках и ядрах антиклиналей, а на Нордвикской площади — среди юрско-меловых отложений в связи с соленосными куполами. На территории Северо-Анабарского геологического района этот уровень отложений размыт.

Северо-Быррангский геологический район

Пясино-Фаддеевская (Северная) геологическая площадь

Нижнеостанцовская свита, гравийнореченская, устремленновская толщи и степановская свита объединенные ($V_2-O_1 no \div st$). Это подразделение как объединенное выделено в связи с его незначительной суммарной мощностью (300—320 м). Оно отвечает трансгрессивно-регрессивной стратифицированной серии. На рассматриваемой площади верхневендско-нижнеордовикские отложения картируются на правом берегу р. Заозерная, по берегам р. Ленинградская, выше устья руч. Степаново Ущелье.

Нижнеостанцовская свита выделена В. В. Беззубцевым и др. и названа по р. Останцовая, левому притоку р. Траутфеттер [5, 11, 65, 121]. На левобережье р. Ленинградская она с угловым несогласием залегает на доломитах колосовской свиты с базальными песчаниками в основании. Верхняя граница согласная и проводится по подошве пачки темно-серых и голубовато-серых доломитов с ярко-желтой коркой выветривания [11, 65].

Нижняя часть свиты состоит из известковистых полевошпатово-кварцевых песчаников; верхняя — из доломитов голубовато-серого цвета с ярко-желтой коркой на выветрелой поверхности, серых известняков и черных аргиллитов.

Свита содержит ангустиокреиды и хиолительминты. В стратотипе определены *Anabarites trisulcatus* Miss., *A. tristichus* Miss., *Jacutiochrea* cf. *tristicha* (Miss.) и др. [39]. На р. Гравийная кроме того определены *Cambrotubularis decurvatus* Miss., *Angustiochrea lata* Volk. et Syss., *Conotheca mammulata* Miss. На основании перечисленной фауны возраст свиты датируется поздним вендом. Она уверенно сопоставляется с немакит-далдынским горизонтом на Сибирской платформе [28, 70a].

Геохимически свита на территории листа отличается от всех протерозойских и палеозойских осадочных пород повышенными содержаниями, превышающими кларковые значения [79] в несколько раз, V, Cr, Sc, Be, Mo, Cu, Pb, Zn, Ga. Повышенные содержания, превосходящие кларк на один-два порядка, характерны для Co — $21,35 \times 10^{-4} \%$ (два порядка), Ni — $31,93 \times 10^{-4} \%$, Zr — $190,8 \times 10^{-4} \%$, Nb — $9,69 \times 10^{-4} \%$.

Мощность свиты 2–2,3 м.

Гравийнореченская толща выделена Р. Ф. Соболевской и В. П. Орловым в 1957 г. и названа по р. Гравийная, правому притоку р. Шренк, где и находится её стратотип [101, 151]. Гипостратотип находится на р. Останцовая, левом притоке р. Траутфеттер, в 7–8 км от ее устья [11].

Гравийнореченская толща согласно залегает на нижнеостанцовской свите, и ее нижняя граница проводится по подошве пачки голубовато-серых и желто-серых доломитов с ярко-желтой коркой выветривания и со скелетными остатками. Верхняя граница также согласная и проводится по кровле пачки черных углеродисто-глинистых сланцев (аргиллитов), которые перекрываются органогенно-обломочными известниками устремленновской толщи.

Нижняя часть толщи состоит из серых и голубовато-серых доломитов с желтой коркой выветривания, сменяющихся выше серыми пелитоморфными известняками, а верхняя часть толщи представлена черными углеродисто-глинистыми сланцами и темно-серыми известняками.

Гравийнореченская толща по возрасту соответствует всем четырем ярусам раннего кембрия и нижней части среднего кембрия [11, 151, 166]. Большая ее часть включает нижекембрийские формы: хиолиты *Spinulitheca bellingsi* (Syss.); колпачковые гастроподы *Aldanella* cf. *attleborensis* (Sch. et F.), *Anabarella plana* Vost.; трилобиты *Pagetiellus lenaicus* (Toll) и др.; брахиоподы *Obolus* sp., а в верхней (сланцевой) части присутствуют трилобиты *Solenopleura* sp., *Kootenia jacutensis* Legm., известные в среднем кембрии.

Мощность толщи на правом берегу р. Ленинградская, ниже устья руч. Светлый, и на других участках достигает 50 м.

Устремленновская толща выделена М. Н. Злобиным в ранге свиты и названа по р. Устремленная, левому притоку р. Траутфеттер [56, 130]. В ее составе им выделялись три подсвиты, причем только в средней были найдены остатки среднекембрийской фауны. Возраст нижней и верхней подсвит был определен М. Н. Злобиным условно. Впоследствии нижняя подсвита была выделена в самостоятельное подразделение — гравийнореченскую толщу и, исходя из состава фаунистических остатков, датирована ранним и средним (низы амгинского яруса) кембрием [101]. Верхняя подсвита по составу пород и органическим остаткам была отнесена к грустнинской свите позднекембрийско-раннеордовикского (тремадокского) возраста [101]. Средняя подсвита (в понимании М. Н. Злобина) в настоящее время отнесена к устремленновской толще.

Стратотипической местностью устремленновской толщи является р. Ленинградская, вблизи устья ручья Степаново Ущелье, а также реки Останцовая и Устремленная и руч. Каньонистый, притоки р. Траутфеттер [101, 159]. Толща известна также в бассейне р. Широкая, левого притока р. Гольцовая.

Границы толщи со смежными подразделениями согласные. Нижняя — проводится по кровле углеродисто-глинистых сланцев гравийнореченской толщи и появлению зеленовато-серых органогенно-обломочных известняков, а верхняя — по подошве пачки темно-серых и серых алевритистых известняков со знаками ряби, относящихся к грустнинской свите.

Толща состоит из известняков серых и голубовато-серых с черными примазками углеродистого материала по плоскостям напластования, переслаивающихся с темно-серыми и желтовато-серыми органогенно-обломочными известняками, содержащими, как правило, многочисленные трилобиты. Также встречаются тонкие прослои черных глинистых сланцев.

Возраст толщи определяется на основании находок трилобитов. Верхняя часть толщи содержит остатки трилобитов майского яруса, а нижняя — амгинского. Наиболее характерными из них являются *Peronopsis* cf. *bifurcates* P o k r., *Dorypyge* cf. *olenekensis* L a z., *Anomocarinoidea divulgatus* L a z., *Oidalgagnostus trispinifer* W g o r d, *Lejopyge* sp. [101].

Мощность толщи ниже устья руч. Светлый и на других участках достигает 100 м.

Степановская свита выделена М. Н. Злобиным и названа по ключу Степаново Ущелье, левому притоку р. Ленинградская [130]. Стратотип свиты не был указан, и к тому же в состав ее были включены породы, относимые сейчас к грустнинской свите. В качестве лектостратотипа предложен разрез по руч. Каньонистый, правому притоку р. Траутфеттер [5]. Свита известна также на р. Широкая, левому притоку р. Гольцовая, и по ручью Болотный, левому притоку р. Тихая (бассейн р. Ленинградская).

Залегаet она согласно на устремленновской толще, и ее нижняя граница проводится по кровле последнего пласта органогенно-обломочных известняков. Верхняя граница также согласная и проводится по подошве черных глинистых сланцев с кремнями, залегающими в основании астрономической толщи.

Сложена степановская свита преимущественно темноокрашенными глинисто-углеродистыми сланцами, как правило, пиритизированными, а в подчиненном количестве — серыми известняками, глинистыми их раз-

ностями и алевролитами. Для свиты характерно наличие караваеобразных стяжений темно-серых пиритизированных известняков, содержащих остатки трилобитов.

Ее возраст на основании находок трилобитов и конодонтов датируется поздним кембрием—ранним ордовиком (тремадоком). Среди позднекембрийских трилобитов определены *Glyptagnostus reticulatus* (Ang.), *Cycloagnostus orientalis* Laz., *Clavagnostus spinosus* (Ang.), *Lotagnostus trisectus* (Salt.). Конодонты представлены видом *Phakelodus tenuis* Muller. Тремадокские трилобиты включают *Triarthrus* ex gr. *angelini* Lin n r.s., *Hypermeccaspis* ex gr. *armata* H. et L. [159].

Мощность свиты на левом берегу р. Ленинградская более 150 м.

Астрономическая и гольцовская толщи объединенные (O₁₋₃as + gl). *Астрономическая толща* выделена Р. Ф. Соболевской и др. и названа по руч. Астрономический, левому притоку р. Крутая (бассейн р. Гольцовая) [102]. Стратотипическая местность — на р. Широкая, левом притоке р. Гольцовая, в 12–12,5 км от ее устья, на руч. Болотный, левом притоке р. Тихая (бассейн р. Ленинградская).

В бассейне р. Ленинградская толща залегает согласно на степановской свите и ее нижняя граница проводится по подошве пачки алевритистых и кремнистых сланцев, содержащих граптолиты основания аренига. Верхняя граница с гольцовской толщей также согласная и проводится по подошве пачки темноокрашенных алевролитов с прослоями известняков, содержащих граптолиты карадока (зона *gracilis*).

Сложена толща в нижней части темно-серыми алевролитами, иногда с прослоями, обогащенными пиритом; верхняя половина состоит преимущественно из черных с зеленоватым оттенком листоватых аргиллитов, углеродистых, кремнисто-глинистых сланцев с прослоями темно-серых глинистых доломитов.

Возраст толщи по граптолитам определяется как арениг—лланвирн, включая зону *teretiusculus*. В стратотипической местности в ее нижней части определены *Expansograptus* sp., *Pseudotriconograptus* sp., *Rhabdinopora* sp. В настоящее время в Британском зональном стандарте карадок относится к верхнему ордовику [116].

Мощность толщи 100–120 м.

Гольцовская толща выделена Р. Ф. Соболевской и др. и названа по р. Гольцовая на Восточном Таймыре [102]. Стратотипическая местность — р. Широкая, левый приток р. Гольцовая, в 12,5–13 км от ее устья. На рассматриваемой площади она распространена в бассейне верхнего течения р. Ленинградская. Залегает гольцовская толща согласно на астрономической, и ее нижняя граница проводится по подошве пачки сильно окремненных алевролитов и сланцев с прослоями кремней. На гольцовской толще со скрытым стратиграфическим несогласием залегает каменная толща нижнего силура.

Сложена толща окремненными алевролитами темно-серого цвета с голубоватым и коричневатым оттенками, аргиллитами и черными листоватыми кремнистыми сланцами с прослоями брекчиевидных известняков. По всему разрезу встречаются прослой кремней черного цвета. В верхней половине толщи, кроме перечисленных разновидностей пород, наблюдаются плас-

ты пятнистой желтовато-зеленовато-черной кремнисто-глинисто-доломитовой породы со своеобразной текстурой типа письменного гранита. Такая же порода присутствует и в барковской свите на Ленивенско-Клюевской площади [99].

Возраст толщи на основании граптолитов определяется как карадок—ашгилл (в настоящее время в Британском зональном стандарте по граптолитам карадок относится к верхнему ордовику) [116]. В стратотипической местности граптолитами довольно уверенно обоснованы зоны *gracilis* и *supernus*. В первой из них присутствуют *Dicellograptus parallelus* Obut et Sob., *D. smithi* Rued., *Dicranograptus bungei* Obut et Sob., *D. nicholsoni* Норк., *Climacograptus bicornis* (J. Hall). В зоне *foliaceus* встречены *Climacograptus peltifer* Lapw., *Diplograptus* aff. *foliaceus* (Murch.), *Amplexograptus kelleri* Sob., а в зоне *supernus* — *Climacograptus supernus* E. et W., *C. longispinus* T. Hall, *Paraorthograptus pacificus pacificus* (Rued.) и др.

Мощность толщи в бассейне р. Ленинградская 85—115 м.

Ленивенско-Клюевская (Переходная) геологическая площадь

Нижнеостанцовская свита, гравийнореченская, устремленновская толщи и грустнинская свита объединенные ($V_2-O_1no \div gr$). Подразделение как объединенное выделено в связи с его незначительной суммарной мощностью (400—450 м) и отвечает трансгрессивно-регрессивной стратифицированной серии. На рассматриваемой площади верхневендско-нижеордовицкие отложения переходной зоны картируются в средних течениях рек Коралловая, Прямая, Баркова, верхнем течении р. Ленинградская. Принципиальным вопросом является то, что вместо картируемого ранее на всех этих участках Пясино-Фаддеевского надвига на границе докембрийских метаморфических толщ и нижнего—среднего палеозоя фиксируется базальный горизонт песчаников мощностью 0,8—2 м нижеостанцовской свиты верхнего венда. Он залегает с угловым и стратиграфическим несогласием на породах октябрьской, ждановской толщ раннего—среднего рифея и метагаббро-долеритах северобыррангского комплекса. Описание нижеостанцовской свиты, гравийнореченской и устремленновской толщ приведено выше.

Грустнинская свита в ранге свиты среднего протерозоя была выделена А. И. Забиякой и названа по р. Грустная, правому притоку р. Хутудабигай [53]. Стратотип ее автором не был указан и не был установлен, так же как и стратиграфические соотношения со смежными подразделениями. В результате последующих детальных стратиграфических исследований Р. Ф. Соболевской и др. [59, 100, 146] в бассейне р. Хутудабигай, в районе распространения грустнинской свиты (в понимании А. И. Забияки), из ее состава были выделены южнинская и малодженнирская толщи, а собственно грустнинская свита рассматривается в другом объеме.

Стратотип грустнинской свиты находится на р. Хутудабигай, в 7,5—8,5 км (по прямой) выше р. Тамараг, ее правого притока. Свита имеет очень широкое распространение на Таймыре и протягивается в виде прерывистых полос от Пясинского залива на западе, через Центральный Таймыр,

до р. Ключевка на востоке. Благодаря характерному вещественному составу слагающих ее пород, она легко опознается на местности и является хорошим маркером при геологическом картировании. На рассматриваемой площади грустнинская свита выделена в средних течениях рек Коралловая, Прямая, Баркова, верхнем течении р. Ленинградская.

Границы свиты согласные. В бассейне р. Коралловая в нижней половине свиты преобладают темно-серые комковатые глинистые и пелитоморфные известняки, ритмично переслаивающиеся с глинистыми и известковистыми сланцами, а в верхней — главенствующую роль играют косослоистые, алевритистые и доломитистые разности известняков, так же переслаивающиеся со сланцами. В известняках встречаются многочисленные знаки волновой ряби и трещины усыхания, что придает свите характерный облик. Восточнее (бассейн р. Ключевка) свита имеет такое же строение, что и в стратотипе.

На р. Коралловая, правом притоке р. Траутфеттер, в грустнинской свите присутствуют граптолиты основания тремадока — *Rhabdinopora parabola* (Vulm.), *Rh. sociale* (Salt.) и др., а также тремадокские трилобиты *Shumardia* sp., *Skjarella* sp., *Apatokephalidae*. На других участках (бассейны рек Тарей, Ленивая, Траутфеттер, Ленинградская) в нижней половине свиты присутствуют позднекембрийские трилобиты *Hopalopleura asiatica* La z., *Proceratorpuge* sp., *Homagnostus* sp. [78, 101]. На этом основании возраст грустнинской свиты определен как поздний кембрий—ранний ордовик (тремадок).

Мощность свиты не превышает 350 м.

Весеннинская толща и барковская свита объединенные ($O_{1-3} vs + br$). *Весеннинская толща* выделена Р. Ф. Соболевской в 1985 г. и названа по р. Весенняя, левому притоку р. Траутфеттер [159]. Стратотипическая местность толщи — бассейны рек Останцовая, Коралловая, Баркова, Ленинградская.

Границы толщи согласные. Нижняя из них проводится по смене алевритистых и доломитистых известняков грустнинской свиты черными глинистыми и глинисто-кремнистыми сланцами с прослоями дымчато-серых косослоистых доломитов; верхняя — по подошве пачки с пятнистой (желтовато-зеленовато-черной) доломитизированной кремнисто-глинистой породы, относящейся к барковской свите.

Сложена толща глинистыми, углеродисто-глинистыми, кремнисто-глинистыми сланцами зеленовато-серыми (полосчатыми) и темноцветными, переслаивающимися с серыми и темно-серыми известняками. В нижней части толщи сланцы содержат прослои дымчатых и голубовато-серых косо- и горизонтальнослоистых доломитов со знаками ряби. Для нижней половины толщи также характерно наличие пачек зеленовато-серых сильно глинистых известняков с белой коркой выветривания.

Возраст толщи обоснован многочисленными остатками граптолитов, на отдельных уровнях с которыми встречаются мшанки, брахиоподы и остракоды. Аренигская часть толщи содержит граптолиты зон *approximatus*, *extensus*, *Oncograptus/Isograptus*. Среди них определены *Tetragraptus (Paratetragraptus) approximatus* Nich., *T. (P.) acclinans* Keble. *T. (Eotetragraptus) quadribrachiatus* (J. Hall), *Expansograptus extensus* (J. Hall), *Glossograptus acanthus* E. et W., *Phyllograptus anna anna* J. Hall, *Isograptus gibberulus* Nich.,

Oncograptus aff. *biangulatus* Harris et Keble, *O. zlobini* Obut. В лланвирнской части свиты присутствуют граптолиты зон *bifidus*, *murchisoni*, *teretiusculus* — такие как *Phyllograptus typus* J. Hall, *Bergstroemograptus crawfordi* (Harris), *Climacograptus bicornis* (J. Hall), *Cryptograptus tricornis* (Carr.), *C. schaeferi* Lapw., *Eoglyptograptus dentatus* (Bronn.), *Hustedograptus teretiusculus* (His.) и др. Карадокская часть толщи включает граптолиты зон *gracilis*, *foliaceus* и *clingani*. Наряду с зональными видами *Nemagraptus gracilis* (J. Hall), *Diplograptus foliaceus* (Murch.) особенно многочисленны представители родов *Dicellograptus* и *Dicranograptus*, а также *Reteograptus geinitzianus* J. Hall, *Climacograptus peltifer* Lapw. Вместе с граптолитами встречаются брахиоподы *Peltura perfecta* Cooper., *Hesingorella* sp., а также остракоды *Baltonotella limbata* Sidar., *Toplivella bella* Meln., *Steusloffina cuneata* (Steusloft), *Heslandites ventritumidus* V. Ivan. На основании перечисленной фауны возраст толщи определяется в интервале арениг—карадок [146, 159].

Мощность толщи в стратотипической местности 380—470 м.

Барковская свита была выделена М. Н. Злобиным в 1956 г. и названа по р. Баркова, левому притоку р. Ленинградская [130]. Однако стратотип ее не был точно определен: не ясны были ее соотношения со смежными стратиграфическими подразделениями. Позднеордовикский возраст свиты определялся по находкам двух позднеордовикских граптолитов: на р. Безымянная, правом притоке р. Жданова (*Rectograptus pulcherrimus* Keble et Harris) и на притоке р. Баркова (*Rectograptus amplexicaulis abbreviatus* (E. et W.) [78]. В эту же свиту М. Н. Злобин включил и породы, которые относятся теперь к весеннинской толще [130]. Исходя из приведенных данных, В. И. Бондарев, писавший очерк о барковской свите в «Стратиграфический словарь СССР» 1975 г., датировал ее средним—поздним ордовиком и отнес термин «барковская свита» (в таком объеме) к числу не употребляемых. Однако комплекс пород, выделяемых в барковскую свиту в настоящее время, имеет свое «литологическое лицо», хорошо картируется и охарактеризован большими комплексами ашгиллских граптолитов [98].

В настоящее время для барковской свиты принят составной стратотип, составленный по трем участкам, разрезы на которых хорошо коррелируются между собой [5, 99]. Первый из них находится на правом берегу р. Нижняя Таймыра, в 7—8 км выше устья р. Траутфеттер; второй — на р. Останцовая, левом притоке р. Траутфеттер, в 18—18,5 км от ее устья; третий — по берегам р. Ленинградская, в 1,7 км вниз по реке от слияния ручьев Каркасный и Апрельевский (40 км выше устья р. Баркова).

Барковская свита согласно залегает на весеннинской толще ранне-среднеордовикского (карадокского) возраста, и ее нижняя граница проводится по появлению характерной пятнистой (зеленовато-желтовато-черной) доломитизированной кремнисто-глинистой породы, слагающей большую часть свиты. Верхняя граница свиты пока не установлена, и лишь на р. Ленинградская наблюдалось ее согласное (?) перекрытие кремнисто-глинистыми сланцами двойнинской толщи лландоверийского возраста.

Помимо упомянутой пятнистой доломитизированной кремнисто-глинистой породы, в состав свиты входят органогенно-обломочные известняки, темноокрашенные глинистые, кремнисто-глинистые сланцы, аргиллиты и кремни. Особняком стоит разрез свиты на р. Прямая, левом притоке

р. Нижняя Таймыра, где большую часть разреза (80–90 %) составляют темно-серые, реже — зеленовато-серые пелитоморфные, глинистые известняки, содержащие прослои органогенно-обломочных известняков с брахиоподами, мшанками, гастроподами и двустворками [5].

Позднеордовикский (ашгиллский) возраст свиты надежно обоснован многочисленными граптолитами, вместе с ними на реках Ленинградская, Останцовая, Весенняя, Устремленная присутствуют брахиоподы, трилобиты и мшанки [5, 98, 99]. Граптолитами охарактеризованы зоны *quadrimumcronatus*, *supernus*, слои с *extraordinarius* и зона *persculptus*. Все они в составном стратотипе включают виды-индексы и богатые ассоциации сопутствующих им видов. В зоне *quadrimumcronatus* наиболее характерными являются — *Climacograptus tubuliferus* Lapw., *Rectograptus* ex gr. *amplexicaulis* (J. Hall), *Reteograptus pulcherrimus* Keble et Harris, *Arachniograptus* sp. Вместе с ними встречены брахиоподы *Platybolbina* sp., *Sigmobolbina* sp., *Rectella*(?) sp. В зоне *supernus* присутствуют *Normalograptus angustus* (Pern.), *Climacograptus latus hekandaensis* Koren et Sob., *C. venustus* Hsü, *Rectograptus amplexicaulis abbreviatus* (E. et W.), *Dicellograptus ornatus* E. et W., *Euclimacograptus hastatus* (T. Hall), *Paraorthograptus pacificus pacificus* (Rued.). Вместе с граптолитами встречены брахиоподы *Chonetoidea papillosa* (Reed). В слоях с *extraordinarius* наряду с упомянутой формой присутствуют *Normalograptus normalis* (Lapw.), *Pseudoclimacograptus* sp. В зоне *persculptus* вместе с видом-индексом определены *Persculptograptus ojsuensis* (Koren et Mikh.), *Normalograptus* sp., а также брахиоподы *Enteletacea*, *Protozeuga* sp., *Sowerbyella* sp., *Hyattidina*(?) sp. и трилобиты *Proechidae*, *Lichidae*, *Iliaenidae* (*Bumastus* (?) sp.). На р. Прямая свита охарактеризована многочисленными брахиоподами и мшанками, сопоставляемыми с зоной *supernus*. Из брахиопод наиболее характерны *Multispinula bondarevi* Nikif., *Tcherskidium unicum* (A. Nik.), *Ptychopleurella alata* Nikif., *Oepikina gibbosa* Andr. и др. [5, 98, 99].

Мощность свиты в составном стратотипическом разрезе — 230 м.

Для весеннинской толщи и барковской свиты объединенных характерны значительные содержания Mo ($11,3 \times 10^{-4}$ %), а также повышенные концентрации Zn ($46,3 \times 10^{-4}$ %). Кроме того, средние содержания Au составляют $0,012 \times 10^{-4}$ %, Pd — $0,041 \times 10^{-4}$ %.

Двойнинская толща и миддендорфская свита объединенные ($S_{1-2}dv + md$). *Двойнинская толща* была выделена Р. Ф. Соболевской в 1985 г. и названа по р. Двойная, левому притоку р. Траутфеттер, впадающему в 10 км выше устья последней [5]. Составной стратотип толщи находится на реках Двойная и Малая Двойная [5, 102]. Эта толща закартирована в верховьях рек Ленинградская, Баркова и Коралловая.

В большинстве случаев соотношения ее с подстилающей барковской свитой не ясны, но в верхнем течении р. Ленинградская установлены их нормальные (?) соотношения и ее нижняя граница проводится по подошве пачки кремнистых известняков и углеродистых сланцев, содержащих граптолиты самых низов лландовери (аналоги зон *acuminatus*—*ascensus*). Верхняя граница толщи также согласная и проводится по подошве пачки черных известняков с прослоями глинистых сланцев, включающих граптолиты основания венлока и относящихся к миддендорфской свите. Только в

бассейне р. Левая Каменная, левого притока р. Преградная, двойнинская толща со стратиграфическим несогласием перекрыта породами пряминской свиты позднесилурийского—раннедевонского возраста.

Сложена двойнинская толща темно-серыми и черными кремнисто-глинистыми, углисто-глинистыми сланцами, как правило, сильно пиритизированными, закономерно переслаивающимися с темно-серыми с вкрапленностью сульфидов и примесью неравномерно распределенного детритового материала хемогенными известняками, детритовыми и органогенно-обломочными известняками с криноидеями, брахиоподами, остракодами. По всему разрезу встречаются прослои и линзы черных кремней, сланцы же содержат многочисленные граптолиты [5, 159].

Лландоверийский возраст толщи определен на основании многочисленных остатков граптолитов, наряду с которыми встречаются брахиоподы, остракоды и кораллы [5]. В самых низах толщи на р. Ленинградская встречены граптолиты, относящиеся к аналогам двух нижних зон лландовери — *ascensus* и *acuminatus*: *Normalograptus angustus* (Pern.), *N. lubricus* (Chen et Lin), *Paraclimacograptus kiliani kiliani* (Legr.), *Glyptograptus* ex gr. *tamariscus* (Nich.) и др. Выше по разрезу присутствуют граптолиты почти всех лландоверийских зон, в том числе и зональных видов — *Cystograptus vesiculosus* (Nich.), *Demirastrites triangulates* (Harkn.), *Lituigraptus convolutus* (His.), *Stimulograptus sedgwickii* (Portl.), *Spirograptus turriculatus* (Barr.), *Oktavites spiralis* (Gein.), *Stomatograptus grandis* (Suess). На р. Левая Каменная, левом притоке р. Преградная, двойнинская толща охарактеризована главным образом брахиоподами и табулятами. Из первых определены *Borealis nanus* (Nikif.), *Eospirigerina praemarginalis* (Saw.), *Meifodia recta* (Nikif.), *Pentamerus* sp., *Septatrypa*(?) sp., *Hindella*(?) sp. Табуляты включают *Favosites gothlandicus* Lam., *F. prominens* Zhizh., *Halysites* cf. *nitidus* Lamb., *Heliolites* sp. Кроме того, встречаются граптолиты *Monograptus* sp., *Pristiograptus* sp., *Streptograptus exiguus* (Larw.), а также криноидеи *Tajmirocrinus* ex gr. *tajmirensis* (Yelt. et Stuk.), *Megalocrinus* ex gr. *simplex* Stuk., *Crotalocrinus* ex gr. *borealis* (Yelt.) [5].

Мощность толщи в составном стратотипе 140–150 м, на других участках достигает 230 м.

Миддендорфская свита выделена Р. Ф. Соболевской в 1985 г. и названа по пещерам Миддендорфа, расположенных на правом берегу р. Нижняя Таймыра, в 8 км выше р. Траутфеттер, к югу и северу от которых и расположен ее стратотип [5, 159]. Она известна также на р. Баркова, в верховьях р. Ленинградская.

Границы ее согласные. Нижняя — с двойнинской толщей проводится по подошве пачки темно-серых известняков и сланцев с граптолитами основания венлока, а верхняя — по кровле пачки с глинистыми известняками, имеющими ярко-желтую корку выветривания, переслаивающимися с темно-коричневыми глинистыми алевролитами.

Сложена свита серыми и темно-серыми известняками и глинистыми их разностями; в виде резко подчиненных прослоев встречаются серые нитчатослоистые доломиты, известково-глинистые и глинистые сланцы. Для свиты характерна 10–15-метровая пачка ритмично переслаивающихся известняков и сланцев, содержащая послойные округлые, овальные и эллип-

соидальные стяжения сильно пиритизированных известняков, содержащих многочисленные остатки наутилоидей, остракод и пелеципод рода *Cardiola*.

Венлокско-лудловский возраст свиты обоснован многочисленными граптолитами, вместе с которыми в стратотипе встречены остракоды, наутилоидеи и пелециподы [5]. В венлоке установлено присутствие следующих зон, в том числе с видами-индексами: *Cyrtograptus* aff. *murchisoni* (Carr.), *G. lundgreni* Tullb., *Monograptus riccartonensis* Lapw., *Testograptus testis* (Barr.), *Lobograptus(?) sherrardae* (Sherwin), *Colonograptus(?) aff. ludensis* (Murch.). В лудлове зафиксированы следующие зоны с зональными видами: *Neodiversograptus nilssoni* (Barr.), *Lobograptus progenitor* Urb., *Saetograptus chimaera salwei* (Lapw.), *Saetograptus leintwardinensis* (Hopk.), *S. linearis* (Bouček). В последней зоне вместе с граптолитами определены остракоды *Richteria taimyrica* Abush., *Rhomboentomozoe* aff. *rhomboidea* (Barr.), *Pseudoentomozoe(?)* sp. [5].

Мощность свиты в стратотипе 180 м, а на р. Ленинградская, где она вскрыта фрагментарно — 80–100 м.

Для двойнинской толщи и миддендорфской свиты объединенных характерно повышенное содержание Zr — $132,3 \times 10^{-4} \%$.

Пряминская и приморская свиты объединенные ($S_2 - D_{2pr} + pm$). Пряминская свита выделена взамен нижнетаймырской свиты М. Н. Злобина, название которой в соответствии со стратиграфическим кодексом было изменено [146]. Новое название дано по р. Прямая, левому притоку р. Нижняя Таймыра, впадающему в 4 км выше устья р. Бунге. Стратотип ее находится по берегам р. Нижняя Таймыра, к югу от пещер Миддендорфа. Она закартирована также в верхних течениях рек Ленинградская, Баркова.

Нижняя граница свиты проводится по подошве пачки коричневатосерых с бежевой коркой выветривания тонко-горизонтальнослоистых доломитов, а верхняя — по подошве пачки карбонатных гравелитов и конгломератов приморской свиты.

По составу пород свита в стратотипе отчетливо делится на две подсвиты. Нижняя представлена доломитами серого и коричневатосерого цвета, содержащими многочисленные прослои внутриформационных доломитовых брекчий. Верхняя подсвита сложена черными известково-глинистыми сланцами, переслаивающимися с органогенно-обломочными, часто криноидными и брахиоподовыми известняками и доломитами. Для нее характерны многочисленные линзы и прослои черных кремней, осадочные брекчии.

Пржидолский—раннедевонский возраст свиты считается обоснованным, хотя нижняя подсвита фауной не охарактеризована, но подстилающие ее известняки миддендорфской свиты содержат в верхней своей части позднелудловские граптолиты, а породы верхней подсвиты пряминской свиты включают раннедевонские брахиоподы, дакриоконариды и граптолиты пражского яруса нижнего девона. Из брахиопод определены *Janius irbitensis* (Tschern.), *Ivdelina* ex gr. *ivdelensis* (Khod.), *Punctatrypa muhneri* (Gruenw.). Дакриоконариды представлены двумя видами — *Turkestanella acuaria* (Richter), *Nowakia* cf. *zlichovensis* Bouček, а граптолиты — *Monograptus* ex gr. *jukonensis* Jackson et Lenz [102, 159].

Мощность нижней подсвиты 150–200 м, верхней – 200 м.

Приморская свита выделена М. Н. Злобиным и названа по Приморской низменности на Восточном Таймыре [57]. Стратотип ее находится на р. Нижняя Таймыра, в 10 км выше устья р. Траутфеттер. Она распространена и на междуречье Нижняя Таймыра–Траутфеттер, а также восточнее.

Залегают она согласно на пряминской свите, и ее нижняя граница проводится по подошве карбонатных гравелитов и конгломератов; верхняя граница согласная и проводится по подошве пачки известняков фаддеевской свиты позднего девона.

Сложена она серыми разных оттенков, часто кавернозными массивными вторичными доломитами с запахом сероводорода и антраксолитом и редкими прослоями светло-серых микритовых известняков, содержащих табуляты, ругозы, брахиоподы, строматопораты и фораминиферы.

Из фораминифер присутствуют *Parathuramina* ex gr. *paulis* Бук., *Auroria* cf. *singularis* Пожарк., *Irregularina* sp.; из строматопорат – *Simplexodiction carnutum* (Vin. et Regny), из табулят – *Favosites goldfussi* Orb., из брахиопод – *Gypidula biplicata* (Schnur.), *Clorindina eifeliensis* (Stein.), *Barrandella sublinguifera* (Maurer) и др.

Перечисленные органические остатки встречены только в верхней части свиты, но имея в виду, что залегают она согласно на пряминской свите, в верхней части которой определена фауна пражского яруса нижнего девона, возраст приморской свиты ограничен ранним (поздний эмс)–средним девоном [159].

Мощность свиты не менее 600 м.

Для объединенных пряминской и приморской свит характерны повышенные содержания (превосходящее значение кларка для карбонатных пород в несколько раз) Co, Nb, Sc, Ge.

Тарейско-Быррангская (Карбонатная) геологическая площадь

Толлевская, энгельгардтовская, толмачевская свиты объединенные ($O_{1-2}tl + tm$). *Толлевская свита* выделена М. Н. Злобиным и названа по р. Толля, левого притока р. Ключевка, вблизи устья которой находится ее стратотип [56, 130]. Свита прослеживается в западном направлении, вплоть до р. Нижняя Таймыра, включая и верховья рек Ленинградская, Баркова, Коралловая, Встречная.

Нижний контакт на площади работ не вскрыт, верхний – согласный с энгельгардтовской свитой. Нижняя граница свиты за пределами листа проводится по смене алевролитистых косослоистых известняков зеленовато-серыми мергелями, а верхняя – по появлению изветняков с кремнями.

Сложена толлевская свита зеленовато-серыми, реже – серыми ленточнослоистыми (слои концентрируются в серии, разделенные неслоистыми участками пластов), незакономерно переслаивающимися с серыми и темно-серыми плитчатыми известняками, содержащими редкие брахиоподы. В верхней части свиты встречаются прослой черных углисто-глинистых сланцев с граптолитами.

Ранне(арениг)-среднеордовикский (лланвирн) возраст свиты определяется по трилобитам и редким граптолитам. Среди трилобитов определены представители родов *Robergia*, *Remopleurides*, *Triarthrus*, известных из вихоревского и муктэйского горизонтов Сибирской платформы, сопоставляемых с лланвирном. Этому не противоречат находки граптолитов лланвирна — *Expansograptus* sp., *Eoglyptograptus dentatus* (Bronn.), *Glossograptus* sp. и др.

Мощность свиты 500–600 м.

Энгельгардтовская свита. Первоначально отложения, относимые к энгельгардтовской свите, были изучены М. Н. Злобиным на р. Преградная и выделены им как дружновская свита [56]. Однако это название не прижилось и позднее (1959 г.) это подразделение В. И. Бондаревым было выделено в ранге горизонта [14, 15], впоследствии — свиты [95]. Название дано по оз. Энгельгардт.

Стратотип свиты находится на руч. Ордовикский, притоке р. Галечная; последняя является левым притоком р. Угольная, впадающей с запада в оз. Энгельгардт. Свита широко распространена в бассейне р. Нижняя Таймыра и далее к востоку до р. Ключевка через верховья рек Коралловая, Встречная, Баркова, Ленинградская.

Энгельгардтовская свита залегает согласно на толлевской свите. Нижняя ее граница проводится по пласту известняков с желваками кремней. Перекрывается она согласно пестроцветными известняками, алевролитами и мергелями толмачевской свиты.

Свита сложена известняками глинистыми, доломитистыми и алевролитистыми серого цвета с прослоями темно-серых мергелей, оолитовых известняков и гравелитов.

Лланвирнский (зона *teretiusculus*) возраст свиты определяется по остаткам брахиопод, остракод и трилобитов [5]. Среди первых обычно встречаются *Mimella panna* Andr., *Rostricellula raymondi nana* Rozm., *Leptelina carinata* Yadr., *Eoplectodonta rhombica* (McCoу), *Raphinesquina amara* Andr. Среди остракод определены *Coelochilina grumosa* Kan., *C. settedabanica* Kan., *Egorovella (E.) dorsilobata* Kan., *E. (Curvilobella) poricostata* Kan. Трилобиты представлены формами *Ampyx cf. repulses* Tripp., *Caliptaulax maximovae* Chern., *Isotelus* sp. Кроме того, в известняках присутствуют мшанки и табуляты [5].

Мощность свиты 500–600 м.

Толмачевская свита выделена М. Н. Злобиным и названа по р. Толмачева, правому притоку р. Нижняя Таймыра [130].

Стратотип свиты находится на р. Нижняя Таймыра, в 5 км ниже устья р. Толмачева, где она подробно была изучена В. И. Бондаревым и др. [14]. Свита широко распространена на рассматриваемой площади. Залегает она согласно на энгельгардтовской свите, и ее нижняя граница проводится по появлению пестроокрашенных мергелей, известняков и доломитов. Верхняя граница также согласная и проводится по появлению темно-серых известняков с кремнями и многочисленными табулятами [5].

Свита сложена серыми и зеленовато-серыми известняками, в разной степени глинистыми и доломитизированными, с прослоями органогенно-обломочных (обычно мшанково-брахиоподовых) пестроокрашенных известняков.

Карадокский возраст свиты датируется на основании определений брахиопод, остракод, мшанок, табулят, трилобитов и конодонтов (в настоящее время в Британском зональном стандарте по граптолитам карадок относится к верхнему ордовику [5, 116]). Из брахиопод обычно присутствуют *Mimella panna* Andr., *Parastrophina pentagonalis* Nikif., *Hesperorthis* cf. *evenkiensis* Nikif., *Peltura perfecta* Соор., *Strophomena mangazeica* Andr. и др.; из остракод — *Bolbinella cumulate* Kan., *Baltonotella limbata* Sidarav., *Heslandites ventritumidus* V. Ivan., *Longiscula taimyrensis* Meln., *Dolborella coalita* Meln. и многие другие. Мшанки многочисленны, из них следует упомянуть *Phaenopora kljuevskensis* L. Nekh., *Ph. multifera* Nekh., *Stigmatella floriformis* Modz. Трилобиты представлены следующими видами: *Bumastus sibiricus* Z. Max., *Iliaenus valvulus* Raum., *Ampyx nordicus* Bal., *Homotelus taimyricus* Bal., *Stenoporeia avus* Raim. Конодонты пока известны только на Центральном Таймыре, в бассейне р. 2-я Голова Таймыры, где определены *Belodina compressa* (Br. et Mehl), *B. repena* Mosk., *Phragmodus(?) tuguskaensis* Mosk., *Ph. undatus* (Br. et Mehl), *Scandodus anceps* Mosk., *Drepanodistacodus victrix* Mosk. и др.

Мощность свиты в стратотипе 430 м, на восток — к бассейну р. Клюевка — сокращается до 320 м [5].

Поворотнинская свита (*O₃pv*) выделена М. Н. Злобиным и названа по руч. Поворотный, правому притоку р. Нюнькаракутари, где и находится ее стратотип [56].

Залегает она согласно на толмачевской свите, и ее нижняя граница проводится по подошве пачки темно-серых известняков с кремнями и многочисленными табулятами. Верхняя граница, вероятно, со скрытым стратиграфическим несогласием перекрывается известниками и доломитами андреевской свиты.

Нижняя половина свиты сложена известняками темно-серого и коричнево-серого цвета, часто доломитизированными и окремненными, с многочисленными прослоями и линзами черных кремней. В верхней части свиты преобладают глинистые и алевритистые желтовато-серые известняки.

Позднеордовикский (ашгиллский) возраст свиты определяется по табулятам, страмотопороидеям, брахиоподам и остракодам [5]. Брахиоподы присутствуют в основном в нижней половине свиты. Они включают *Rostricellula transversa* Соор., *Hesperorthis* cf. *evenkiensis* Nikif., *H. tricenaria* (Congrad), *Oepikina gibbosa* Andr., *Triplesia dolborica* Nikif. Многочисленные табуляты включают *Calapoecia canadensis* Bill., *Catenipora* cf. *gracilis* (Hall), *C. tollinoides* Zhizh., *C. rabra* Sinc. et Bolton, *Parasarcinula trabeculata* Sok. et Tes. и др. В верхней части свиты присутствуют *Cyrtophyllum* cf. *orthis* Sok. и страмотопороидеи *Labechiida*, *Gerronostrome* ex gr. *concentrica* Yavor. [5].

В поворотнинской свите повышенные концентрации Co, Ni, Mo, Cu; значения Nb, Ge на порядок превышают кларковые значения для карбонатных пород (по Перельману, 1979) и составляют в среднем для толщи $5 \times 10^{-4} \%$ и $1 \times 10^{-4} \%$. Содержания Sr, V, Cr, Zr, Sc, Y, Be, Sn, Pb, Zn, Ag, Ga имеют нижекларковые либо близкие к кларку значения.

Мощность свиты до 320 м.

Андреевская свита (*S₁an*) выделена М. Н. Злобиным в 1956 г. и названа по о. Андрея, расположенному вблизи восточного побережья

п-ова Челюскин [57, 130]. Стратотип свиты находится на р. Парная, правом притоке р. Нюнькаракутари.

Залегают она со скрытым стратиграфическим несогласием на поворотной (или ее аналоге мутнинской) свите, и ее нижняя граница проводится по подошве пачки строматопоровых или кораллово-строматопоровых доломитизированных известняков, а верхняя — по подошве светлоокрашенных вторичных доломитов бунгенской свиты или синедабигайской толщи.

Сложена она массивными и толстоплитчатыми строматопорово-коралловыми известняками, доломитовыми известняками и известковыми доломитами с многочисленными кремнями. Она имеет трехчленное строение. Для нижней части характерно наличие органогенных прослоев с банками брахиопод. Для средней — преобладание зеленовато-серых седиментационных доломитов, переслаивающихся с пластами вторичных доломитов, а для верхней — вторичные доломиты, образовавшиеся по строматопорово-коралловым известнякам [5, 102].

Лландоверийско-венлокский возраст свиты основан на многочисленных остатках брахиопод, остракод, кораллов и других представителей фауны [5]. Фауной охарактеризована преимущественно лландоверийская часть свиты, где присутствуют брахиоподы и остракоды всех трех подъярусов (руддана, аэрона и телича). Брахиоподы включают *Virgianella trivialis* T. Modz., *Borealis nanus* (Nikif.), *B. samoedicus* (Keyz.), *Coolina gracilis* (Andr.), *Alispira gracilis* Nikif., *Virgiana barrandei* Bill., *Dubaria tenera* Nikif. et T. Modz., *Anabaria rara* (Nikif.), *Septatrypa pentagonalis* Nikif. и др.; из остракод — *Norilskinia norilica* Abush., *Costaegera cf. orientalis* Abush., *Daleiella ariadnae* Abush. и др. Табуляты также многочисленны, среди них часто встречаются *Catenipora aff. anikeevi* Tchern., *Favosites favosus* Goldf., *F. hisingeri* Edw. et Haime, *Multisolenia aff. festiva* Tchern. M. aff. *tortuosa* Fritz и др. В венлокской части свиты встречаются редкие брахиоподы *Hyattidina parva* (Nikif.), криноидеи *Bystrowicrinus quinquelobatus* (Yelt.) и строматопороидеи *Clavidictyon cylindricum* Yavor., *Ecclimadictyon fastigiatum*, *Yavorskiina spectabilis* (Yavor.), а также табуляты — *Favosites gothlandicus moyeroensis* Sok. et Tes., *Sapporipora favositoides* Ozaki и др.

Мощность свиты колеблется в небольших пределах — от 500 до 510–530 м.

Бунгенская, тарейская и песчанинская свиты объединенные ($S_2-D_2^{bn} \div ps$). Бунгенская свита выделена М. Н. Злобиным и названа по р. Бунге, правому притоку р. Нижняя Таймыра [57, 130]. Стратотипический разрез ее находится на правом берегу р. Нижняя Таймыра, в 5 и 10 км выше устья р. Бунге. Здесь свита обнажена очень плохо, в связи с чем предложен ее гипостратотип, расположенный на р. Парная, левом притоке р. Нюнькаракутари в 100–200 м от ее устья, который был изучен Ю. И. Тесаковым и его коллегами [108a].

Залегают бунгенская свита согласно на андреевской свите. Нижняя граница ее проводится по появлению седиментационных светлоокрашенных доломитов, верхняя — по подошве пачки известняков и доломитов с фауной нижнего девона (тарейская свита).

В гипостратотипе бунгенская свита разделена Ю. И. Тесаковым и его коллегами на три подсвиты. Нижняя (61,8 м) состоит из светлоокрашен-

ных, вторичных и седиментационных доломитов с реликтами неопределимой фауны. Средняя подсвита (31,5 м) представлена желтоватыми и темно-серыми массивными и толстоплитчатыми доломитами. Верхняя подсвита (41,2 м) сложена чередованием тонких и среднеплитчатых желтовато-серых седиментационных доломитов.

Бунгенская свита практически «немая», за исключением единственной находки остракод и брахиопод лудловского возраста с правого притока р. Бунге. Из остракод определены *Beyrichia* aff. *peponulifera* Mart., *Saccarchites* sp., *Libumella* aff. *perspicua* Michail., *Daleiella dualis* Abush., *Silens* aff. *bairdiformis* Zenk., *Longiscula lancis* Abush., *Saumella rectilinae* Abush., а из брахиопод — *Sublepida sublepida* (Verh.), *Parastrophinella* sp., *Spirigerina*(?) sp., *Conchidium enticlivatus* Sap., *Atrypa*(?) sp., *Dayia*(?) sp., *Atrypella* ex gr. *linguata* Buch., *Proreticularia* cf. *careens* (Vagr.). По заключению Т. Л. Модзалевской, подобные брахиоподы известны в исовском горизонте Восточного склона Урала и в малиновецком надгоризонте Подолии, относимых к лудловскому ярусу [5]. Позднесилурийский (лудловско-пржидолский) возраст свиты базируется главным образом исходя из ее положения в разрезе: она залегает между фаунистически охарактеризованными андреевской (лландовериевенок) и тарейской (ранний девон) свитами.

Мощность свиты не превышает 130–145 м.

Тарейская свита выделена Н. П. Аникеевым и А. И. Гусевым и названа по р. Тарей, где и находится ее стратотип (в 45 км от ее устья) [4]. Этот разрез является одновременно стратотипом региональных стратиграфических подразделений Таймыра (горизонтов и слоев, выделенных в результате послойного изучения этого разреза группой геологов из разных институтов во главе с С. В. Черкесовой [106]). Эта свита закартирована в бассейне р. Нюнькаракутари.

В стратотипе свиты ее соотношения с подстилающими и перекрывающими отложениями не установлены.

Свита делится на две подсвиты. Нижняя (белокаменные и урюминские слои) представлена гипсами, переслаивающимися с аргиллитами, седиментационными доломитами, а вблизи кровли — с известняками, доломитовыми известняками и аргиллитами. Верхняя подсвита (толбатские, даксанские, юнходские, тарабигайские и долганские слои) сложена известняками, ритмично переслаивающимися с аргиллитами.

Свита охарактеризована многочисленной и разнообразной фауной: пелециподами, брахиоподами, остракодами, рыбами, конодонтами и др., а также растительными остатками, на основании чего она датируется ранним девоном (лохковский—нижняя половина эмского яруса). В самых низах свиты (белокаменные слои) присутствуют брахиоподы *Lanceomyonia kuzmini* Tcherk., *Howellella propria* T. Modz., *Protathyris tarejensis* T. Modz., меростоматы *Tylopterella menneri* (Novoj.), позвоночные *Tareyasps venusta* Novits., *Gunaspis orientalis* Bystrow и др., свидетельствующие о раннелохковском возрасте вмещающих пород. Из самых верхов свиты (долганские слои) определена фауна (кораллы, мшанки, брахиоподы, криноидеи, позвоночные, конодонты), позволяющие уверенно относить их к раннему эмсу [104, 106].

Мощность свиты в стратотипе 435 м, в верховьях р. Нюнькаракутари она уменьшается до 150 м.

Песчанинская свита выделена Н. Н. Соболевым и названа по р. Песчаная, правому притоку р. Шренк. Стратотипическая местность свиты находится в междуречье Песчаная–Вольная [96]. Она известна также в верховьях рек Нюнькаракутари и Ленинградская.

Песчанинская свита согласно залегает на тарейской свите, и ее нижняя граница проводится внутри долганских слоев. Верхняя граница тоже согласная и проводится по подошве пачки коричневато-серых вторичных доломитов валентиновской свиты.

Сложена свита седиментационными пестроцветными доломитами с прослоями и желваками водорослевых известняков. В средней части свиты встречаются мелкогалечные карбонатные конгломераты, а вблизи кровли – красноцветные аргиллиты.

На основании брахиопод, ругоз и табулят возраст свиты определен как раннедевонский (позднеэмский)–среднедевонский (живетский). В стратотипе в свите встречены брахиоподы семейства *Stringocephalidae*, *Chascothyris* sp. (ex gr. *holzapfeli* Torley), ругозы *Synaptophyllum*(?) sp., *Embolophyllum* sp., табуляты *Caliapor a omolonica* Dubat., строматопороидеи *Amphipora* sp. На р. Боотанкага в известняках присутствуют брахиоподы *Biarea*(?) sp., *Brachythyris*(?) aff. *talicensis* Breiv., *Conchidiella*(?) sp. [87, 96, 104].

Мощность свиты в стратотипической местности составляет 230 м, на остальной территории – 260 м. Суммарная мощность объединенных свит до 540–555 м.

Валентиновская свита (D_{3v}) выделена В. В. Беззубцевым в 1988 г. Стратотип ее находится в среднем течении р. Вента [121], а гипостратотип – на левом притоке р. Вольная. Она распространена в верховьях рек Подхребетная, Нюнькаракутари и Ленинградская.

Залегает она согласно на песчанинской свите, и ее нижняя граница проводится по подошве пачки коричневато-серых вторичных доломитов; верхняя граница также согласная и проводится по подошве пачки органогенно-детритовых известняков вольнинской свиты раннего карбона.

В гипостратотипе свита делится на две подсвиты. Нижняя (200 м) представлена преимущественно коричневато-серыми и темно-серыми вторичными доломитами с прослоями светло-серых пелитоморфных и органогенных известняков и седиментационных доломитов. Верхняя подсвита (100 м) состоит из массивных вторичных доломитов, реже – из волнисто- и косослоистых их разновидностей с галькой аргиллитов на поверхностях напластования и с линзовидными прослоями карбонатных валунно-галечных конгломератобрекчий.

Фауной охарактеризована только нижняя подсвита, в которой присутствуют брахиоподы *Emanuella* sp., *Adolfspirifer* ex gr. *jeremejevi* (Tschern.), *Theodossia* sp., остракоды *Moelleritia crassa* Abush. франского яруса позднего девона. Верхняя подсвита датируется фаменом условно – по положению в разрезе.

Валентиновская свита характеризуется значительно повышенными концентрациями Co, Nb. Содержание Ge составляет в среднем для свиты $0,5 \times 10^{-4}$ %. Такие элементы как V, Cr, Ni, Zr, Sc, Y, Be, Mo, Sn, Cu, Pb, Zn, Ag, Ga имеют значения ниже кларковых.

Мощность свиты в гипостратотипе составляет 310 м, а западнее она возрастает до 600 м [86, 89].

Вольнинская свита ($C_{1-2}v/n$) выделена Н. Н. Соболевым и названа по р. Вольная, правому притоку р. Шренк [97]. Свита известна также в бассейнах рек Встречная, Подхребетная и Нюнькаракутари.

Стратотип свиты находится на р. Вольная, а парастратотип — в верховьях р. Нюнькаракутари. Она с размывом залегает на вторичных доломитах валентиновской свиты верхнего девона и согласно перекрывается аргиллитами коротковской толщи среднего карбона—ранней перми. На р. Тарей она согласно перекрывает известняки верхнего девона.

В стратотипе в основании вольнинской свиты залегают песчаники и гравелиты с прослоями водорослевых известняков. Выше преобладают органиогенно-детритовые и хемогенные известняки с турнейскими и визейскими комплексами фораминифер, мшанок, ругоз, брахиопод, гастропод. В кровле свиты обнажена 20–60-метровая пачка органиогенно-детритовых, в том числе и водорослевых, известняков с прослоями черных кремней и остатками брахиопод башкирского яруса среднего карбона. Ранее эта часть разреза выделялась как холоднинская свита [110].

В стратотипе свита охарактеризована многочисленными фораминиферами *Septaglomospiranella* aff. *sphaerica* (Durk.), *S. rauserae* (Dain.), *S. ex gr. compressa* Lip., *S. ex gr. donetziana* Brazhn. et Vdov., *S. aff. romanica* Lip., *Tournauella moelleri* Nal., *T. moelleri unica* Nal. и др. В парастратотипе встречен близкий комплекс фораминифер, брахиоподы родов *Streptorhynchus*, *Overtonia*, *Pustula*, *Echinocochus*, *Buxtonia*, *Dimergelasma*, *Brachythyris*, *Giguella*, а также кораллы, мшанки, криноидеи, гастроподы. На основании приведенной фауны возраст вольнинской свиты определен в интервале турнейский—башкирский ярусы [41].

Свита характеризуется значительно повышенными содержаниями (на порядок выше кларка для карбонатных пород [79]) Co, Ni, Zr, Nb, Sc, Mo, Ge; превышающими в несколько раз значение кларка — Cr, Cu, Ga; близкими к кларку значениями — V, Be, Sn, Pb, Zn, Ga.

Мощность свиты 160–250 м.

Фалабигай-Нордвикский геологический район

Фалабигайская геологическая площадь

Дептумалинская, светланинская толщи объединенные ($D_{2-3}dp + sv$). Выделяются только в разрезе на данной площади.

Дептумалинская толща выделена Н. Н. Соболевым и названа по р. Дептумала, что на Центральном Таймыре [96]. Стратотипическая местность — междуручье Верхняя Таймыра—Кыйда.

Границы толщи не установлены, так как она слагает ряд тектонических блоков в поле развития каменноугольно-пермских отложений.

Сложена она серыми и коричневато-серыми известняками с многочисленными остатками брахиопод и конодонтов. В верхней части свиты наблюдаются седиментационные доломиты.

В нижней части свиты встречены брахиоподы *Biarea(?)* sp., *Athyris globosa* (Roem), *Desquamatia (Synatrypa)* sp., *Hypothyridina(?)* sp., датируемые породы как поздний эмс—средний девон. На р. Верхняя Таймыра, вблизи устья р. Фала-Бига́й, в известняках присутствуют брахиоподы *Ivdelina* cf. *novosemelica* Tcherk., *Mesastrophia* sp., *Gypidula* ex gr. *biplicata* (Schnur.) и др. эйфельского яруса. В нижней части свиты определены конодонты *Polygnathus* sp. (cf. *timorensis* Klapper, Phillip et Jackson), *P.* cf. *xylus* Stauffer, *P.* sp. (ex gr. *varcus* Stauffer). По заключению Н. Н. Соболева, они имеют позднеэмсский возраст.

На основании конодонтов и брахиопод возраст толщи позднеэмсский—среднедевонский [96, 146].

Мощность толщи 1000—1300 м.

Светланинская толща выделена Н. Н. Соболевым в 1996 г. и названа в честь Светланы Всеволодовны Черкесовой — одного из крупнейших знатоков девона территории России [96]. Стратотипическая местность толщи находится в районе слияния рек Фалабига́й и Верхняя Таймыра.

Нижняя граница толщи неизвестна, так как она по разлому контактирует с дептумалинской толщей, а верхняя — согласная и проводится по подошве пачки темно-серых спонголитовых известняков и черных радиоляриево-спонголитовых кремней дикарабига́йской толщи раннекаменноугольного возраста.

Нижняя часть толщи (100 м) сложена кремнисто-глинистыми и известковистыми сланцами с прослоями глинистых известняков, а верхняя (70 м) состоит из желто-серых известняков и известковистых алевролитов с прослоями известково-глинистых сланцев.

Нижняя часть толщи содержит конодонты франского яруса: *Mesotaxis* cf. *asymmetricus* (Bischoff et Ziegler), *Palmatolepis* sp. (cf. *suberecta* Miller et Youngquist) [96], верхняя фауной не охарактеризована. Однако Н. Н. Соболев считает, что толща имеет позднедевонский (франский и фанменский) возраст.

Неполная мощность толщи равна 170 м.

Дикарабига́йская, кыйдинская, верхотаймырская свиты объединенные ($C_1dk \div vt$). Объединенное подразделение закартировано в верховьях р. Встречная, где оно слагает ядро антиклинальной складки вблизи от Пограничного надвига. В большей мере оно отражено на разрезе.

Дикарабига́йская свита выделена Н. Н. Соболевым и названа по р. Дикарабига́й [97]. Стратотип свиты находится на р. Фала-Бига́й, в районе впадения ее в р. Верхняя Таймыра.

Нижний и верхний контакты свиты согласные. Нижний проводится по появлению кремнистых пород, а верхний — по смене спонголитовых известняков илово-зернистыми известняками кыйдинской свиты. Сложена она тонкоплитчатыми темно-серыми спонголитовыми известняками, спонголитовыми и радиоляриевыми фтанитами и кремнисто-углеродистыми сланцами с тончайшей горизонтальной слоистостью.

В нижней подсвите в известняках обнаружены спиккулы кремневых губок и радиолярий, а также раннетурнейский комплекс конодонтов, в том числе *Siphonodella* cf. *sulcata* (Huddle) — вид-индекс зоны, по появлению которого проводится граница между девоном и карбоном [97].

Кроме того, встречены *Polygnathus communis communis* Dr. et Mehl, *Siphonodella* cf. *bella* Konon. et Migd., а также брахиоподы *Scutepustula* sp. Из верхней части нижней подсвиты определен *Mestognathus* sp. Представители этого рода определяют пограничные турнейско-визейские отложения. Брахиоподы из верхней подсвиты — такие как *Setigerites* cf. *sumlensis* Litv., *Leorhynchus* aff. *inflantis* NaI., *Tetracamera* cf. *sargensis* NaI., *Marginatia* aff. *fernglenensis* WeIl., *M.* aff. *barlingtonensis* HaIl и др. характерны для дюндакского горизонта Таймыра. На основании этой фауны возраст свиты определен как турнейский, хотя Н. Н. Соболев не исключает ранневизейский возраст ее верхней части [97, 146].

Мощность свиты 400—420 м.

Кыйдинская свита выделена Н. Н. Соболевым и названа по р. Кыйда, впадающей в р. Фала-Бигай в ее нижнем течении [97].

Кыйдинская свита согласно перекрывает спонголитовые известняки дикарабигайской свиты, а ее верхняя граница проводится по подошве пачки черных глинистых известняков верхотаймырской свиты нижнего карбона.

В составе кыйдинской свиты преобладают скелетно-детритовые (криноидные, криноидно-брахиоподово-мшанковые) известняки, реже — доломиты серые и темно-серые с многочисленными желваками и прослоями серых и темно-серых кремней.

В кыйдинской свите определены главным образом брахиоподы — *Unispirifer tornacensis* Kon. emend. NaI., *U. ussiensis* Tolm., *Spirifer* ex gr. *attenuatus* Sow., *Syringothyris skinderi* Sok., *Marginatia quadrata* Tolm., *Dictyoclostus* cf. *bristolensis* M.-W., а также фораминиферы из рода *Earlandia*. Комплекс брахиопод из кыйдинской свиты характерен для визейского яруса нижнего карбона (бинюдийский горизонт).

Мощность свиты 380—400 м.

Верхотаймырская свита выделена Н. Н. Соболевым и названа по верховьям р. Верхняя Таймыра [97].

Свита согласно залегает на известняках кыйдинской свиты и также согласно перекрывается терригенными породами макаровской свиты среднего карбона.

Сложена свита известняками, спонголитовыми известняками с многочисленными желваками и прослоями кремней, а сверху — алевро-песчанистыми известняками, известковистыми песчаниками и алевролитами.

В нижней части свиты в стратотипе определены брахиоподы, обычные для сырадасайского горизонта — *Setigerites* cf. *altonensis* N. et Pr., *Syringothyris sibirica* Sok., *Orthotetes keokuk* HaIl, *Schuchertella wexfordensis* Stuck. Выше по разрезу присутствуют брахиоподы и фораминиферы, характерные для вентинского горизонта. Первые из них представлены *Echinoconchus punctatus* Mart., *Moderatoproductus* cf. *bisati* Paeck, *M. moderatus* Schw., *Gigantoproductus striatosulcatus* Schw. и др., а из фораминифер — *Globoendothyra* sp., *Planoarchaediscus spirilinoides* (Raus.), *Tetrataxis minuta* Brazhn. и др. Еще выше по разрезу установлен комплекс фораминифер фалабигайского горизонта: *Archaediscus koktjubensis* Raus., *Asteroarchaediscus ovoides* (Raus.), *A. latispiralis* (Grozd. et Leb.) и др., а сверху свиты брахиоподы *Buxtonia* aff. *scabriculoides* Paeck., *Dictyoclostus* cf. *pungius* M.-W., *Ovatia* cf. *wischnjakovi*

Jan, *Sajakella migai* Tschern. и др. В целом верхотаймырская свита имеет визейско-серпуховский возраст.

Мощность свиты 770–790 м.

Нордвикская геологическая площадь

Сопочная, юктинская, юрюнгтумусская свиты и отложения фаменского яруса объединенные ($D_{2-3}sp \div D_3fm$). *Сопочная свита* выделена П. Н. Соколовым и Р. Г. Матухиным в 1979 г. 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. Возраст свиты условно датируется средним девоном.

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* (Schnur), *G. brevirostris* (Phill), *Anatrypa micans* (Buch), *Spinathypa* sp., *Leiorhynchus kellogi* Hall, *Habrorhynchia* sp.?, *Emanuella subumbona* (Hall), *E. takwanensis* (Kayser), *E. sp.*?, *Productella* cf. *djaltulensis* NaI., *Athyris globosa angeliciformis* Mark., *Devonoproductus* sp., на основании которых она датируется живетским ярусом.

Мощность свиты 16–18 м.

Юрюнгтумусская свита выделена П. Н. Соколовым и Р. Г. Матухиным в 1979 г. на куполе Нордвик, где и находится ее стратотип. 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 м (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, тонкого-горизонтальный 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 *Vicinesphaera* (?) 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, синезеленых 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 нахохозской и каларгонской свитами северо-запада Сибирской платформы.

Мощность свиты 130 – 160 м.

Нерасчлененные отложения фаменского возраста 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.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ, НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ (С.)

Рассматриваемые образования выделяются только на разрезе. На п-ове Юрунг-Тумус каменноугольные отложения обнаружены на глубине 1200 м от поверхности. Из толщи известняков, пройденной скважиной, нижние 260 м доломитизированных известняков содержат микрофауну этреня *Endothyra nana* Lip., *E. ex gr. sibirica* Lip., *E. ex gr. antiqua* Ra u s. (определения Д. М. Раузер-Черноусовой). Эти переходные слои перекрываются, по данным М. К. Калининко, известняковыми конгломератами, над которыми располагается толща мощностью 640 м коричневато-серых криптокристаллических известняков с прослойками глинистого сланца, относящихся к турнейскому ярусу. Отсюда определены *Spiriferina* cf. *octoplicata* Sow., *Spirifer mortonanus* Mill., *Punctospirifer bipartitus* Portl. (определения С. В. Семихатовой и Б. В. Милорадович), а также фораминиферы *Endothyra spinosa* Tschern., *E. convexa* Ra u s., *Archaeosphaera minima* Sul. (определения Д. А. Лапиной и Д. М. Раузер-Черноусовой). 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* Ra u s., *Globoendothyra* ex gr. *globulus* Eich. и брахиоподы *Linoproductus continentalis* Tornq., *Gigantoproductus mirus*

Fred., *Brachythyris altonensis* Well. (определения С. В. Семихатовой, Б. В. Милорадович, Д. М. Раузер-Черноусовой). Более высокие горизонты карбона отсутствуют.

Северо-Анабарский геологический район

ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ–КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ ОТДЕЛ, НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ (V_2 – E_2)

Рассматриваемые образования выделяются только на разрезе. Они представлены терригенно-карбонатными, преимущественно доломитовыми отложениями мощностью 340–450 м.

Далбыхская свита (E_2dl) выделена в 1963 г. В. М. Рудяченком (Минаява, 1985) по р. Маймеча, вблизи устья р. Далбыха (Западное Прианабарье). В стратотипе разрез свиты представлен чередованием коричневых строматолитовых доломитов и светлых плитчатых доломитов с прослоями водорослевых известняков, доломитовых конгломерато-брекчий и линзами кремня. Мощность 190–210 м. Свита залегает согласно на урюнгтасской свите и относится к майскому ярусу среднего кембрия. По возрастному положению к далбыхской свите могут быть отнесены отложения мощностью 155–170 м верхней толщи среднего кембрия, залегающие на верхних частях водораздела рек Фомич–Рассоха [38]. Представлены они желтовато-коричневыми и светло-серыми массивными и плитчатыми доломитами, часто кавернозными, с прослоями и стяжениями кремней. В доломитах нижней части разреза определены трилобиты рода *Scistocephalus* sp., указывающие на среднекембрийский возраст вмещающих отложений.

Мощность свиты 220–240 м.

СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНО-РАННЕЮРСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Среднекаменноугольно-раннеюрские отложения наиболее широко представлены в горах Бырранга – в Южно-Быррангском геологическом районе Озеротаймырской геологической площади, а также Цветковско-Нордвикском – на двух площадях: Чернохребтинской и Нордвик-Анабарской. Районы выделяются по типам разрезов: в первом преобладают складчатые каменноугольно-пермские терригенные угленосные и позднепермско-раннетриасовые трапповые вулканогенные отложения, во втором – среднекаменноугольно-триасовые терригенные морские отложения. На Попигаево-Далдынской площади Лено-Анабарского геологического района развиты платформенные среднекаменноугольно-пермские терригенные угленосные и вулканогенные позднепермско-раннетриасовые образования Сибирской платформы.

Южно-Быррангский геологический район

Озеротаймырская геологическая площадь

Макаровская свита (C_2mk) выделена Ю. Е. Погребичким в 1957 г. на реках Макарова и Убойная (Западный Таймыр, S-44), где и находится ее

стратотип. На территории листа S-48 свита имеет ограниченное распространение. Она закартирована в двух местах — в бассейне р. Трауфетгер и на южной окраине возвышенности Тулай-Киряка; на нижележащих отложениях залегает несогласно. На Центральном Таймыре, в бассейне р. Верхняя Таймыра, установлено согласное залегание макаровской свиты на известняках нижнего отдела каменноугольной системы [40].

По заключению ряда авторов и в соответствии с легендой Таймырской серии, макаровская свита имеет двучленное строение: нижняя часть представлена органогенными известняками (200–300 м), верхняя — почти километровой алевролитово-аргиллитовой толщей. На площади листа S-48 закартирована только верхняя терригенная часть свиты, обнаженная главным образом в делювиальных и коллювиальных развалах. Ее нижняя граница в пределах листа не вскрыта.

В разрезе макаровской свиты 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 (CaCO_3 50–80 %, FeCO_3 10–45 %, $\text{MgCO}_3 < 10$ %) [149].

Возраст макаровской свиты определяется на основании находок брахиопод: *Flexaria* ex gr. *arkansana* (Girty), *Chonetidal* gen. indet. (определения В. Г. Ганелина) и по положению ее в общем разрезе терригенной серии. Она сопоставляется с холоднинским биостратиграфическим горизонтом региональной стратиграфической шкалы, соответствующим башкирскому ярусу среднего карбона.

Общая мощность макаровской свиты 1000–1100 м.

Турузовская свита ($\text{C}_2\text{—P}_1\text{tr}$) выделена Л. А. Чайкой в 1952 г. на северном берегу озера Таймыр и названа по мысу Туруза-Мола [161]. На площади листа свита распространена довольно широко, слагая ядра крупных антиклинальных складок, преимущественно в центральной и восточной части гор Бырранга (реки Преградная, Ключевка и др.) и на массивах Тулай-Киряка и Киряка-Тас. Ее нижняя граница проводится по появлению первой мощной (8–10 м) пачки мелкозернистых песчаников.

Турузовская свита сложена морским песчано-алевритовым комплексом пород с преобладанием алевролитов и аргиллитов (70–80 %). Для нее характерны многочисленные конкреции кальциевого типа ($\text{CaCO}_3 > 90$ %, FeCO_3 и $\text{MgCO}_3 < 10$ %), а также тонкая вкрапленность и стяжения сульфидов. Формирование отложений происходило в мелководной зоне открытого морского шельфа, подверженной влиянию волновых и приливно-отливных процессов [149].

Небольшой фрагмент верхней части турузовской свиты описан в борту мелкого притока р. Северная (ГГК II-2-7):

1. Мелкое линзовидно-полосчатое взмученное переслаивание преимущественно крупнозернистых алевролитов с прослоями алевритистого песчаника (10–20 см). В нижней части интервала крупный прослой песчаников алевритистых (~3 м) 18
2. Неотчетливое крупное переслаивание мелкозернистых песчаников и алевритистых пологоволнистослоистых, отмечаются участки микроразрывов. Граница неотчетливая 6

3. Переслаивание алевролитов, аналогичных слою 1, но без прослоев песчаника. Нижний контакт четкий	11
4. Ритм двучленного строения залегает с размывом на нижележащих отложениях: внизу песчаник алевролитистый пологоволнистослоистый, вверху линзовидно-полосчатое переслаивание алевролитов с преобладанием мелкозернистых разностей	11
5. Ритм трехчленного строения залегает с размывом на нижележащих осадках. Нижняя часть (3 м) представлена мелкозернистым песчаником пологоволнистослоистым, выше (11 м) — мелкое линзовидно-полосчатое переслаивание алевролитов мелкозернистых (преобладают) и крупнозернистых с ходами илоедов, которое постепенно переходит (17,5 м) в тонкое линзовидно-полосчатое переслаивание алевролитов глинистых и мелкозернистых (преобладают) интенсивно пиритизированных с многочисленными мелкими конкрециями вокруг пиритовых стяжений, отмечаются песчано-карбонатные линзы до 0,5 м	31,5
6. Пачка, представленная линзовидно-полосчатым переслаиванием алевролитов от глинистых до крупнозернистых с преобладанием мелкозернистых с многочисленными ходами илоедов. В нижнем контакте пачки слой песчаника (2 м) пологоволнистослоистого с ходами илоедов. Залегание на нижележащем ритме с размывом	31

Мощность приведенного фрагмента разреза 108,5 м.

В различных разрезах турузовской свиты — как на площади листа S-48, так и на сопредельных территориях собраны брахиоподы: *Canocrinella* cf. *alazeika* Zav., *Balakhonia insinuata* (Giry), *Taimyrella* aff. *pseudodarwini* (Ei nor.), *Jakutoproductus* cf. *olishiaensis* Ganel., *Orulgania tukulaensis* (Kasch.), *Spiriferidae* gen. indet., *Rutania* sp. indet., *Strephorhynchus* sp., *Productida* gen. et sp. indet., *Lanipustula bajkalensis* (Masl.), *Rhynchopora* cf. *nikitini* Tschern., *Eolissochonetes* cf. *maximus* Afan., *Avonia eristatotubereulata* Kozl., *Linoproductidae* gen. et sp. indet., *Spiriferella* cf. *turusica* Tschernjak (определения В. Г. Ганелина) и фораминиферы: *Tolypamina glomospiroides* Bog. et Juf., *T. confusa* (Gall. et Harlt.), *Glomospira gordialis* (Jones et Parker), *Orthovertella verchojanica* Soss., *Calcivertella* sp., *Orthovertella verchojanica* Soss., *Ammovertella* sp. (определения Г. П. Прониной). Следы жизнедеятельности илоедов представлены вертикальными ветвящимися трубками *Skolites* и субгоризонтальными следами типа *Planolites*.

Нижняя часть турузовской свиты содержит среднекаменноугольную фауну железнинского горизонта, а верхняя охарактеризована верхнекаменноугольно-раннепермской фауной турузовского горизонта. Таким образом, турузовская свита по комплексу органических остатков сопоставляется с железнинским (московский ярус среднего карбона) и турузовским (гжельский и касимовский ярусы верхнего карбона, ассельский ярус нижней перми) горизонтами региональной стратиграфической шкалы и, соответственно, ее возраст определяется как среднекаменноугольный—раннепермский.

Общая мощность турузовской свиты 1100—1200 м.

Быррангская свита (*P_{br}*) выделена Л. А. Чайкой [160, 161] в 1954 г. и названа по горам Бырранга. Лектостратотип установлен В. И. Устрицким и Г. Е. Черняком [111] в 1963 г. по притокам р. Северная (ручьи Рудный и Аргиллитовый). Свита широко распространена в пределах Южно-Быррангского геологического района, где слагает ядра и крылья крупных антиклинальных складок. Кроме того, свита присутствует в большом объеме на мас-

сивах Тулай-Кирыяка и Кирыяка-Тас. Она согласно залегает на турузовской свите. Ее нижняя граница проводится по подошве мощной (до 200 м) пачки взмученных пертурбациями линзовидно-полосчатых алевролитов, сменяющей в разрезе пиритизированные алевро-аргиллитовые породы турузовской свиты.

Быррангская свита представлена ритмично переслаивающимися между собой песчаниками, алевролитами и аргиллитами с редкими тонкими прослойками угля. В целом в свите преобладают псаммитовые разности. Для нее характерен магнезио-железисто-кальциевый тип конкреций (CaCO_3 30–60 %, FeCO_3 15–40 %, MgCO_3 10–30 %) [167]. Фациально быррангская свита представлена отложениями слабо изолированных морских заливов, периодически сменяющихся обстановками открытого мелководного шельфа. Формирование свиты связано с регрессией морского бассейна и постепенным замещением отложений открытого шельфа осадками прибрежно-морских обстановок [167].

В разрезах быррангской свиты выявлены брахиоподы: *Anidanthus* cf. *boikowi* Step., *Attenuatella taimyrica* Tschern. (определения А. Г. Клеца) и растительные остатки: *Ruflorea theodorii* (Zal. et Tschirk.) S. Meyen, *Sphenophyllum elongatum* Rassk., *Prynadaeopteris tungusca* (Schm.) Radcz., *Cordaites singularis* (Neub.) S. Meyen (определения С. Г. Гореловой).

Собранные остатки флоры и фауны позволяют сопоставить описанные отложения с быррангским биостратиграфическим горизонтом региональной стратиграфической шкалы, соответствующим артинскому ярусу нижней перми.

Общая мощность быррангской свиты 600–1100 м.

Соколинская свита (P_1sk) выделена Л. А. Чайкой [161] в 1954 г. и названа по р. Соколиная, которая впадает в оз. Таймыр с востока. С. Б. Шишловым в 1996 г. предложен лектостратотип свиты по руч. Скалистый, правому притоку р. Красная (лист S-47) [167]. Свита очень широко распространена на площади листа S-48, слагая крылья антиклинальных и синклинальных складок, реже – ядра антиклинальных складок в горной и предгорной части гор Бырранга, а также на возвышенностях Тулай-Кирыяка и Кирыяка-Тас. Ее нижняя граница согласная и проводится по подошве мощной пачки среднезернистых песчаников с гальками кремнистых пород, выше которых появляются прослои каменных углей и углистых алевролитов с многочисленными растительными остатками.

Соколинская свита сложена полимиктовыми, реже – кварцево-полевошпатовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями каменных углей и слабоуглистых алевролитов, содержащих многочисленные растительные остатки. В переслаивании алевролитов и песчаников характерна частая ритмичность. По всему разрезу присутствуют многочисленные конкреции существенно железистого типа (FeCO_3 – 70–90 %, CaCO_3 и MgCO_3 – 10–30 %) [167]. Соколинская свита отличается своей относительной грубозернистостью – мощные (до 30 м) пачки мелко-среднезернистых песчаников слагают до 50 % разреза. Осадки свиты сформировались в условиях слабоопресненных полуизолированных морских заливов, периодически превращавшихся в лагуны, и в дельтово-баровых обстановках. Высокая подвижность береговой линии не способствовала образованию мощ-

ных торфянистых залежей и послужила причиной слабой угленосности соколинской свиты.

В различных разрезах свиты определены растительные остатки: *Paracalamites pseudovicinalis* Radcz., *Cordaites* cf. *latifolius* (Neub.) S. Meyen, *C singularis* (Neub.) S. Meyen, *C ellipticus* Radcz., *Rufloria tajmyrica* (Schwed.) S. Meyen., *R. derzavinii* (Neub.) S. Meyen, *R nervata* Gluch., *R. suspecta* Gluch., *R. ex gr. remota* Gluch., *R. ex gr. tuberculosa* Gluch., *R. ensiformis* (Zal.) S. Meyen, *R. attenuata* (Neub.) S. Meyen, *R. cf. tebenjkovii* (Schwed.) S. Meyen, *Gamophyllites tchumyskensis* Gorel., *Bardocarpus depressus* (Schm.) Neub., *Xyphophyllum kuliki* Zal., *Nephropsis grandis* Gorel., *Crassinervia obolongifolia* Radcz., *Lepeophyllum acutifolium* Radcz., *Tychopteris nemnigeschica* Gorel., *Paracalamites vicinalis* Radcz., *P. costatus* Gorel., *Evenkiella zamiopteroidea* Radcz., *Tungussocarpus subtychtensis* Such., *Samaropsis dixonovensis* Schwed., *Crassinervia tunguskana* Schwed. Изредка встречаются двустворчатые моллюски: *Stutchburia pallasi* (Vern.), *Anthraco-nauta* cf. *convexa* Lutk. Среди разнообразных отпечатков следов жизнедеятельности для свиты наиболее характерными являются следы типа *Neone-reites uniseriales* и *Rhizocorallium* [167].

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

Общая мощность соколинской свиты 900–1000 м.

Коротковская толща (C_2 – P_1kr) установлена А. Н. Онищенко и др. [149]. Она названа по р. Короткая, левому притоку р. Нижняя Таймыра, вблизи которой находится наиболее представительный разрез верхней части толщи. Нижняя часть толщи представлена в обнажениях по р. Грядовая, правому притоку р. Шренк. Коротковская толща выделена севернее Пограничного разлома. Нижняя граница толщи согласная и проводится по смене карбонатных пород раннекаменноугольного возраста терригенными. Верхняя, как правило, размывта или тектоническая. Характер разреза отложений, выявленный на р. Подхребетная, позволяет сопоставлять ее с турузовской и быррангской свитами, а в других разрезах еще и с соколинской свитой.

На р. Подхребетная нижняя часть толщи представлена морским песчано-алевритовым комплексом, содержащим морскую фауну, а верхняя – прибрежно-морским, начинающимся с грубообломочных пород и банок с фауной и заканчивающимся алевритом-аргиллитовым черносланцевым комплексом.

Для толщи средние значения $Sc = 21,17 \times 10^{-4} \%$, содержания Zr, Y, Zn близки к кларковым значениям и составляют – 210,3; 30,9; 108 ($10^{-4} \%$) соответственно.

Мощность толщи 600–800 м.

Байкурская свита (P_2bk) выделена Л. А. Чайкой в 1952 г. и названа по заливу Таймырского озера – Ям-Байкура. Байкурская свита распространена на Западном, Центральном и Восточном Таймыре на тех же участках, что и нижележащая соколинская свита [160, 161].

По берегам залива Таймырского озера свита обнажена плохо, и В. И. Устрицким и Г. Е. Черняком был предложен лектостратотип по притокам р. Цветочная, впадающей в оз. Таймыр с севера [110, 111].

Свита залегает на подстилающих породах соколинской свиты согласно, и ее нижняя граница проведена по подошве пачки серых глинистых известковистых мелкозернистых песчаников, содержащих линзовидные захоронения створок брахиопод.

Разрез слагают темно-серые аргиллиты и глинистые алевролиты (48 %), тонко- и мелкозернистые известковистые песчаники (52 %). В нижней половине свиты доминируют горизонтальнослойчатые глинистые алевролиты, а в верхней — тонкие линзовидно-полосчатые чередования аргиллитов, алевролитов и тонкозернистых песчаников. Характерны захоронения морской фауны (брахиоподы, криноидеи и разнообразные двустворчатые моллюски), редкий мелкий углефицированный растительный детрит, многочисленные и разнообразные ихнофоссилии, среди которых широко распространены «постройки» типа *Zoophycos*. В равных количествах присутствуют железо- и кальцийкарбонатные конкреции.

Байкурская свита является нижней «морской» частью второго позднепермского трансгрессивно-регрессивного седиментационного цикла высокого порядка. Ее накопление происходило в обстановках открытого шельфа и связано с ингрессией моря, которая широко проявилась в начале поздней перми по всему Северо-Востоку России.

Основными диагностическими признаками байкурской свиты являются: безугольный разрез, ограниченный снизу и сверху слабоугленосными отложениями; сочетание горизонтальнослойчатых глинистых алевролитов (доминируют в нижней половине) и линзовидно-полосчатых чередований аргиллитов, алевролитов и тонкозернистых известковистых песчаников; многочисленные захоронения морской фауны, редкий мелкий углефицированный растительный детрит, обилие ихнофоссилий; смешанный железо-кальцийкарбонатный конкреционный комплекс. В лектостратотипе свита разделена на две подсвиты. Нижняя (175 м) состоит из переслаивания тонко- и мелкозернистых известковистых песчаников, алевролитов и аргиллитов, а верхняя (500 м) — преимущественно из аргиллитов и алевролитов.

Свита охарактеризована брахиоподами, пеллециподами, фораминиферами, растительными остатками. В нижней подсвите встречены брахиоподы *Megousia jalutica* Lich., *Strophalosia multituberculata* Lich., *Rhynchopora lojaensis* Tolm., *Neospirifer subjaensis* Lich., а среди фораминифер — *Protonodosaria ventrosa* Schlefer, *Rectogladulina pygmaeformis* A. M.-MacLay, *Nodosaria monile* Vog. В верхней подсвите среди брахиопод присутствуют *Orbiculoidea jangarensis* Ustr., *Arctitreta kemrei* And., *Linoproductus limatus* Zal. Кроме того, встречаются пеллециподы *Myonia orulganica* Mur., *M. hachymyonia elata* Попов, *Palacosmya kochi* Newell. На Центральном Таймыре свита охарактеризована также и растительными остатками, на основании которых она относится к уфимскому ярусу верхней перми [167].

Мощность свиты варьирует в значительных пределах. В районе западной оконечности оз. Таймыр — 1100 м, а в восточной части этого же озера, так же как и на Восточном Таймыре, она уменьшается до 400–500 м.

Черноярская свита ($P_2^{\text{ср}}$) выделена Л. А. Чайкой [161] в 1954 г. и названа по р. Черные Яры. С. Б. Шишловым в 1996 г. предложен лектостратотип по руч. Скалистый, правому притоку р. Красная (лист S-47) [167]. Свита очень широко распространена на площади листа S-48, слагая

крылья антиклинальных и синклинальных складок, реже — ядра антиклинальных складок в горной и предгорной части гор Бырранга, а также на возвышенностях Тулай-Кирыка и Кирыка-Тас. Залегает она согласно на байкурской свите. Нижняя граница проведена по подошве 25-метровой пачки песчаников, над которой появляются первые пропластки угля. Верхняя граница свиты проведена по поверхности скрытого стратиграфического несогласия? над которой залегают туфолаговая толща пермо-триаса. Свита расчленяется на две подсвиты.

Нижняя подсвита ($P_2\check{c}_1$) представлена многократным чередованием безугольных морских и слабоугленосных прибрежно-континентальных отложений. Здесь представлены песчаники от тонко- до среднезернистых (61 %), глинистые алевролиты и аргиллиты (37 %), прослои углистых пород (1 %) и пропластки угля (1 %). В нижней части встречаются единичные мало-мощные (до 0,5 м) линзы конгломератов. Присутствуют конкреции железо-кальцийкарбонатного комплекса. Захоронения морских двустворчатых моллюсков чередуются со скоплениями углефицированных остатков наземной флоры. Встречаются единичные раковины эвригалинных двустворок и фораминиферы. Характерны многочисленные субгоризонтальные следы жизнедеятельности в толще осадка. Накопление подсвиты связано с многократной сменой прибрежно-морских и прибрежно-континентальных обстановок при высокой подвижности береговой линии. Основными диагностическими признаками нижней подсвиты являются: слабая (непродуктивная) угленосность; чередование захоронений морских двустворчатых моллюсков и континентальной флоры; железо-карбонатные конкреции.

Мощность нижней подсвиты 1000–1100 м.

Верхняя подсвита ($P_2\check{c}_2$) сложена глинистыми алевролитами (59 %), песчаниками от тонко- до крупнозернистых (30 %), углистыми аргиллитами и алевролитами (3 %) и пластами угля (8 %), от 12 до 15 из которых достигают рабочей мощности (суммарный рабочий пласт 30 м, коэффициент рабочей угленосности 6 %). В разрезе доминируют полого- и мелковолнистые чередования глинистых алевролитов и тонкозернистых песчаников. Характерны горизонты палеопочв, многочисленные захоронения континентальной флоры и железокрбонатные конкреции. Накопление подсвиты связано с формированием системы баров, которые изолировали от открытого морского бассейна гигантские опресненные лагуны с интенсивно заболачивающимися побережьями. Основными диагностическими признаками верхней подсвиты являются: продуктивная угленосность; преобладание неотчетливых полого- и мелковолнистых чередований глинистых алевролитов и тонкозернистых песчаников; обилие захоронений наземной флоры и горизонтов палеопочв; железокрбонатный конкреционный комплекс.

Мощность верхней подсвиты 500–600 м.

Свита содержит в стратотипе растительные остатки *Rhipidopsis* sp., *Cordaites candalepensis* (Zal.) S. Meyen, *C. insignis* (Radcz.) S. Meyen, *Tungussocarpus tychtensis* (Zal.) Such., а также пеллециподы *Concinella ambita* Lob. На Центральном Таймыре свита также охарактеризована растительными остатками и пеллециподами [167], на основании которых она датируется татарским ярусом поздней перми.

Мощность свиты 1500–1700 м [40].

Шайтанская и зверинская свиты объединенные ($P_2-T_1st + z\psi$). Шайтанская свита на территории листа выклинивается.

Зверинская свита выделена Г. А. Ковалевой в 1963 г. и названа по р. Звериная, где и находится ее стратотип. На рассматриваемой площади она встречается в восточной части Быррангского грабен-синклинория, окаймляя базальты бетлинской свиты, и в пределах массива Киряка-Тас. В Южно-Быррангском геологическом районе обнажается верхняя часть зверинской свиты, представленная 10 покровами базальтов мощностью 5–20 м, перемежающимися с маломощными (0,5–10 м) прослоями и линзами базальтовых туфов, туфопесчаников и туфоалевролитов. Видимая мощность не более 150 м.

На массиве Киряка-Тас свита без видимого несогласия залегает на черной свите. Здесь выше последней вскрываются:

1. Покровы плагиофировых базальтов (10–15 м) с пойкилоофитовой основной массой. Фенокристаллы плагиоклаза 2–5 мм составляют до 15 %. Отмечаются отдельные покровы базальтов с интерсертальной структурой 110
2. Покровы базальтов с интерсертальной структурой, тонкозернистых, с единичными фенокристаллами плагиоклаза. 70
3. Покровы пойкилоофитовых базальтов (10–15 м) с редкими фенокристаллами плагиоклаза. В миндалинах – кальцит, серпентин, хлорит, халцедон. В верхних горизонтах интервала – редкие покровы осветленных базальтов (трахибазальтов?). 400
4. Покров массивных плагиофировых базальтов. Фенокристаллов плагиоклаза до 20 % 40
5. Туфоалевролиты зеленовато-серые с мелкими (3–10 м) покровами пойкилоофитовых базальтов, доля которых растет вверх по разрезу 80
6. Покровы (5–10 м) пойкилоофитовых базальтов. В верхней части интервала – горизонт плитчатых туфоалевролитов и туфов псаммитовых. 80

Выше залегают базальты бетлинской свиты. Мощность зверинской свиты в приведенном разрезе составляет 780 м.

Базальты зверинской свиты представлены афировыми и (чаще) микропорфировыми (плагиофировыми, пироксен-плагиофировыми и оливин-пироксен-плагиофировыми) разновидностями с толеитовой, интерсертальной, пойкилоофито-интерсертальной и микродолеритовой структурами. Минералогический состав их (%): плагиоклаз (№ 52–64) – 47–49, моноклинный пироксен – 30–33, оливин – 0–9, магнетит – 1–3, продукты изменения вулканического стекла – 4–17.

По химическому составу базальты зверинской свиты (табл. 3) насыщены кремнекислотой ($49 < SiO_2 < 52$ %) при $2,7 < Na_2O + K_2O < 3,2$ %), умеренноглиноземистые ($al' - 0,8-0,9$), мезократовые ($f' - 15,9-19,9$), калиево-натриевой серии (Na_2O/K_2O 2–3) нормального ряда, низкожелезистые ($K_{\phi} - 55-60$ при содержании $MgO - 5-9$ %).

Раннетриасовый (индский) возраст зверинской свиты определяется на основании находок Г. Н. Садовникова на р. Звериная, притока р. Нижняя Таймыра) растительных остатков *Equisetum* (= *Paracalamites*) *triassika* (Radcz.), *Pecopteris* cf. *polkinii* Moguesh.

Общая мощность зверинской свиты 350–800 м.

Химический состав пород зверинской свиты

Номер пробы	2402204	2402206	2402102	2402201	2402603	2402207	2402606	2402902
Порода	1	1	2	2	2*	3	3	3
SiO ₂	50,10	49,50	50,70	51,00	51,10	51,90	51,70	49,60
TiO ₂	1,08	0,92	1,09	1,07	1,08	1,04	1,04	0,92
Al ₂ O ₃	15,30	15,50	14,90	15,10	15,20	14,80	15,00	15,00
Fe ₂ O ₃	2,22	1,99	3,92	2,75	3,17	4,66	2,22	2,54
FeO	8,18	7,74	6,77	7,81	7,29	5,36	7,67	6,85
MnO	0,16	0,15	0,17	0,16	0,15	0,14	0,15	0,12
CaO	11,10	10,90	11,70	10,80	10,90	11,40	10,70	10,50
MgO	8,03	9,26	6,73	6,73	6,83	6,08	6,42	5,59
Na ₂ O	2,04	2,22	1,95	2,25	2,00	2,08	2,08	1,82
K ₂ O	0,66	0,68	0,82	0,65	0,88	0,56	1,08	0,81
P ₂ O ₅	0,09	0,08	0,12	0,12	0,12	0,11	0,11	0,10
ппп	<,1	0,10	0,41	0,57	0,55	1,29	1,00	5,16
V	0,021	0,018	0,020	0,017	0,018	0,020	0,019	0,017
Cr	0,041	0,043	0,002	0,010	0,009	0,004	0,005	0,035
Ba	0,027	0,032	0,039	0,033	0,040	0,036	0,038	0,035
Сумма	99,04	99,14	99,34	99,07	99,34	99,48	99,23	99,10
al'	0,83	0,82	0,86	0,87	0,88	0,92	0,92	1,00
f'	19,51	19,91	18,51	18,36	18,37	17,14	17,35	15,90
Na ₂ O/K ₂ O	3,09	3,26	2,38	3,46	2,27	3,71	1,93	2,25
X	38,00	42,30	33,33	33,33	33,86	32,44	32,97	31,74
X ₂	19,57	21,01	19,14	21,17	20,90	18,80	22,80	20,03

Примечание: **1** – базальты, **2** – базальты оливинсодержащие, **3** – базальты безоливиновые. Образцы из коллекции В. Н. Егорова.

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

Бетлинская свита (T_1bt) выделена в 1963 г. Г. И. Ковалевой на о. Бетлина (о. Ботлина). На площади листа S-48 свита присутствует в центральной части Быррангского грабен-синклинория и в районе массива Кирыка-Тас, слагающая ядра крупных синклинальных складок. Бетлинская свита согласно перекрывает зверинскую свиту.

В Быррангской грабен-синклинали нижняя граница свиты проводится по подошве мощного (до 50 м) покрова или пачки из 2–3 покровов мощностью 15–20 м афировых базальтов с микроинтерсертальной и пойкилоофито-интерсертальной структурой. В строении свиты участвуют покровы афировых и гломероплагиофировых базальтов с разнообразными стекловатыми структурами основной массы (толеитовая, гиалопилитовая, интерсертальная, интерсертально-пойкилоофитовая, микролитовая и др.), а также субщелочных базальтов. Единично встречаются покровы лито- и витро-лито-кристаллокластических псаммитовых туфов (в составе их обломков преобладают плагиофировые базальты и андезибазальты). Вверх по разрезу наблюдается увеличение размерности породообразующих минералов. Количество покровов в разрезах колеблется от 5–7 до 20–25 (в зависимости от глубины эрозийного среза). Вулканогенно-осадочные породы практически отсутствуют. Покровы имеют четко выраженные миндалекаменные зоны (1,5–4 м) с кальцитом, халцедоном, реже – серпофитом, в миндалинах. Мощность покровов колеблется от 5 до 50 м.

В районе массива Кирыка-Тас бетлинская свита слагается преимущественно маломощными (2–10 м) покровами базальтов (часто оливиновыми) с довольно значительными по мощности (в отличие от гор Бырранга) прослоями туфов, туфопесчаников и кластолав. Нижняя граница свиты проводится по резкой смене в разрезе мощных покровов пойкилоофитовых раскристаллизованных базальтов зверинской свиты маломощными покровами афанитовых базальтов с микроинтерсертальной или толеитовой структурой.

Разрез свиты на массиве Кирыка-Тас представляют (снизу вверх):

1. Базальты афанитовые микроинтерсертальные красновато-серые с тонкими игольчатыми фенокристаллами плагиоклаза, массивные и миндалекаменные	100
2. Переслаивание плитчатых псаммитовых лито-витро-кластических туфов и туфопесчаников	120
3. Базальты афанитовые микроинтерсертальные, преимущественно тонкозернистые, красноватых и зеленоватых тонов. Прослои (до 10 м) туфов. Туфы состоят из пеплового тонкопсаммитового материала с мелкими (1–30 мм) округлыми бомбами базальта (до 50 % от объема породы)	280
4. Базальты красновато-бурые и буровато-серые афанитовые микроинтерсертальные массивные	300

Выше идут глыбовые развалы и отдельные останцы таких же базальтов. Мощность приведенного разреза 800 м.

Афировые разновидности базальтов, слагающие бетлинскую свиту, имеют сходный состав (%): плагиоклаз (№ 60–64) – 47–48, моноклинный пироксен – 31–39, оливин–гиалосидерит – 3–9, магнетит – 2–5, продукты изменения вулканического стекла – до 10 и различаются лишь по струк-

Химический состав пород

Номер пробы	24037	2403903	2403904	2403905	2403906	2403908	2403911	2403913
Порода	1	1	1	2	2	2	2	2
SiO ₂	48,20	46,70	46,80	47,80	45,50	46,90	48,00	47,90
TiO ₂	1,35	1,37	1,43	1,45	1,46	1,45	1,65	2,18
Al ₂ O ₃	17,20	17,70	16,70	15,10	15,70	15,20	14,90	13,20
Fe ₂ O ₃	7,50	2,95	7,02	5,47	5,49	6,18	3,72	3,72
FeO	4,02	7,84	5,18	6,63	7,16	6,47	9,37	9,59
MnO	0,16	0,20	0,24	0,21	0,22	0,18	0,24	0,19
CaO	11,10	11,20	11,20	11,60	10,80	11,00	10,50	10,50
MgO	5,21	5,38	5,30	6,15	7,06	7,00	6,60	6,72
Na ₂ O	2,24	2,43	2,13	2,09	2,01	2,06	2,14	2,04
K ₂ O	0,75	0,41	0,18	0,22	0,25	0,33	0,35	0,37
P ₂ O ₅	0,17	0,14	0,14	0,17	0,14	0,14	0,18	0,18
ппп	1,76	2,81	3,10	2,37	3,28	2,30	1,29	2,41
V	0,022	0,023	0,022	0,025	0,025	0,025	0,027	0,035
Cr	0,015	0,010	0,013	0,021	0,020	0,022	0,014	0,014
Ba	0,030	0,021	0,017	0,021	0,022	0,025	0,019	0,025
Сумма	99,73	99,18	99,47	99,33	99,14	99,28	99,00	99,07
al'	1,03	1,09	0,95	0,83	0,80	0,77	0,76	0,66
f'	18,08	17,54	18,93	19,70	21,17	21,10	21,34	22,21
Na ₂ O/K ₂ O	2,99	5,93	11,83	9,50	8,04	6,24	6,11	5,51
X	26,42	28,30	26,75	29,91	32,13	31,76	29,76	29,95
X ₂	21,22	20,23	17,10	16,61	17,30	17,85	19,17	18,67

Примечание. **1** – базальты гломероплагифирующие, **2** – базальты оливинсодержащие и безоливиновые, **3** – базальты оливиновые. Образцы из коллекции В. Н. Егорова.

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

бетлинской свиты

2403915	2403916	2403919	24040	2403602	2403909	2403912
2	3	3	3	2	2	2
47,60	48,80	48,60	49,10	47,40	45,50	46,30
1,42	1,19	1,13	1,14	1,69	1,72	1,38
15,80	15,10	16,00	15,20	14,70	15,20	15,30
5,66	3,90	2,60	3,56	7,64	7,21	6,31
6,02	7,99	8,53	7,77	6,10	6,77	6,39
0,20	0,20	0,18	0,17	0,22	0,26	0,21
10,90	11,20	11,00	11,30	11,10	10,70	10,90
6,26	7,47	7,25	7,33	6,32	5,97	7,17
2,12	1,95	1,94	1,98	2,08	2,13	2,00
0,36	0,50	0,42	0,40	0,20	0,21	0,30
0,14	0,12	0,12	0,12	0,15	0,19	0,13
2,83	0,60	1,39	1,02	1,74	3,33	2,84
0,023	0,024	0,022	0,022	0,026	0,027	0,024
0,012	0,014	0,005	0,010	0,011	0,010	0,020
0,026	0,021	0,025	0,026	0,017	0,021	0,020
99,37	99,08	99,21	99,15	99,39	99,25	99,29
0,88	0,78	0,87	0,81	0,73	0,76	0,77
19,36	20,55	19,51	19,80	21,75	21,67	21,25
5,89	3,90	4,62	4,95	10,40	10,14	6,67
30,66	34,25	34,96	34,84	28,29	26,78	32,34
18,54	17,95	17,66	17,40	17,04	17,94	17,42

турным признакам. В отличие от базальтов зверинской свиты они умеренно насыщены кремнекислотой ($45 < \text{SiO}_2 < 49$, в среднем 47,8 %, при $2,2 < \text{Na}_2 + \text{Na}_2\text{O} < 3$ %), более меланократовые ($f' - 18-22$), низкоглиноземистые ($al' - 0,67-0,96$) натриевой серии ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} - 3-11$) умеренно железистого ($K_{\text{ф}} - 60-65$) и умереннотитанистого (TiO_2 до 2,1 %) типа. Гломеропорфировые базальты содержат до 20–25 % вкрапленников битовнита № 79. Основную массу составляют (%): плагиоклаз (№ 60–64) – 31–50,

авгит — 19–27, оливин — 0–9, магнетит — 3–5, продукты изменения вулканического стекла — 8–20. Структура основной массы микроинтерсерральная и пойкилофито-интерсерральная.

По химическому составу (табл. 4) гломероплагииофировые базальты относятся к высокоглиноземистому (al' до 1) типу базальтов мезократовых ($f' = 18–20$) умеренно насыщенных кремнекислотой (46,7–48,2) при $2,3 < Na_2O + K_2O < 3\%$), умереннотитанистых (TiO_2 до 1,48 %) натриевой серии ($Na_2O/K_2O = 3–11,8$). Субщелочные сложены (%): плагиоклазом (№ 42–50) — 48, моноклинным пироксеном (авгит, титанистый авгит) — 28–30, оливином — до 5, магнетитом — до 10 и продуктами изменения вулканического стекла — 10–15.

Раннетриасовый возраст бетлинской свиты определяется ее положением в разрезе.

Общая мощность бетлинской свиты предположительно 1300–1500 м.

Фадьюкудинская свита (T_{fd}) выделена в 1957 г. В. А. Черепановым и названа по р. Фадьюкуда, в верховьях которой и находится ее стратотип. На площади работ свита имеет ограниченное распространение и слагает одинокую гору в восточной части массива Киряка-Тас. Она со стратиграфическим несогласием залегает на базальтах бетлинской свиты и представлена зеленовато-серыми и буровато-серыми плитчатыми туфопесчаниками и туфоалевролитами.

Раннетриасовый возраст свиты определяется ее положением в разрезе.

Мощность фадьюкудинской свиты на площади листа не превышает 200 м.

Цветковско-Нордвикский геологический район

Чернохребетнинская геологическая площадь

Кешинская, цветковомысская, восточнотаймырская, ыстаннахская и прибрежнинская свиты объединенные ($T_{1ks} \div pr$) выделены и охарактеризованы в 1982 г. А. М. Казаковым и А. С. Дагисом [46] в районе мыса Цветкова, восточнее площади листа S-48. В районе массива Тулай-Киряка образования раннетриасового возраста представлены преимущественно элювиально-делювиальными развалами, что затрудняет расчленение их на свиты. Подошва нижнетриасовой толщи на площади листа не вскрыта, контакт с терригенными образованиями перми идет по разлому.

Кешинская свита представлена чередованием мелководно-морских и континентальных осадков — зеленовато-серых песчаников и алевролитов с карбонатными, реже фосфатными и сидеритовыми конкрециями, прослоями туфопесчаников. На мысе Цветкова и р. Чернохребетная свита содержит богатый комплекс флоры, близкий к фадьюкудинскому.

Цветковомысская свита согласно залегает на кешинской и представлена туфопесчаниками, туфоалевролитами зеленовато-серыми с прослоями красновато-бурых аргиллитов. Отложения содержат мелкие (до 10 см) вулканические бомбы базальтов.

Восточнотаймырская свита несогласно перекрывает цветковомысскую. Она сложена зеленовато-серыми туфопесчаниками, туфоалевролитами и туфами с прослоями аргиллитов.

Бстаннахская свита имеет согласное залегание и представлена темно-серыми аргиллитами и глинистыми алевролитами с известковыми и фосфоритовыми конкрециями. На мысе Цветкова она содержит многочисленные остатки аммоноидей, двустворок и конодонтов.

Прибрежнинская свита сложена зеленовато-серыми прибрежно-морскими песчаниками с прослоями туфоалевролитов.

На массиве Тулай-Кирыка *кешинская свита*, видимо, не выходит на дневную поверхность. Собранные на р. Чернохребетная и мысе Цветкова флористические и фаунистические комплексы позволяют датировать объединенные отложения индским и оленекским ярусами. Отличительной чертой нижнетриасовых терригенных отложений массива Тулай-Кирыка от стратотипических разрезов является более высокое содержание здесь туфогенного материала и наличие вулканических бомб.

Суммарная мощность всех перечисленных свит оценивается в 400–500 м.

Моржовская и кульдиминская свиты объединенные ($T_{2-3}mr + kl$). *Моржовская свита* со стратиграфическим несогласием залегает на нижнетриасовых образованиях. Она представлена морскими темно-серыми аргиллитами и алевролитами с прослоями песчаников, туфопесчаников и туфоалевролитов. Отложения содержат многочисленные известковистые конкреции, фауну аммоноидей, двустворок и брахиопод.

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. Моржовская свита относится к анизийскому ярусу среднего триаса, а кульдиминская – к анизийскому, ладинскому ярусам среднего триаса и карнийскому ярусу верхнего триаса [59a].

Суммарная мощность объединенных средне-верхнетриасовых отложений на массиве Тулай-Кирыка оценивается в 400 м.

Осипайская, немцовская и тумулская свиты объединенные ($T_{3os} \div tm$). *Осипайская свита* согласно перекрывает нижележащие отложения и представлена морскими аргиллитами и глинистыми алевролитами с известковыми и фосфоритовыми конкрециями.

Немцовская свита представляет собой регрессивный ритм, в котором осадки открытого моря постепенно сменяются прибрежно-морскими и континентальными отложениями. Она сложена песчаниками и алевролитами с прослоями аргиллитов, а в верхней части – пропластками углей.

Вопрос наличия *тумулской свиты* в районе Тулай-Кирыка в настоящее время остается открытым. Она здесь либо отсутствует, либо перекрыта нижеюрскими образованиями. Комплекс фаунистических и растительных остатков, выявленный на мысе Цветкова, позволяет датировать эти образования карнийским и возможно низами норийского яруса [59a].

Суммарная мощность объединенных верхнетриасовых отложений на массиве Тулай-Кирыка составляет 150–180 м.

Нордвик-Анабарская геологическая площадь

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

Тустахская свита выделена в 1956 г. М. К. Калинко и названа по сопке Тус-Тух на п-ове Нордвик. Свита несогласно залегает на известняках нижнего(?) карбона, сложена ритмично переслаивающимися аргиллитами, алевролитами и песчаниками с редкими тонкими прослойками каменного угля.

Органические остатки представлены песчаными фораминиферами и небогатым комплексом пыльцы кордаитовых и гинговых, сходным, согласно А. Ф. Дибнер [47], с аналогичным комплексом из промежуточной толщи Кузнецкого бассейна, что позволяет относить ее в целом к артинскому ярусу.

Мощность свиты 600–950 м.

Нижнекожевниковская свита выделена в 1956 г. Н. А. Гедройцем в районе бух. Кожевникова на побережье моря Лаптевых. Она распространена по побережью моря Лаптевых, между реками Хатанга и Анабар, согласно залегает на тустахской свите.

В разрезе свиты намечаются два крупных ритма, сложенных в основании пачками существенно глинистых пород и заканчивающихся 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 [33]. 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 фрондикулярий», благодаря которому эта часть свиты сопоставляется с нижебайкурским подгоризонтом Таймыра и относится к уфимскому ярусу. Мощность свиты 280–470 м.

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, что и нижнекожевниковская, на которой она залегает согласно. Свита сложена в нижней части аргиллитами и алевролитами, а в верхней – песчаниками и алевролитами с прослойками каменных углей. Для нижней части, где нередки двустворки, А. А. Герке выделил горизонт «разнообразных фораминифер». Выше по фораминиферам выделяются еще два горизонта: крупных и мелких саккаммин. Эти данные свидетельствуют о казанском возрасте верхнекожевниковской свиты. Мощность свиты 350–500 м.

Мисайлапская свита выделена Т. П. Кочетковым в 1946 г. и названа по руч. Мисайлап, что близ м. Илья в бух. Нордвик. Она согласно залегает на верхнекожевниковской. Свита сложена в основном алевролитами и аргиллитами с примесью туфогенного материала. В основании ее иногда присутствует прослой конгломератов. Свита содержит остатки пресноводной фауны (двустворки, эстерины, остракоды). Спорово-пыльцевые комплексы аналогичны известным из верхов ерунаковской подсерии Кузбасса, что позволяет отнести ее к татарскому ярусу. Мощность свиты 70–100 м.

Эффузивно-туфовая свита (T_{1et}) выделена А. А. Герке в 1956 г. в районе п-ова Юрунг-Тумус. На площади листа закартирована на Белогорской структуре и выделяется в разрезе. Она сложена базальтами, туфами, туфобрекчиями и конгломератами. Изредка среди них появляются прослой аргиллитов, алевролитов и песчаников. В ней известны остракоды и спорово-пыльцевой комплекс, аналогичные встреченным в мисайлапской свите, что позволяет отнести ее к верхам татарского яруса. Мощность свиты до 225 м.

Нерасчлененные отложения нижнего–верхнего отделов триаса (T_{1-3}) (только на разрезе) представлены переслаивающимися аргиллитами, песчаниками, алевролитами и конгломератами, мощностью 385–400 м. На сопредельной площади, в районе бухты Нордвик (лист S-49), отложения выделяются как ыстанахская (T_{1is}), гуримисская (T_{2gr}), осипайская и чайдахская свиты объединенные ($T_{3os} + c$) с палеонтологическим обоснованием, соответственно, верхнего подъяруса оленекского яруса, анизийского, ладинского ярусов и низов карнийского яруса.

Лено-Анабарский геологический район

Попигай-Далдынская геологическая площадь

Ханарская свита (C_{2-3hn}) выделена А. Б. Гуревичем в 1979 г. названа по р. Ханар (бассейн р. Хета) [104] из отложений, относившихся ранее к бургуклинской свите (P_{1br}).

Голостратотип свиты изучен на Ханарской разведочной площади по керну скважин СП-10, СП-15 и ГСП-4, а наиболее полно охарактеризованный палеонтологическими данными разрез (парастратотип) – в естественных обнажениях на правом берегу р. Котуй выше устья р. Кысылкая-Юрях. Свита залегает на размытой поверхности отложений среднего палеозоя и представлена пачками тонкого линзовидно-полосчатого чередования мелко- и крупнозернистых алевролитов (60–80 % разреза), которым подчинены прослой алевроитовых и мелко-среднезернистых олигомиктовых, реже кварцевых песчаников, углистых пород, единичные (1–4) пропластки углей мощностью 0,02–0,20 м. Характерны текстуры смятия и подворота слоев, известковые и сульфидные (пиритовые) конкреции, биотурбации за счет жизнедеятельности илоедов.

Характерные комплексы органических остатков: двустворки (по О. А. Бетехиной) – *Angarodon cf. kumsassiensis* Rag., *Mrassielia(?) ovata* K halfw. Флора (по Н. Г. Вербицкой) – *Mesocalamites mrassiensis* Radcz., *Angaropteridium cardiopteroides* (Schm.), Zal.; *Angaridium finale* Neub., *Rufloria subangusta* (Zal.) S. Meyen, *R. theodori* (Zal. et Tschirk.) S. Meyen, *Samaropsis minuta* Radcz., *S. anomala* Verb. и др.

Палинокомплекс (по В. А. Липатовой) откорректирован М. В. Ошурковой в соответствии с новейшей номенклатурой. Он включает *Leiotriletes pyramidalis* (Lub.) Medv., *Lophotriletes resistens* (Lub.) Medv., *Acanthotriletes rigidispinosus* (Lub.) Isch., *Cyclobaculisporites trichacanthus* Lub., *Cyclopilea-*

tispora gibberula (Lub.) Oshurk., *Punctatisporites platyrugosus* (Waltz) Sulliv., *Psilohymena psiloptera* (Lub.) Hart et Harr., *P. mirabilis* (Lub.) Hart et Harr., *Verrucosporites rubiginosus* Lub., *Vallatisporites ciliaris* (Lub.) Sulliv., *Lycospora carbonica* (Medv.), Lub., *Florinites macropterus* (Lub.) Dibn., *F. promptus* Medv., *Potonieisporites* sp., *Granulatisporites microgranifer* Ibr., *Foveolatisporites perforatus* Lub., *Cordaitina rotata* (Lub.) Samoil., *C. uralensis* (Lub.) Samoil. и др. В верхней части разреза присутствуют агглютинированные формы фораминифер.

Комплекс органических остатков позволяет отнести ханарскую свиту к катскому горизонту Унифицированной региональной стратиграфической схемы Сибирской платформы [87] и сопоставить ее с адылканской свитой Норильского, катской и анакитской – Курейско-Нижнетунгусского района, мазуровской и алыкаевской свитами Кузнецкого бассейна, ее возраст – средний–поздний карбон. Свита согласно перекрывается котуйской свитой (P₁), а при глубоком предтриасовом размыве последней – непосредственно правобоярской свитой.

Мощность свиты изменяется от 40 до 100–130 м в полных разрезах, на листе – 55–75 м.

Котуйская свита (P₁kt) выделена А. И. Ивановым и названа по р. Котуй, правому притоку р. Хатанга [38]. Она залегает согласно на верхнекаменноугольных отложениях и согласно же перекрывается отложениями потокойской свиты.

В стратотипическом разрезе, в нижнем течении р. Котуй, представлена песчаниками, алевролитами, аргиллитами с прослоями углистых алевролитов, углей и с многочисленными отпечатками флоры нижней перми. Мощности 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. В верхней части разреза, мощностью 100–120 м, преобладают массивные песчаники и пески с прослоями аргиллитов и алевролитов с многочисленными обломками обугленной и окаменелой древесины. Характерны шарообразные стяжения плотных песчаников (до 3 м в диаметре) с карбонатным цементом.

Раннепермский возраст осадков 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 *Cordaites* cf. *latifolias* (Neub.) S. Meyen., *Ruffloria* cf. *subangusta* (Zal.) S. Meyen. и остатком пеллеципод *Najadites kostomarovi* Khaef., *R. obrutschevi* Rag., *R. ex gr. pheliciae* Rag., *Anthraconauta* cf. *gigantea* Rag., характерных для ранней перми.

Мощность свиты 190–210 м

Потокойская свита (P₂pt) выделена А. И. Ивановым [38] и названа по р. Потокой, правому притоку р. Котуй, где она согласно залегает на котуйской свите.

В стратотипе она представлена песчаниками с пластами угля рабочей мощности и имеет мощность около 175 м.

На Попигай-Далдынской площади свита распространена в южной части листа S-48, где залегает без видимого несогласия на породах котуйской свиты и перекрывается туфогенными образованиями правобоярской свиты. По литологическим особенностям в разрезе свиты в ней выделяются две пачки. Нижняя пачка (около 50 м) сложена слабосцементированными мелкозернистыми кварц-полевошпатовыми песчаниками с линзами углистых глин, аргиллитов, конкреций плотных известковистых песчаников и с рассеянными обломками окремненной древесины, галькой и гравием доломитов, кремнистых пород, гранитоидов.

Верхняя пачка (30–50 м) сложена взаимно переслаивающимися слабосцементированными алевритистыми песчаниками, глинистыми алевролитами, углистыми глинами и аргиллитами с линзами углей мощностью до 0,7–1,2 м. Нижняя граница устанавливается по подошве пачки полимиктовых песчаников с галькой, гравием и многочисленными линзами мелкогалечных конгломератов. На рассматриваемой площади по сравнению со стратотипом отложения свиты отличаются незначительными мощностями линз и прослоев углей и наличием в нижней части разреза грубообломочного материала — линз конгломератов и рассеянной гальки и гравия.

Отложения содержат верхнепермские растительные отпечатки *Rufloia* cf. *olzerassica* (Gorel.) S. Meyen, *R. cf. brevifolia* (Gorel.) S. Meyen, *R. cf. nephropsiphylla* S. Meyen, *Cordaites candalepensis* (Neub.) C. ex gr. *gracilentus* (Gorel.) S. Meyen и др. В нижней части разреза содержатся пеллециподы *Edmondia jakowlewiana* Lob. (*Edmondia nebrascensis* Gein), *Abiella subovata* Jones, характерные для отложений верхней перми.

Позднепермский возраст осадков также подтверждают спорово-пыльцевые комплексы, представленные преобладанием пыльцы *Ginkgocycadophytus* и спор *Acanthotriletes* и *Leiotriletes*.

Мощность свиты 80–100 м

Правобоярская свита (T_{1pr}) выделена Я. И. Полькиным в 1959 г. и названа по р. Правобоярка, правого притока р. Хета, где и находится ее стратотип. На площади листа свита сложена псефитовыми и агломератовыми туфами основного состава, ксенотуфами, туффитами с линзами песчаников, углистых аргиллитов, известняков и редкими маломощными потоками базальтов. Туфы залегают на разных стратиграфических уровнях, выполняя впадины палеорельефа. В южной части листа (S-48-XXXIII, XXXIV) вулканогенные породы выполняют Дальдынскую вулканотектоническую структуру. Здесь в береговых обрывах р. Дальдын эрозией вскрыт вулканический аппарат центрального типа диаметром 1,5–2 км, сложенный псефитовыми и агломератовыми туфами и ксенотуфами с вертикальными секущими телами долеритов мощностью 40–100 м, выполняющих роль подводных каналов.

Возраст свиты определен по находкам раннетриасовой флоры на сопредельных площадях [50, 158]. Мощность отложений 100–150 м.

Коготокская свита (T_{1kg}). Стратотип впервые был описан в 1957 г. К. М. Шихориной в низовьях р. Маймеча, и названа по р. Коготок, левому

притоку р. Маймеча, в том же году Я. И. Полькиным. Незначительные по размерам выходы свиты встречаются вблизи южной рамки листа S-48, где она залегаёт с разрывом на туфах правобоярской свиты. Свита сложена маломощными (0,5–5 м) потоками толеитовых базальтов с офитовой структурой. В подчиненном количестве встречаются покровы оливковых и плагиофиловых базальтов, прослои туфов и туффитов мощностью до 2 м. Возраст свиты определяется ее положением в разрезе [38, 158]. Мощность составляет 0–50 м.

ЮРСКО-МЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Юрские и меловые отложения выполняют Енисей-Хатангский прогиб и развиты в его обрамлении в предгорьях Таймырской складчато-надвиговой системы, а также выполняют тектонические депрессии в пределах последней. Значительный по времени перерыв в осадконакоплении (палеоген и неоген) обусловил глубокий эрозионный срез юрско-меловых отложений не только в Горном Таймыре, но и в прибортовых частях Енисей-Хатангского прогиба. На большей части прогиба мезозойские осадки перекрыты четвертичными отложениями. В связи с этим большое значение для их расчленения имеют данные параметрического бурения, представленные на территории листа лишь тремя сокращенными – как стратиграфически, так и по мощности – разрезами скважин Владимирская-21 (мощность 1732 м), Рыбинская-1 (538 м) и Сындасско Р-201 (960 м). По данным сейсмопрофилирования, мощность юрско-меловых осадков в пределах листа S-48 достигает 7000 м, т. е. значительная часть этих пород не имеет прямой вещественной и возрастной характеристики. Поэтому для описания стратиграфических подразделений привлечены данные с сопредельных лучше изученных территорий, в первую очередь с Балахнинской (лист S-47), Нордвикской и Анабарской площадей (S-49).

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

1 – Таймыро-Североземельский, в пределах которого в тектонических депрессиях локально сохранились маломощные останцы покровного комплекса, перекрывавшего ранее Таймырскую складчато-надвиговую систему.

2 – Усть-Енисейский, соответствующий одноименному прогибу Западно-Сибирской молодой платформы и характеризующийся юрско-меловым разрезом, типичным для смежных с запада районов.

3 – Хетско-Анабарский, отвечающий Хатангско-Ленскому перикратонному прогибу Сибирской платформы.

4 – Чернохребетнинско-Нордвикский, отвечающий краевой части Хатангско-Лаптевоморской молодой платформы.

Таймыро-Североземельский геологический район

Юрско-меловые отложения суммарной мощностью до 200 м сохранились здесь лишь в Траутфеттерской впадине и в депрессии оз. Таймыр и включают унгинскую, мухинскую, шренковскую и траутфеттерскую свиты.

Унгинская свита ($J_{1-2}un$) выделена В. Н. Седовым и А. В. Гавриловым на п-ове Челюскин [154] и названа по р. Унга, где находится ее стратотип.

Отложения свиты сохранились лишь на северо-восточном побережье оз. Таймыр (реки Западная, Няньсу-Яму) и в нижнем течении р. Нюнькаракутари. Они залегают с угловым несогласием на пермских породах и согласно перекрываются мухинской свитой либо несогласно — нижнемеловыми отложениями. В составе унгинской свиты развиты гравелиты, песчаники, алевролиты и глины с редкими пропластками бурого угля.

Возраст унгинской свиты, исходя из состава крупномерных растительных остатков и спорово-пыльцевых комплексов (*Duzyophyllum* sp., *Thaumatopteris?* sp., *Cladophlebis?* sp.) определен как ранне-среднеюрский (тоар-батский ярусы).

Мощность свиты в пределах листа 2—35 м.

Мухинская свита (J_3-K_1mh) выделена Г. В. Шнейдером на п-ове Челюскин и получила свое название по р. Анжелика (Муха), в среднем течении которой и находится стратотип свиты [114]. На территории листа S-48 выходы свиты известны в двух районах: по периферии Траутфеттерской впадины (бассейн левых притоков р. Траутфеттер и истоки р. Ленинградская), где она с угловым несогласием залегают на породах рифея, и в краевой части Турку-Логатского мегапрогиба по бортам р. Няньсу-Яму, согласно перекрывая унгинскую свиту или с угловым несогласием — породы перми. Свита сложена преимущественно песками серого, зеленовато-серого цвета, содержащими линзы известковистых песчаников и гравелитов, нередко с ракушняками.

Позднеюрско-ранневаланжинский возраст свиты определяется по комплексу фораминифер, остракод, аммоноидей и двустворок. Среди последних в нижней части свиты встречены *Buchia concentrica* (Sow.), *B. mosquensis* (Buch.), *Cylindroteuthis oweni cuspidata* NaIn., *Lagonibelus (Holcobeliodes) cf. pavlovi* Sachs et NaIn. и др., а в верхней — *Pachyteuthis (Simobelus) insignis* Sachs et NaIn. Мощности мухинской свиты в указанных районах до 40—100 м.

Шренковская свита (K_1sr) была выделена В. Н. Седовым и А. В. Гавриловым и названа по р. Шренк [154]. Стратотип ее описан по керну скв. 1, пробуренной в нижнем течении этой реки к западу от рамки листа S-48. Сложена свита преимущественно светлоокрашенными, нередко кослоистыми песками, алевролитами и темно-серыми глинами с бурыми углями. В пределах листа она распространена лишь в Траутфеттерской впадине, перекрывая с несогласием рифейские и нижнепалеозойские породы, а также осадки мухинской свиты.

Раннемеловой (апт-альбский) возраст свиты определен по спорово-пыльцевому комплексу и с учетом ее положения в разрезе. В спорово-пыльцевом комплексе определены *Ophioglossum* sp., *Plicifera* sp., *Birisia onychioides* (K.-M. et Vassil.) Samyl., *Divisisporites euskirchenensis* Thom. [146].

Мощность свиты изменяется от 35 до 65 м.

Траутфеттерская свита ($K_{1-2}tr$) была выделена В. Н. Седовым и А. В. Гавриловым и названа по р. Траутфеттер. Стратотип ее находится на р. Шренк, в 21 км выше устья [154].

Свита состоит из косослоистых песков, в различной степени обогащенных гравийным материалом, с подчиненными алевролитами, глинами, галечниками и содержит сравнительно мощные (до 4 м) пласты угля. В основании — горизонт, обогащенный конкрециями сидерита и обломками древесины. На территории листа известна только в Траутфеттерской впадине, где согласно залегает на шренковской свите.

Возраст свиты определен как ранне-поздне меловой (альб—сеноман) по спорово-пыльцевым комплексам, среди которых определены *Dissaccites* sp., *Rousisporites* sp., *Kuylisporites* sp., *Aewuiradites* sp., *Foveosporites* sp., *Trilobosporites apiverrucatus* Sen p. [146].

Мощность свиты 20—47 м.

Усть-Енисейский геологический район

Выделяемые стратиграфические подразделения отвечают главным образом разрезам Усть-Енисейского и Малохетского районов в западной части Енисей-Хатангского прогиба. На дневной поверхности здесь представлены лишь верхнеюрские и меловые отложения. Выделяются две геологические площади: Рассохинско-Балахнинская в пределах восточной части Балахнинского мегавала, характеризующаяся сокращением мощностей юрских отложений и их локальным размывом, и Пясинская, отвечающая Турку-Логатскому (Предтаймырскому) прогибу с полным разрезом. Однако ниже-среднеюрские отложения реконструируются в прогибе лишь по прослеживанию характерного сейсмогеологического разреза на Балахнинской и Кубалахской площадях, тогда как на Балахнинском мегавалу они вскрыты скважинами.

Пясинская геологическая площадь

При прослеживании сейсмогеологических комплексов с Балахнинской и Восточно-Кубалахской площадями на территорию листа S-48 на последнем предполагается развитие к северу от Балахнинского мегавала разреза юрско-меловых отложений мощностью около 3000 м. Его нижнюю половину слагают ниже-среднеюрские образования балахнинской, лайдинской, вымской, леонтьевской и малышевской свит, а также верхнеюрские образования, которые могут быть отнесены к мухинской свите, подстилающей нижнемеловые отложения в районе восточного побережья оз. Таймыр. Нижнемеловой разрез представлен суходудинской (выделяемой по данным сеймопрофилирования), малохетской и яковлевской свитами.

Суходудинская свита (K_{1sd}) была выделена Н. И. Байбародских и др. в 1968 г. и названа по р. Сухая Дудинка, которая впадает в р. Енисей в ее нижнем течении [6]. Стратотип находится на р. Дудинка [62а, 88]. На территории листа отложения свиты на поверхности не выходят и предполагаются по геофизическим данным залегающими ниже малохетской свиты в Турку-Логатском мегапрогибе. Залегает согласно на мухинской свите,

а на Балахнинской площади — на размытой поверхности среднеюрских отложений. Сложена алеврито-песчаными породами серого и темно-серого цвета с подчиненными пачками и прослоями алевролитов и глин и с редкими маломощными прослоями угля, конкрециями пирита, сидерита. Поздневаланжинский—раннеготеривский возраст свиты обоснован спорово-пыльцевыми комплексами и фораминиферами [63, 64]. Мощность свиты достигает, по геофизическим данным, 760 м.

Малохетская и яковлевская свиты объединенные ($K_1mh + jak$). Выделены Н. И. Байбародских и др. в 1968 г. [6] в нижнем течении р. Енисей, где В. Н. Саксом и З. З. Ронкиной в 1957 г. в скважинах были описаны стратотипы. В пределах листа S-48 слагают верхнюю часть осадочного выполнения Турку-Логатского мегапрогиба и выходят на поверхность по берегам оз. Таймыр и рек, впадающих в него с юга; сокращенный по мощностям разрез представлен также на Балахнинском поднятии.

Малохетская свита залегает на размытой поверхности суходудинской свиты. Сложена светло-серыми песчаниками и песчано-алевритовыми породами с пачками (2–5 м) серых алевролитов и темно-серых аргиллитов мощностью от 10 до 50 м. Спорадически встречаются маломощные прослойки и линзы конгломератов и углей. Позднеготеривский—раннеаптский возраст свиты датируется растительными остатками *Podosamites reinii* Geul., *Sphenopteris kolymensis* Pryn., *Coniopteris setacea* (Pryn.) Vach. и раннемеловыми спорово-пыльцевыми комплексами [63]. Мощность свиты на изученных бурением площадях к западу от рамки листа составляет 106–348 м.

Яковлевская свита залегает согласно на малохетской свите и согласно перекрывается долганской свитой [6]. Сложена преимущественно светло-серыми и серыми алевритами, а в верхней части разреза — темно-серыми глинами, образующими глинисто-алевритовые породы с растительными остатками и обломками древесины; встречаются многочисленные прослойки и линзы бурых углей мощностью до 6 м. В подчиненном количестве встречаются светлые каолинизированные пески и известковистые песчаники.

Вдоль южного берега оз. Таймыр наблюдаются выходы песков с обломками угля и древесины, с прослоями алевролитов, глин, углей и характерных углесто-кремнистых пород. К востоку от устья р. Сырутаяму и на р. Ямутарида в них установлены спорово-пыльцевые комплексы позднего апта—раннего альба (преобладание *Polypodiaceae*, *Gleicheniaceae*, *Pinaceae*, *Taxodiaceae*). Этот же возраст устанавливается для сопредельной территории по комплексу фораминифер с *Haplophragmoides nonioninoides* Reuss., *H. angustocuralis* Bulat., *Miliammina manitobensis* Wichenden, *M. spronlei* Nauss., *Ammolaculites fragmentarius* Cushman и растительными остатками *Pityophyllum nordenskioldi* (Heer) Nath., *Sphenopteris* cf. *setacea* Pryn., *Sph. goeppertii* Dunk. [64, 113].

Мощность свиты по разрезам скважин, пробуренных к западу от рамки листа, составляет 350–440 м. Суммарная мощность отложений малохетской и яковлевской свит в пределах листа S-48 может достигать, по данным сейсмопрофилирования, 1000–1100 м.

Долганская свита ($K_{1-2}dl$) выделена Н. И. Байбародских и др., в 1968 г. в низовьях р. Енисей [6]. Развита в бассейне р. Юкаямутарида, где залегает согласно на яковлевской свите и перекрывается с размывом четвертичными отложениями. Кроме того, она вскрыта разрезами скважин на

Владимирской площади. Сложена преимущественно полимиктовыми песками с резко подчиненными прослоями глин и глинистых алевроитов, приуроченных главным образом к верхам свиты. Характерны прослой конкреций сидерита, песчаников, включения обломков обугленной древесины, детрита, ретенита, галек базальтов, кварца, кремней, халцедона.

Макрофауна в свите не обнаружена, встреченные в верхах свиты фораминиферы не позволяют определить возраст. Альб-сеноманский возраст свиты установлен на сопредельной территории по спорово-пыльцевым комплексам [62, 63].

Мощность свиты по разрезу скв. Владимирская-21 составляет 260 м; в осевой части Турку-Логатского прогиба она достигает 400–500 м.

Рассохинско-Балахнинская геологическая площадь

Балахнинская свита ($J_{1-2}bl$) выделена Г. Н. Карцевой и др. на Балахнинской площади (45–50 км к западу от рамки листа), где вскрыт полный стратотипический разрез свиты мощностью 2364 м [63]. К балахнинской свите отнесены отложения, пройденные скв. Владимирская-21 в инт. 1447–1787 м и скв. Владимирская-22 в инт. 1122–1828 м и описанные только по шламу. Они с угловым несогласием залегают на породах верхнего триаса и с разрывом перекрываются здесь отложениями нижнего мела. Свита сложена континентальными осадками и представлена переслаиванием темно-серых аргиллитов и серых алевролитов с редкими прослоями зеленовато-серых песчаников и гравелитов, а также пропластками углей.

Из отложений балахнинской свиты в разрезе скв. 21 выделены спорово-пыльцевые комплексы *Paleopicea* sp., *Protopicea* sp., *Pseudopodocarpus protolongata* K.-M., *Protopodocarpus ellipticus* K.-M., *Osmunda* sp., *Lophotriletes anagrammensis* K.-M., *Ginkgoaceae* и др., которые позволяют условно отнести эти отложения к геттангскому–плинсбахскому(?) ярусам [112]. В стратотипическом разрезе в верхней части свиты выделены комплексы фораминифер с *Saccamina inanis* Gerke et Schar., *Ammodiscus glutaceus* Gerke, *Riyadhella syndascoensis* Scharov., что расширяет возрастной интервал ее формирования до позднего тоара–нижнего аалена.

Мощность вскрытых разрезом скв. Владимирская-21 отложений свиты 340 м, в скв. Владимирская-22, расположенной в 12 км севернее, 706 м.

Лайдинская, вымская, леонтьевская и малышевская свиты объединенные (в разрезе) ($J_{1-2}ld + ml$). На своде Балахнинского мегавала в пределах листа S-48 среднеюрские отложения полностью размыты, и их развитие предполагается в Турку-Логатском мегапрогибе на основании данных сейсмопрофилирования, интерпретируемых исходя из разрезов скважин, расположенных на Балахнинском поднятии западнее границы листа, где в непрерывном разрезе выделены четыре свиты, характеризующиеся среднеюрскими спорово-пыльцевыми комплексами. Стратотипы свит установлены в разрезах скважин на Малохетской площади (низовья р. Енисей).

Лайдинская свита согласно залегают на отложениях балахнинской свиты и сложена аргиллитами и аргиллитоподобными глинами, а также под-

чиненными алевролитами и песчаниками. В целом для пород лайдинской свиты характерен полосчатый облик за счет тонкого переслаивания темно-серых аргиллитов и более светлых прослоев алевролитов. По всему разрезу свиты наблюдаются конкреции сидерита и пирита, растительные остатки и обломки обугленной древесины, немногочисленные плевромии и другие мелкие двустворки.

Принадлежность лайдинской свиты к аалену [107] установлена на основании фораминифер *Ammodiscus asper* Terq., *A. pseudoinfimus* Gerke et Sossip., *Saccamina ampulacea* Schl.[63], редких двустворок и литологического сходства с нижней подсвитой арангастахской свиты в опорном разрезе на западном берегу Анабарской губы. Мощность свиты в разрезах скважин на Балахнинском поднятии 70–156 м.

Вымская свита сложена преимущественно песчаниками, переслаивающимися с аргиллитами и алевролитами. Позднеааленский–раннебайосский возраст вымской свиты надежно установлен по фораминиферам *Ammodiscus arangastachiensis* Nikit., *Saccamina ampullacea* Schl., остракодам *Camptocythere nordvikensis* Schagar., по сопоставлению с верхней подсвитой арангастахской свиты в опорном разрезе на западном берегу Анабарской губы [63]. Из нижней части свиты на Тундровой площади был определен позднеааленский комплекс фораминифер, из верхней половины – раннебайосский. Мощность свиты в разрезах скважин на Балахнинском поднятии 92–181 м.

Леонтьевская свита сложена преимущественно очень изменчивыми по составу глинисто-алевритовыми породами. Песчаники немногочисленны и образуют линзовидные прослои до 12 м мощностью в верхней части свиты. Указания на принадлежность леонтьевской свиты к байосскому ярусу дают находки в верхней ее части двустворок *Meleagrinnella decusasata* Goldf. на Малохетском поднятии [6] и байосский комплекс фораминифер с *Trochammina praesquamata* Mjatl., *Geinitzinita crassata* Gerke, *Marginulinopsis pseudoclara* Gerke et Schagar. на ряде площадей [63]. Кроме того, леонтьевская свита по литологическому составу хорошо сопоставляется с нижней подсвитой юрiongтумусской свиты в опорном разрезе на западном берегу Анабарской губы, возраст которой как байосский определен по аммоноидеям, белемнитам и двустворкам. Мощность отложений свиты в разрезах скважин на Балахнинском поднятии 120–138 м.

Мальшевская свита сложена преимущественно алевролитами и глинистыми алевролитами, с подчиненными прослоями аргиллитов, более многочисленными в верхах свиты, и песчаников, а также с маломощными прослоями углей. С размывом перекрыта нижнемеловыми осадками. Фаунистические остатки, найденные в отложениях свиты в разрезе скв. 1-Р (Рассохинская): аммонит *Cranocephalites(?)* sp. juv., двустворки *Malletia valga* Schur., *Meleagrinnella* cf. *ovalis* Phill., *Tancredia subtilis* Lah., *Retroceramus* sp.; фораминиферы *Saccamina compacta* Gerke, *Ammodiscus arangastachiensis* Nikit., *Recurvoides anabarensis* Basov et Sok., *Riyadhella sibirica* Mjatl. и др. моллюски, а также фораминиферы свидетельствуют о байос-батском возрасте свиты, что подтверждается комплексом миоспор [63].

Мощность свиты изменяется в широких пределах и в разрезах скважин на Балахнинском поднятии достигает 650–800 м.

Суммарная мощность лайдинской, вымской, леонтьевской и малышевской свит к северу от Балахнинского вала на территории листа S-48 может достигать, по данным сейсмопрофилирования, 1000 м.

Нижний мел. Нерасчлененные отложения (K_1). К нерасчлененным отложениям нижнего мела отнесены осадки, залегающие на эрозионной поверхности средней юры на Балахнинском мегавалу и распространяющиеся далее на северо-восток вдоль северного края поднятий Кирыка-Тас и Тулай-Кирыка. В разрезе скв. Владимирская-21 они вскрыты в инт. 590–1447 м [112], имея, таким образом, мощность 857 м. По данным каротажа и отдельных образцов шлама, нижняя их часть (447 м) представлена переслаиванием серых мелкозернистых песчаников, темно-серых алевролитов и аргиллитов с редкими маломощными прослоями намывных бурых углей. Морской генезис этих образований предполагается по присутствию единичных фораминифер. Верхняя часть разреза (410 м) сложена континентальными угленосными отложениями. Они представлены зеленовато-серыми, светло-серыми песками и рыхлыми песчаниками с прослоями алевролитов, глин, углистых глин, а также линзами и пластами бурых углей. Каротажная характеристика отложений позволяет условно параллелизовать нижнюю их часть с суходудинской и малохетской свитами, верхнюю – с яковлевской свитой Балахнинской и Массоновской площадей.

В восточной зоне развития нижнемеловых отложений, южнее р. Мурунтаматари наблюдаются выходы глин и алевролитов с *Tollia* sp. ind., *Protocardium concinnum* V u c h., средне-крупнозернистых песчаников с *Buchia inflata* L a h., *B. oblique* Tullb., *Entolium demissum* Phill. и др., что указывает на ранне-средневаланджинский возраст осадков [92]. В алевролитах с обломками бурого угля в устьях рек Мурунтаматари и Бикада-Нгуома установлены спорово-пыльцевые комплексы тигянской свиты (преобладание *Podocarpaceae* и *Pinaceae*). Эти данные и литологический состав отложений позволяют параллелизовать верхнюю часть разреза с готерив-альбскими толщами Енисей-Хатангского прогиба.

Долганская свита ($K_{1-2}dl$). Характеристика дана выше.

Чернохребетнинско-Нордвикский геологический район

Разрез юрско-меловых отложений Чернохребетнинско-Нордвикского района в пределах листа S-48 весьма близок к разрезу Анабарского района (описан ниже), поскольку их накопление происходило в близких фациальных обстановках. Он включает отложения от нижнеюрских до нижне-верхнемеловых (бегичевская свита). Выделение Цветковской и Нордвикской геологических площадей в пределах района обусловлено различным строением юрского разреза. По сравнению с Анабарским районом, различия в стратиграфической схеме затрагивают лишь нижнеюрские и верхнеюрско-нижнемеловые отложения. Последние выделяются в объеме пахсинской свиты.

Зимняя, аиркатская, китербютская, эренская, хоргонская свиты объединенные ($J_{1-2}zm \div hr$). Эти отложения выходят на поверхность на незначительных площадях в обрамлении соляных куполов горы Балахня и горы Белая. Характеристика свит экстраполируется по данным

Нордвической площади листа S-49, а также Хетско-Анабарского района, где они вскрыты глубокими скважинами и изучены в естественных разрезах.

Зимняя свита выделена по материалам бурения на Семеновской и Зимней площадях Усть-Енисейского района [6]. Позднее отложения свиты были распространены на всю Усть-Енисейскую и Хатангскую впадины [94, 107] и на Восточный Таймыр [115]. В Нордвикском и Анабарском районах свита залегает с угловым несогласием на палеозойских и верхнетриасовых породах. Сложена темно-серыми с бурым оттенком аргиллитами, алевролитами и песчаниками с прослоями гравелитов и конгломератов.

По немногочисленным органическим остаткам: аммониты *Amaltheus cf. stokesi* Sow.; двустворки *Harpax spinosus* (Sow.), *H. laevigatus* (d'Orb.), *Meleagrinnella cf. subolifex* Polub.; фораминиферы зон *Trochammina sublapidosa*, *T. inusitata*—*Turritella volubilis* и *Ammodiscus siliceous* возраст свиты в восточной части Енисей-Хатангского прогиба определен в объеме геттангский ярус—низы верхнего плинсбаха.

Мощность свиты в Нордвикском районе колеблется от 72 м (Илья-Кожениково) до 179 м (Анабарская губа).

Аиркатская свита названа по мысу Аиркат на западном берегу Анабарской губы, где выделен ее стратотип [92a]. Залегает согласно на отложениях зимней свиты или с угловым и стратиграфическим несогласием на осадках верхнего триаса и палеозоя. Нижняя граница очень четкая и проводится по смене песчано-алевритовых пород зимней свиты глинистыми. На территории листа S-48 выходы свиты, кроме разрезов скважин на участке Сындасско, описаны на р. Попигаи и ее левом притоке р. Половинная в пределах Анабарской геологической площади, где в песках с прослоями глин, алевролитов и известковистых песчаников определены такие формы, как *Harpax laevigatus* d'Orb., *Myophoria laevigata* Ziet., *Oxytoma cf. Keyserlingi* Sok., *Dicranodonta petschorae* Keys., *Tancredia subtiliformis* Bodyl., *Leda aciminata* Goldf. и др., указывающие на позднеплинсбахский возраст отложений [92]. Эти отложения мощностью до 90 м сопоставляются с верхней из двух подсвит аиркатской свиты, выделенных в восточной части Нордвической площади. Нижняя подсвита (соответствует левинской свите Усть-Енисейского района) представлена преимущественно глинисто-алевритовыми породами с маломощными прослоями песчаников и конгломератов. Верхняя подсвита (соответствует шараповской свите) представлена в основном песчано-алевритовыми породами с немногочисленными прослоями и пачками аргиллитов.

Позднеплинсбахский возраст аиркатской свиты без нижней части зоны *Amaltheus cf. stokesi* установлен по находкам из верхней части нижней подсвиты аммонитов *Amaltheus cf. stokesi* Sow. (р. Анабар), из верхней подсвиты *A. margaritatus* Monif., *A. bronensis ventrocalvus* Rep.; двустворок *Harpax laevigatus* d'Orb., *Myophoria lingonensis* (Dum.). Из скважин определены два комплекса фораминифер: из нижней подсвиты — *Trochammina lapidosa* Gerke et Soss., *Nodosaria nordvikensis* Mjatl из верхней — *Marginulinopsis hatangensis* Schleif., *Discorbis(?) buliminoides* Gerke.

Мощность нижней подсвиты 18 до 100 м, верхней — 23—250 м. На Нордвической площади суммарная мощность свиты составляет 124—186 м, на Анабарской — 110 м.

Китербютская, эренская и хоргонская свиты выделены [107] из состава сайбылахской свиты [92a], которая переведена в ранг серии.

Кетербютская свита с перерывом залегает на песчаниках аиркатской свиты. Описана Т.М. Емельянцевым в 1943 г. как кетербютский «горизонт» по названию р. Кетербют, приток р. Тигян. На рассматриваемой территории свита представлена темно-серыми оскольчатыми глинами с подчиненными прослоями алевролитов и мергелей. Отмечены также карбонатные конкреции, желваки пирита и сидерита. В глинах наблюдаются скопления битой ракуши, обломки ростров белемнитов, чешуя рыб. Свита [92a] датируется ранним тоаром и охарактеризована в бассейне р. Анабар находками аммонитов *Dactyloceras* ex gr. *commune* Sow., *Lugodactylites* ex gr. *braunianus* d'Orb; белемнитов *Acrocoelites triscissus* Jan., *Passaloteutis tolli* Pavl., *Nannobellus pavlovi* Krimh., *N. krimholzi* Sacs и др.; двустворок *Dacryomya* cf. *inflata* Ziet., *Tancredia* cf. *stubendorffi* Schm., *Meleagrinnella* cf. *sparsicosta* Petr. Мощность свиты 11–31 м.

Эренская свита выделена на м. Эрен в Анабарской губе [107], где описан ее стратотип. Без видимого несогласия перекрывает глины кетербютской свиты. Представлена пачками циклично переслаивающихся алевролитов и аргиллитов. В основании таких пачек обычны прослой и линзы землисто-серых песчаников с лептохлоритом, состав конкреционных образований — сидеритовый, в нижней части свиты преобладают алевролиты с конкрециями известковистых песчаников. По органическим остаткам — аммоноидеи *Dactyloceras commune*, *Zugodactylites* ex gr. *braunianus* и *Pseudolioceras* sp.; двустворки *Arctotis marchaensis* Petr., *Pseudomitiloides marchaensis* Petr., *Meleagrinnella faminaestriata*, *Tancredia anabarensis*, *Dacryomya inflata*, *Modiolus numismalis* и фораминиферы *Lenticulina* sp., *Ammodiscus glutaceus* Gerke et Soss., *Camptocythera occalata* — датируется концом раннего — началом позднего тоара. Мощность 110 м.

Хоргонская свита названа по м. Хорго на Анабарском заливе, где расположен ее стратотип [107]. Свита залегает согласно на эренской свите и представлена близкой к последней монотонной толщиной алевролитов и аргиллитов с рассеянной галькой и редкими валунами. По фаунистическим остаткам — *Arctotis marchaensis* Petr., *Pseudomitiloides falcodiscus* и др. — относится к позднему тоару. На восточном берегу Анабарской губы вместе с этим комплексом найден аммонит *Pseudolioceras* sp. (cf. *m'clintocki* Naught), свидетельствующий о принадлежности этой части разреза к нижнему аалену. Мощность свиты 15–30 м.

Общая мощность объединенных свит нижней юры — нижнего аалена на Нордвикской площади составляет 330–540 м (332–536 м, Анабарская губа) и на Анабарской — 180–200 м (186–198,4 м, реки Анабар, Попига́й).

Арангастахская и юрэнгтумуская свиты объединенные (*J₂ar + jur*). Обе свиты выделены М. К. Калинин в 1959 г. на п-ове Юрэнг-Тумус, но стратотипы их не были определены [60]. Лектостратотипы предложены В. Н. Саксом на западном побережье Анабарской губы [92a]. На поверхности известны лишь в незначительных по площади выходах в бассейне р. Попига́й и в обрамлении соляных куполов горы Балахня и горы Белая близ восточной кромки листа. На левобережье Попига́я мощность подразделения оценивается в 70 м, в разрезе скв. Р-201 (участок Сындасско) — 106 м.

Арангастахская свита залегает со стратиграфическим перерывом на сайбылахской серии Хетско-Анабарского района или хоргонской свите (Нордвикской площади) и согласно перекрывается юрюнгтумусской свитой. В разрезе скв. Р-201 свита представлена алевролитами 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 ampullace*, *Lenticulina nordvikensis*, что свидетельствует о ее позднеааленском возрасте, а также комплексы двустворок с *Mytiloceramus* cf. *lucifer* (Eichw.) и фораминифер с *Ammodiscus pseudoinfimus* cf. *granulate*, указывающие на ранний байос.

Мощность свиты в разрезе скв. Р-201 (район Сындасско) 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. Р-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* aff. *Rugosa* Goldt. и др., а также комплексы фораминифер *Saccamina compacta* Gerke, *Trochammina praesquamata* Mjatt., *Glomospira gordialis* Park. et Jon., *Dentalina* ex gr. *Pauperata* Orb., *Camptocythere nordvikensis* Schär., указывающие на байос-батский возраст.

Точинская и сиговская свита объединенные ($J_{2-3}ic + sg$) (только на разрезе). Стратотипы установлены Н. И. Байбародских и др. в 1968 г. на Малохетском валу в западной части Енисей-Хатангского прогиба [6].

Точинская свита является выдержанным маркирующим горизонтом по всему прогибу [64]. На территории листа S-48 свита вскрыта скв. Р-201 на участке Сындасско. Восточнее рамки листа, на о. Бол. Бегичев, а также в пределах Тигяно-Анабарского поднятия и на Восточном Таймыре (бассейн рек Подкаменная и Чернохребетная) известны наиболее полные (мощностью до 120 м) разрезы свиты, нижняя граница которой определяется очень четко по смене светлых алевролитов урюнгтумусской свиты темноцветными.

Разрез свиты представлен в основном глинистыми алевролитами с прослоями аргиллитов и глин и в меньшей степени песчаников. По всему разрезу распространены карбонатные конкреции, желваки, лепешки, зерна пирита, линзы сидерита, розетки бурого кальцита (глендониты) и многочисленные органические остатки — аммониты, белемниты, двустворки, фораминиферы. По комплексу фораминифер с *Haplophraemoides memorabilis* свита отвечает келловей. Мощность в разрезе скв. Р-201 составляет 16 м, на о. Бол. Бегичев — 52—56 м.

Сиговская свита согласно залегает на отложениях точинской. В восточной части Енисей-Хатангского прогиба выходит на поверхность на берегах Анабарской губы и на о. Бол. Бегичев. На территории листа S-48 описана лишь в разрезе скважин участка Сындасско. 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 фораминифер *Trochammina oxfordiana*, а также другим фаунистическим остаткам возраст свиты определяется в интервале от позднего келловея до начала позднего оксфорда [107].

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

Отложения верхнекемериджского и нижневолжского возраста в разрезе Анабарского района, вероятно, размыты.

Пахсинская свита (J_3-K_1ph) выделена А. В. Гольбертом и др. и названа по п-ову Пахса в Анабарском заливе [34]. Распространена в восточной части Енисей-Хатангского прогиба, в пределах Кирыка-Тасского мезовала.

Стратотип свиты находится на мысе Урюнг-Хая, на восточном берегу п-ова Пахса. Свита согласно залегает на сиговской свите и перекрывается балагачанской. Сложена она монотонной толщей морских темно-серых аргиллитоподобных глин, с глинистыми алевролитами в средней части. Она содержит полный зональный комплекс аммонитов 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. Возраст свиты, таким образом, средневолжское время—валанжинский век.

Мощность свиты 25—100 м.

Балагачанская свита (K_1bl) выделена С. А. Чирвой и Н. И. Шульгиной в 1978 г. в Нордвик-Хатангском районе [113]. Стратотип находится на р. Попигай, в устье руч. Балагачан. Распространена в междуречье Попигаия и Анабара, где согласно перекрывает харабыльскую свиту, а также на Кирыка-Тасском (район рек Мал. Новая и Хутудаяму) и Белогоро-Тигянском поднятиях, 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 [113].

Свита сложена 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 караваяобразной 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 *Homolsomites bojarkensis*) [113]. К ней приурочены также

находки фораминифер *Ammodiscus continentalis* Schaг., двустворок *Buchia crassicollis* (Keys.).

Мощность балагачанской свиты изменяется в широких пределах. На р. Попигай она составляет более 40 м, в районе Сындаско – 25–30 м.

Тигянская свита (K_1tg) выделена Т. М. Емельянцевым и Т. П. Кочетковым (1947 г.) и названа по р. Тигян-Юрэх, впадающей в Хатангский залив моря Лаптевых [51, 140а]. В пределах листа выходит на поверхность на правобережье р. Хатанга и в восточной части Таймырской низменности (район р. Мал. Новая, оз. Кондрата и оз. Арылах). Стратотипическая местность – бассейн нижнего течения р. Хатанга и о. 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 [62]. 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 около 200 м, в разрезе скважины Р-201 – 117 м.

Сангасалинская свита (K_1sn) выделена Т. М. Емельянцевым и Т. П. Кочетковым в 1947 г. и названа по р. Санга-Сала, левому притоку р. Тигян-Юрэх [51, 140а]. Первоначально она выделялась как горизонт, который Л. Т. Семенов в 1954 г. перевела в ранг свиты.

Выходит на дневную поверхность по рекам Жданиха, Нижняя, Попигай, Огневка, а также на западном побережье Хатангского залива на реках Сенька и Поперечная [24]. 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 [62, 62а].

Мощность свиты на правобережье р. Хатанга – 25–60 м, в районе Сындаско – 40–46 м.

Рассохинская свита (K_1rs) выделена Т. П. Кочетковым в 1954 г. и названа по р. Рассоха, левому притоку р. Тигян [140а]. Распространена по р. Хатанга и ее правым притокам – рекам Нижняя, Жданиха, Блудная, Попигай, вдоль восточного побережья Хатангского залива, а также по рекам Сенька, Гусиха, Малая Балахня. 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. Мал. Балахня. Залегает согласно на сангасалинской свите и согласно перекрывается огневской свитой. Сложена полимиктовыми песками с

включениями гравия и гальки, с прослоями глин и алевроитов, конкреция-ми 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 [62, 92].

Мощность свиты в районе с. Хатанга (расположенного на южной границе листа) не менее 166 м (разрез скв. 4), в районе Сындасско (по разрезам скважин) — 125–150 м.

Огневская свита (K_{1og}) выделена П. Д. Литвиновым и П. С. Пуком в 1952 г. в ранге горизонта [109]. В 1954 г. Л. Т. Семеновко перевела его в ранг свиты. Названа по р. Огневка, впадающей в Хатангский залив.

Стратотипическая местность — бассейн р. Хатанга (Хетско-Анабарский район). Она распространена также в районе Сындасско и 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. Залегает 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 (5–20 м) и одной-двух песчаных (7–90 м). Характерным признаком свиты являются многочисленные прослой каменного угля. Пласты угля, приуроченные к глинистым пачкам, имеют мощность от 0,3 до 5 м, но не выдержаны по простиранию. Часто встречается минерализованная древесина [92].

Свита содержит растительные остатки *Sciadopytis* aff. *sibirica* Samyl., *Ginkgo* ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, *Sequoia* sp., *Desmiophyllum magnum* (Samyl.) 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 [88].

Мощность свиты в районе Сындасско около 80 м, в с. Хатанга — 180 м [92].

Бегичевская свита (K_{1-2bg}) была выделена М. К. Калинко и Т. М. Емельянцевым в 1955 г. и названа по о. Бол. Бегичев [60]. 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, так как отложения, выделенные в эту свиту на о. Бегичев, позднее были включены в огневскую свиту [91]. Выходы свиты известны также на западном побережье Хатангского залива (бассейн р. Новая): по левым притокам Хатанги — рекам Менгнях, Яков обнажена нижняя часть разреза, а в среднем течении р. Мал. Балахня и ее левым притокам — верхняя. Свита 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 [90].

Альб-сеноманский возраст свиты определен по остаткам наземных растений и спорово-пыльцевым комплексам с пыльцой покрытосеменных,

один из которых хорошо сопоставляется с соответствующим комплексом верхней подсвиты долганской свиты Усть-Енисейского района [91].

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).

Хетско-Анабарский геологический район

Выделяются: 1) Хетская геологическая площадь, в которой развит наиболее полный и мощный разрез юрско-меловых осадков; 2) Анабарская площадь в пределах т. н. Анабаро-Хатангской седловины, разделяющей Жданихинский и Лено-Анабарский прогибы и характеризующейся сокращенными по мощностям разрезами. Несмотря на это, именно для Анабарской площади описан наиболее представительный стратиграфический разрез, вследствие его вскрытия как в поверхностных выходах по р. Хатанга и ее притокам, так и в скважинах, пробуренных в пределах листа (участки Сындаско и Старорыбинский) и в непосредственной близости от его границ.

Анабарская геологическая площадь

Юрско-меловой разрез Анабарской площади включает нижний—средний отделы юры и нижний отдел мела. Наиболее полно он вскрыт скважинами на участке Сындаско, однако характеризуется существенно сокращенными мощностями подразделений (суммарная мощность юрско-меловых отложений около 1 км) по сравнению с расположенной восточнее рамки листа областью нижнего течения р. Анабар, Анабарской губы и Нордвикского залива, где они описаны наиболее детально [34, 51, 60, 88, 92, 92а, 113, 140а и др.].

Зимняя, аиркатская свиты и сайбылахская серия 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, расчленение которых на рассматриваемой территории затруднительно. В целом совокупность трех указанных толщ является возрастным аналогом балахнинской свиты. Зимняя и аиркатская свиты описаны выше.

Сайбылахская серия выделена В.Ф.Кривицким в ранге свиты и названа по р. Сайбылах, впадающей с запада в Анабарскую губу [92а, 141], 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 серии на Анабарской площади описаны на р. Попигай и р. Половинная, где ее мощность уменьшается до 42 м. Серия не разделена на свиты, но подразделяется на две части: нижнюю (киттербютский горизонт) мощностью 30 м, сложенную серыми оскольчатыми гли-

нами с прослоями алевролитов, мергелей, известковистыми и сидеритовыми конкрециями, желваками пирита, содержащими фаунистические остатки *Leda* cf. *Acuminata* Goldf., *Tancredia* cf. *Subtilis* Loh., *Belemnites* sp., и верхнюю мощность 12 м — пески с конкрециями песчаника, прослоями глин, включениями гальки и ракушечника [92а]. Этот разрез близок к стратотипу, имеющему мощность 172 м и содержащему фауну раннего тоара — *Zugodactylites* ex gr. *braunianus* d'Orb.; белемнитов *Acrocoelites triscissus* (Jan.), *Passaloteuthis tolli* (Pavl.) и др.; двустворок *Dacriomya* cf. *inflata* (Zeitl.), *Tancredia* cf. *stübendorffi* Schm. и др. (нижняя часть) и раннего аалена — белемниты *Pseudodicoelites bidgievi* Sachs et Naln., *Nannobelus nordvikensis* Sachs и двустворки *Arctotis marchensis* Petr., *Tancredia gigantea* Voron., аммонит *Pseudolioceras* sp. (cf. *m'clintocki* Naught.) (верхняя). Два комплекса фораминифер, выделенных из тех же частей серии — *Saccamina inanis*—*Ammodiscus glumaceus* и *Ammodiscus glumaceus*—*Rhyadhella syndascoensis*, подтверждают тоар-раннеааленский возраст свиты.

В разрезе скв. Р-201 (участок Сындасско) мощность описываемого подразделения составляет 86 м. Суммарная мощность зимней, аиркатской свиты и сайбылахской серии составляет для Анабарской площади 186—230 м.

Харабыльская свита (*K₁hb*) выделена А. В. Гольбергом и др. в 1978 г. и названа по р. Харабыл, притоку р. Анабар [34]. Свита прослежена на поверхности между реками Нижняя и Анабар. Стратотип находится на р. Анабар, в окрестностях пос. Урюнг-Хая [88]. Свита залегает трансгрессивно на палеозойских отложениях, триасе, средней и верхней юре, а также на берриасе (буолкалахская свита). На участке Сындасско 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 Енисей-Хатангского 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, двустворчатыми 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* [88], 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 *mesezhnikovii*). Таким образом, возрастной интервал харабыльской свиты определяется как верхи берриаса—средний валанжин.

Мощность свиты на р. Попигай — до 105 м, в районе Сындасско — до 150 м.

Балагачанская, тиганская, сангасалинская, рассохинская, огневицкая и бегицкая свиты охарактеризованы выше в Чернохребетнинско-Нордвикском геологическом районе.

Хетская геологическая площадь

Хетская площадь соответствует Жданихинскому мегапрогибу, в котором, по данным сейсмопрофилирования, представлен наиболее мощный (более 7000 м) разрез юрских и меловых отложений. Территория практически полностью закрыта четвертичными отложениями. Однако выполняющие прогиб осадки с характерным для них сейсмогеологическим разрезом прослеживаются под четвертичными отложениями от Массоновской площади на территорию листа S-48 в район нижнего течения р. Новая.

Разрез верхней части выполнения прогиба (до верхов верхней юры на глубине 4350 м) вскрыт единственной скважиной Мсс-363, пробуренной в осевой части прогиба в 52 км западнее рамки листа, а нижележащие отложения реконструируются по сейсмическим данным на основании прослеживания отражающих поверхностей с севера из района Балахнинского поднятия [145]. В соответствии с этим, для ниже-среднеюрских отложений рассматриваемой площади принимается стратиграфическая схема, установленная для Усть-Енисейского района, тогда как для верхнеюрских и меловых осадков, охарактеризованных керном скважины, выделяются подразделения, стратотипы которых детально изучены на р. Хета в южной части прогиба за пределами границ листа.

В юрско-раннемеловом разрезе осевой части Жданихинского мегапрогиба в районе бурения скв. Мсс-363 условно могут быть выделены следующие стратиграфические (в нижней части сеймостратиграфические) подразделения.

Балахнинская свита ($J_{1-2}bl$) (только на разрезе) мощностью 1280 м. Характеристика дана выше в Усть-Енисейском геологическом районе.

Лайдинская, вымская, леонтьевская и малышевская свиты объединенные ($J_2ld + ml$) (только на разрезе) мощностью 1420 м охарактеризованы выше.

Точинская и сиговская свита объединенные ($J_{2-3}tč + sg$) (только на разрезе) мощностью 41 м охарактеризованы выше в Чернохребтинско-Нордвикском районе.

Букатыйская свита (J_3-K_1bk). Выделена А. В. Гольбертом и др. и названа по ручью Букатый, левому притоку р. Хета [34]. Составной стратотип находится в среднем течении р. Хета. Залегает свита несогласно на сиговской свите и согласно перекрывается бояркинской свитой [88]. Нижняя граница свиты нечеткая и проводится по поверхности размыва между средне- и верхневожскими отложениями; верхняя — резкая, местами подчеркивается поверхностью размыва [63]. Свита сложена глинами и алевролитами зеленовато-серыми с прослоями песков, песчаников; включает крупные карбонатные конкреции, образующие выдержанные горизонты. Охарактеризована аммонитами, фораминиферами, остракодами, двустворчатыми моллюсками, белемнитами. Возраст ее в интервале верхневожский подъярус—берриасский ярус. Мощность свиты в стратотипическом районе 150 м.

В разрезе скв. Мсс-363 в букатыйскую свиту условно включены толща аргиллитов, относимая Л. Л. Кузнецовым и др. (2001 г.) к верхней пачке гольчихинской свиты (инт. 3788—4175 м), и толща переслаивания алевролитов, гли-

нистых аргиллитов и аргиллитов, относимая к нижнехетской свите (инт. 2433–3788 м). Мощность свиты, таким образом, принимается 1742 м.

Суммарная мощность отложений юры и берриаса в этом разрезе оценивается примерно в 5200 м.

Выше по разрезу скв. Мсс-363 залегает мощная (1250 м) не охарактеризованная органическими остатками толща нижнемеловых (валанжин–альб) осадков. Выделение в объеме этой толщи стратиграфических подразделений, принятых для меловых отложений Хетско-Анабарского геологического района, произведено условно на основании литологических особенностей свит, фаунистически и палинологически охарактеризованных в южной прибортовой части прогиба на правобережье р. Хатанга и по р. Хета: бояркинская, тигянская, сангасалинская, рассохинская и огневская свиты.

Бояркинская свита (K_{br}). Выделена А. В. Гольбертом и др. в 1978 г. и названа по р. Боярка [34], где описан ее стратотип. Свита распространена на южном борту Лено-Енисейского прогиба, в бассейне Хеты и Боярки [92]. Залегает согласно на подстилающих отложениях и согласно перекрывается тигянской свитой. Сложена светло-серыми, зеленовато-серыми, желтовато-серыми мелкозернистыми песками и алевролитами с редкими прослоями глин. На нескольких уровнях встречаются горизонты лепешковидных или караваеобразных конкреций известковистых алевролитов и песчаников с двустворками. Возраст свиты – валанжин (возможно, самые верхи берриаса)–низы готерива [88], т. е. она является возрастным аналогом харобыльской и балагачанской свит. Мощность свиты в стратотипическом районе 110 м. В разрезе скв. Мсс-363 с бояркинской свитой параллелизуется толща полимиктовых песков с прослоями алевролитов и глинистых алевролитов мощностью 348 м (инт. 2085–2433 м).

Тигянская (K_{tg}), сангасалинская (K_{sn}), рассохинская (K_{rs}), огневская (K_{og}) свиты на Хетской геологической площади выделяются условно по геофизическим данным и корреляции с отложениями прибортовой части прогиба и Нордвикской геологической площади. Стратотипы данных свит охарактеризованы выше стратотипической местности Чернохребетнинско-Нордвикского геологического района. Общая мощность их достигает 1003 м, в соответствии с разрезом по скв. Мсс-363, где рассматриваемые свиты выделяются условно [88].

Тигянская свита (K_{tg}). К ней отнесена толща переслаивающихся аргиллитов, песчаников, глин, алевролитов мощностью 287 м (инт. 1898–2085 м).

Сангасалинская свита (K_{sn}) выделена в инт. 1848–1898 м и представлена аргиллитоподобными глинами с прослоями глинистых алевролитов и тремя угольными пластами мощностью до 3 м.

Рассохинская свита (K_{rs}) выделена в инт. 1530–1848 м и (50 м) представлена толщей светло-серых полимиктовых песков и песчаников с редкими прослоями алевролитов, алевролитов, глин и углей мощностью 318 м.

Огневская свита (K_{og}) выделена в инт. 1182–1530 м. К ней отнесена толща переслаивания серых песков, песчаников, алевролитов и аргиллитоподобных глин, со значительным количеством обугленной органики и прослоев углей, мощностью 348 м.

На нижнемеловых отложениях в разрезе скв. Мсс-363 залегают нерасчлененные осадки верхнего мела мощностью 976 м, представленные серыми, зеленовато-серыми песками, в нижней части с подчиненными прослоями рыхлых песчаников и глин, в верхней — алевритов и глин. Расчленение верхнего мела Енисей-Хатангского прогиба основано на изучении разрезов в бассейне р. Хета за рамками рассматриваемой территории [92]. Однако по геофизическим данным предполагается развитие под перекрывающими территорию четвертичными отложениями бегичевской, ледяной и хетской свит, которые в единичных выходах, не охарактеризованных фаунистически, известны и на поверхности.

Бегичевская свита ($K_{1-2}bg$). Характеристика дана выше.

Ледяная свита (K_2ld) выделена В. Н. Саксом в 1959 г. на р. Хета и ее правом притоке р. Ледяная [91], где находится ее стратотип. На территории листа S-48 развита в осевой части Жданихинского мегапрогиба в юго-западной части листа. На дневной поверхности известны выходы свиты на р. Арылах (приток р. Бол. Балахня). Залегает на бегичевской свите со стратиграфическим несогласием и согласно перекрывается хетской свитой. Сложена темно-серыми глинистыми алевритами, которые переслаиваются с песками, участками глинистыми. Встречаются прослой темноокрашенных глин, а также конкреции песчаников и алевритов разнообразной формы и размеров, к которым приурочены обломки обугленной и минерализованной древесины и отпечатки растений. В верхней части свиты встречаются прослой конгломератов, окатыши глин гравийной размерности. Эти признаки свидетельствуют о локальных перерывах и размывах во время накопления свиты.

Свита содержит растительные остатки и фораминиферы, которые указывают только на позднемеловой возраст пород. Однако аналогичный палинокомплекс установлен в фаунистически обоснованных турон-коньякских отложениях (дорожковская и нижняя часть нассоновской свит) Усть-Енисейского района, что позволяет отнести ледяную свиту к тому же возрастному диапазону [91]. Мощность свиты не менее 200 м.

Хетская свита (K_2ht) выделена В. Н. Саксом в 1957 г. и названа по р. Хета, левому притоку р. Хатанга [109]. Залегает согласно на ледяной свите в осевой части Жданихинского мегапрогиба и перекрывается лишь четвертичными осадками. Относимые к свите породы обнажаются в верховьях р. Бол. Балахня и по ее правому притоку р. Сырутаямутарида [112]. Они представлены серыми глинистыми алевритами и светло-серыми, желтовато-серыми песками, иногда глинистыми. Отмечается тонкая горизонтальная слоистость типа ленточной за счет переслаивания алевритов и песков или углистого материала, который присутствует по всему разрезу. Наблюдаются прослой углей до 0,7 м, к которым приурочены выделения желтого и красного янтаря. Часто встречаются остатки обугленной корневой системы мелких растений [91]. В нижней части свиты отмечены редкие отпечатки растений сенонского типа. Палинокомплекс с максимальным содержанием *Facutiana hirsute* Samoil. является промежуточным между турон-коньякским и сантонским комплексами Усть-Енисейского района, что позволяет с некоторой условностью определять диапозон возраста хетской свиты как коньякский—ранний сантон.

Мощность свиты не менее 90 м.

ПАЛЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Территория листа по типам разрезов кайнозойских отложений подразделена на два геологических района, выделение которых подчинено морфолито-генетическим зонам покрова четвертичных отложений: Таймыро-Североземельский и Сибирский. Их число и границы соответствуют районированию, принятому в Унифицированной региональной стратиграфической схеме четвертичных отложений..., 1983 г.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Каменский горизонт (P_{km}). Название дано Г. В. Шнейдером в 1984 г. по р. Каменка, впадающей в Карское море в 90 км к юго-западу от мыса Челюскина [114]. Выходы горизонта известны в двух точках на крайнем северо-западе листа: в верхнем течении р. Баркова и небольшом выходе в каньоне на правом берегу р. Коралловая. Палеогеновый возраст определен на основании геологических соотношений: горизонт залегает на корях выветривания баррем-эоценового(?) возраста по отложениям мухинской свиты (р. Коралловая), по терригенно-карбонатным породам силура (р. Баркова) и перекрывается ледниковыми осадками муруктинского горизонта. На соседних площадях к северу и к западу от рамки листа каменский горизонт перекрывается миоцен-плиоценовыми образованиями. Отложения каменского горизонта представлены глинами светло-серого и зеленого цвета, с обохренными обломками песчаников мухинской свиты (J_3-K_1mh) и терригенно-карбонатных пород силура ($S_{1-2}dv + md$), мощностью 5–7 м.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА, ПЛИОЦЕН–НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, СРЕДНЕЕ ЗВЕНО

Плиоцен-среднеплейстоценовые гляциогенные и морские отложения нерасчлененные (g, mN_2-Q_{II}) представлены разнообразными породами — главным образом глинами и суглинками с валунами и галькой, слоистыми глинами, алевритами, гравийниками, галечниками, реже песками, пластовыми льдами, нередко содержат остатки морских организмов (до 150 м). Толща известна главным образом по разрезам скважин, в которых генетическая диагностика отложений затруднительна. Палеогеографические условия данного временного интервала характеризовались неоднократными сменами условий материкового оледенения и морских трансгрессий, что заставляет предполагать в ней чередование морских и гляциогенных отложений. На площади листа данные отложения встречаются в междуречье Прямая—Заозерная, бассейне р. Единственная, где обнажаются из-под ледниковых отложений муруктинского горизонта на склонах долины и на водоразделе. Видимая мощность отложений 10 м, подошва не вскрыта.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА, ПЛИОЦЕН–НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, НИЖНЕЕ ЗВЕНО НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Плиоцен-нижненеоплейстоценовые аллювиально-морские образования нерасчлененные (amN_2-Q_1) встречены на южном побережье Хатангского залива в прибрежной полосе на протяжении 25 км в двух разобщенных выходах. Наиболее полный их разрез вскрыт скважинами на сопредельной площади 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-раннеплейстоценовый вид *Risosolenia barboi* Вг и п. Однако граница плиоцена и плейстоцена зачастую не выражена и проходит в литологически однородных осадках (алевритах, глинах), поэтому данные образования картируются как нерасчлененные. На территории листа отложения представлены уплотненными песками с линзовидными прослоями намывного торфа, включением гальки янтареподобных смол, известковистых конкреций, ожелезненными песчаниками, а также глинами, внутри которых проходит граница плиоцена и плейстоцена. Они залегают на коренных породах нижнего мела и перекрыты аллювиально-морскими средне-верхнечетвертичными осадками. Мощность отложений не превышает 20 м.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Нижнее звено

Лебедский горизонт (gQ_{1b} ; $gIIIb^*$) объединяет отложения времени наиболее древней из известных на территории ледниковых фаз неоплейстоцена и включает собственно ледниковые отложения, включающие валунные суглинки и супеси, гляциомеланж (до 70 м) с комплексом фораминифер позднеледникового типа. Небольшой выход отложений зафиксирован на правобережье эстуария р. Хатанга, где на песках рассохинской свиты нижнего мела залегают суглинки и супеси лебедского горизонта незначительной мощности (7 м), которые перекрываются морскими образованиями тобольского горизонта.

Стратотип горизонта (по скважинам), представленный континентальными ледниковыми образованиями, расположен у пос. Лебедь на Енисее за пределами листа [87].

Среднее звено

Тобольский горизонт (mQ_{IIb} ; $mIIIb^*$) выделен С. Б. Шатским (1953 г.) и назван по р. Тобол. На Таймыре морские образования тобольского горизонта представлены глинами и алевритами, вскрыты скважинами в бассейне р. Верхняя Таймыра. Из этих осадков определен обедненный комплекс

* Индекс подразделения на схеме четвертичных образований.

фораминифер и остракод, сходный с туруханским комплексом из низовий р. Енисей, характеризующим первую морскую трансгрессию среднего неоплейстоцена. Стратотип тобольской свиты — типовой для горизонта находится в Западной Сибири у г. Тобольск [104а]. На территории листа морские отложения тобольского горизонта выявлены в районе неотектонического поднятия в нижнем течении р. Хатанга, вблизи устья р. Попигаи. На правобережье Хатанги на протяжении 20 км глины и алевроиты тобольского горизонта залегают на песках рассохинской свиты нижнего мела и на суглинках и супесях лебедевского горизонта, с стратиграфическим несогласием перекрываются ледниковыми отложениями муруктинского горизонта и нерасчлененными аллювиальными отложениями первой надпойменной террасы верхнего неоплейстоцена—голоцена. Мощность отложений 20 м.

Самаровский и тазовский горизонты нерасчлененные ($gQ_{II}sm-tz$; $gIIsm-tz^*$) объединяют конечные и основные морены самаровского и тазовского оледенений, первое из которых было максимальным на севере Сибири. Выделение отложений двух фаз среднелепистоценового оледенения на данной территории затруднительно и не исключено, что в ряде разрезов гляциальные тиллы разделены осадками ширтинского межледниковья. Ледниковые образования самаровского и тазовского горизонтов выходят на дневную поверхность в эрозионных окнах в бортах долины р. Бол. Рассоха. Они представлены валунными суглинками, супесями и гляциомеланжем, залегают на дочетвертичных образованиях и перекрываются современным и среднелепистоценовым аллювием и морскими казанцевскими отложениями. Мощность отложений до 15 м.

Среднее—верхнее звенья нерасчлененные

К ним относятся морские и аллювиально-морские отложения тазовского и казанцевского горизонтов нерасчлененных.

Морские отложения среднего—верхнего неоплейстоцена ($mQ_{II}tz-Q_{III}kz$; $mIIItz-IIIkz^*$) на современной поверхности встречаются в пределах Енисей-Хатангского прогиба под морскими казанцевскими и муруктинскими отложениями на правобережье нижнего течения Хатанги [40]. Они представлены песками желто-серыми, преимущественно тонкозернистыми, алевроитами буровато-серыми глинистыми уплотненными, а также глинами сизовато-серыми. Толща включает разрозненные гальки и валуны, прослой 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* (Shumacher), *A. montagui* (Dillwin), *A. montagui striata* Leac. Встречены вымершие виды *Cirtodaria jennisseeae* (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 оха-

рактированы спорово-пыльцевыми спектрами лесного типа, соответствующими климату, значительно теплее современного.

Морские отложения залегают на средненеоплейстоценовой морене (рекам Новая, Хатанга) и на дочетвертичных породах (побережье Хатангского залива), перекрыты они муруктинскими и более молодыми образованиями. Мощность от 15 до 35 м.

К аллювиально-морским отложениям ($amQ_{II}-Q_{III}$; $amII-III^*$) отнесена толща песков, встреченная в разрезах [40]. Она широко распространена на востоке Енисей-Хатангского прогиба. Пески мелко- и тонкозернистые, горизонтально- и диагональнослоистые, с прослоями и линзами алевритов, гравийников, галечников, растительного детрита, обломками древесины. Известны находки фораминифер и обломки морских моллюсков. Толща залегают на плиоцен-нижненеоплейстоценовых отложениях и перекрывается муруктинско-каргинскими. Мощность толщи 20 м.

Верхнее звено

В составе верхнего звена выделены казанцевский, муруктинский, каргинский и сартанский горизонты, а также нерасчлененные отложения муруктинско-каргинского и каргинско-сартанского возраста.

Казанцевский горизонт представлен морскими фациями ($mQ_{III}kz$; $mIIIkz^*$). Морские осадки распространены на абсолютных отметках от 180 до 230 м в южных предгорьях Бырранга южнее Таймырского озера. Вдоль северного побережья Таймыра они не поднимаются выше отметок 140 м. Поэтому можно судить о величине неотектонического поднятия области южных предгорий Бырранга в 40–90 м. Отложения залегают в виде единой поверхности, которой достиг базис эрозии, и образуют площадные выступы по всей площади депрессии. Они нередко залегают с размывом на дочетвертичных породах либо на средненеоплейстоценовых осадках и перекрываются образованиями муруктинского горизонта. Отложения содержат споры и пыльцу, раковины двустворок и остракод *Finmarchinella finmarchica* (Sars), *Cythera lutea* Muller, *Patagonacythere dubia* (Brady); фораминифер *Haunesina orbiculare* (Brady), *Criboelphidium subarcticum* Cushman, *Retroelphidium clavatum* (Cushman) и др. Мощность до 50 м.

Горизонт назван по типовой казанцевской свите, стратотип которой находится на правобережье Нижнего Енисея на р. Казанцева (у западной рамки листа R-45) [104a].

Из казанцевских образований имеются определения абсолютного возраста методом ЭПР: $112 + 12$, $92 + 8$ тыс. лет.

Муруктинский горизонт представлен широким спектром осадков: ледникового, гляциофлювиального, озерно-ледникового, морского генезиса.

Ледниковые отложения ($gQ_{III}mr$; $gIIImr^*$) показаны на карте в местах развития основной и абляционной морен. Абляционная морена, представленная маломощными (1–3 м) валунниками с включением галечников и песков, обычно перекрывает основную морену, но не образует сплошного чехла и не имеет больших площадей распространения. Гляциальные отложения занимают небольшие площади в Северо-Быррангской

области, обрамлении поднятий хребтов Тулай-Кирыяка и Кирыяка-Тас, у оз. Нойутотурку, в междуречье Бол. Балахня—Хатанга и на северном склоне Анабарского щита. Их площадные выходы на равнине обрамляются гляциофлювиальными и смешанными гляциально-гляциофлювиальными образованиями муруктинского горизонта.

Гляциофлювиальные отложения ($fQ_{III}mr$; $fIII mr^*$) и гляциально-гляциофлювиальные отложения ($g, fQ_{III}mr$; $g, fIII mr^*$) занимают большие площади Енисей-Хатангского прогиба южнее Таймырского озера. Они включают внутриледниковые и приледниковые образования. Внутриледниковые образования располагаются в тыловой части краевых ледниковых сооружений и образуют камовые равнины, сложенные с поверхности галечникам мощностью до 3, редко до 5 м, которые подстилаются песками с прослоями и линзами алеврита, гравия и гальки. Отложения залегают на основной морене и имеют мощность от первых до 25—30 м, редко до 50 м.

Приледниковые отложения приурочены к внешней стороне краевых моренных сооружений и слагают зандровые наклонные равнины, переходящие в долинные зандры. Приледниковые отложения вблизи от краевых ледниковых сооружений 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. Так как из-за малых площадей развития невозможно отдельно показать внутриледниковые и приледниковые образования, на карте гляциофлювиальные отложения показаны нерасчлененными.

Озерно-ледниковые отложения ($lgQ_{III}mr$; $lgIII mr^*$) развиты преимущественно в тыловой части краевых сооружений северококорской стадии (реки Большая Балахня, Юкаямутарида, северо-восточное обрамление поднятия Тулай-Кирыяка). Они представлены алевритами горизонтальнослоистыми с прослоями тонкозернистого песка, глины, с включениями гальки, гравия, угольной крошки. Отложения залегают на гляциофлювиальных и ледниковых образованиях и местами перекрыты каргинскими или сартанскими озерными и озерно-аллювиальными толщами. Мощность 15—25 м.

Морские отложения ($mQ_{III}mr$; $mIII mr$) муруктинского горизонта сохранились в эрозионных останцах левых притоков нижнего течения р. Бол. Балахня на высотной отметке 120 м, где залегают на морских казанцевских отложениях и перекрываются морскими каргинскими осадками. В разрезе встречаются *Hiatella arctica* (Linne), *Mia truncate truncate* Linne, *Astarte montagui* Dicewin и др., а также фораминиферы *Protelphidium orbiculare* (Brady), *P. lenticulare* (Gud.), *Retroelphidium* ex. gr. *hialinum* Brodnie-witz, *Lassidulina subacuta* (Gud.), *Criboelphidium goesi* (Stshedr.) и др. Более широкое распространение морские отложения муруктинского горизонта имеют на северном склоне Анабарской антеклизы в нижнем течении Хатанги на высотных отметках 100 м и ниже. Отложения представлены песками, алевритами, глинами мощностью до 20 м.

Муруктинский и каргинский горизонты нерасчлененные включают озерно-ледниковые и озерные отложения ($lg, lQ_{III}mr-kr$; $lg, III mr-kr$) мощностью до 15 м и морские ($mQ_{III}mr-kr$; $mIII mr-kr$), вскрытые в

береговых обрывах Хатангского залива, Анабарской губы, правобережья р. Попига́й, верхнего течения р. Бол. Балахня, показаны нерасчлененными из-за мелкого масштаба карты и недостаточной изученности. По составу они аналогичны описанным отдельно.

Каргинский горизонт представлен морскими толщами.

Морские отложения ($mQ_{III}kr$; $mIIIkr^*$) развиты в долине р. Хатанга и на побережье Хатангского залива. В долине р. Попига́й в эрозионных врезах и на северном склоне Анабарской антеклизы они не поднимаются выше отметки 90 м. Севернее Хатангского залива морские каргинские отложения выполняют понижения рельефа до высотной отметки 140 м, перекрывая отложения муруктинского горизонта. Образования каргинского горизонта перекрываются озерно-аллювиальными сартанскими и аллювиальными верхненеоплейстоцен-голоценовыми отложениями. Они представлены песками разномасштабными с галькой, гравием, линзами гравийно-галечного материала, прослоями алевритов и намывного растительного детрита. Слоистость горизонтальная, косая и волнистая. Содержится фауна морских моллюсков, типичная для прибрежной зоны. Преобладает *Hiatella arctica* (Linne), реже встречаются *Astarte borealis* (Schumacher), *Serrypes groenlandicus* (Brygniege) и др. Состав фораминифер указывает на аккумуляцию осадков в прибрежной зоне моря на небольших глубинах в условиях некоторого опреснения. Мощность отложений 10–20 м.

Озерно-аллювиальные отложения ($laQ_{III}kr$; $laIIIkr^*$) развиты в долинах рек Большая Балахня, Малая Балахня и др. Представлены они песками тонко- и мелкозернистыми хорошо отсортированными с прослоями и линзами супесей, алевритов, илов, торфов, намывной органики, обломками дривисины. Мощность от 12 до 20 м.

Каргинские отложения залегают на размытой поверхности муруктинских и более древних пород, в том числе и дочетвертичных. Возраст горизонта определяется по спорово-пыльцевым спектрам, находкам моллюсков, фораминифер и значениям абсолютного возраста пород по ^{14}C от 47 до 24 тыс. лет, что соответствует каргинскому горизонту.

Данные, полученные в результате исследований последних лет, вызвали обоснованное сомнение относительно общепринятого возраста этих морских отложений, а приведенные углеродные даты признаются замолоченными [5а, 6а].

Каргинский и сартанский горизонты нерасчлененные представлены аллювиальными ($aQ_{III}kr-sr$; $aIIIkr-sr$), озерными ($lQ_{III}kr-sr$; $lIIIkr-sr$), озерно-аллювиальными ($laQ_{III}kr-sr$; $laIIIkr-sr$), озерно-ледниковыми ($lgQ_{III}kr-sr$; $lgIIIkr-sr$) и образованиями едомного комплекса ($L_{ed}Q_{III}kr-sr$; $L_{ed}IIIkr-sr$). В силу недостаточности обнаженности и изученности, а отчасти и из-за мелкого масштаба карты на ряде участков они показаны совместно. Едомные отложения тяготеют к побережью Таймырского озера, где слагают береговые обрывы [116а]. Озерные каргинско-сартанские отложения занимают небольшие площади равнины в междуречье нижних течений Хатанги и Бол. Балахни, озерно-аллювиальные отложения закартированы в бассейне р. Бол. Балахня вблизи западной рамки карты.

Сартанский горизонт представлен отложениями ледниковыми ($gQ_{III}sr$; $gIIIsr^*$) – валунные суглинки и супеси, валунники и галечники

(> 100 м); гляциофлювиальными ($fQ_{III}sr$; $fIIIsr^*$) – валунники, галечники, гравийники (до 40 м); гляциогенными – галечники с гравием, валунные суглинки и супеси, пески, алевриты, глины (до 100 м); ледниковыми и гляциофлювиальными ($g, fQ_{III}sr$; $g, fIIIsr^*$) – валунные суглинки, валунники, галечники (до 60 м); озерно-аллювиальными ($laQ_{III}sr$; $laIIIsr^*$) – пески, алевриты, супеси (до 20 м). Встречаются кости позднеплейстоценовых млекопитающих и пресноводные моллюски. По растительным остаткам получены даты по ^{14}C от 23 до 15 тыс. лет [40].

Озерные отложения ($IQ_{III}sr$; $IIIsr^*$) отмечаются в нижнем течении р. Хатанга, на ее левом притоке – Мал. Балахня. Это илы, алевриты, супеси. Встречаются кости позднеплейстоценовых мелких кабаллоидных лошадей, мамонтов позднего типа, мелких бизонов. Из торфа и растительных остатков получены даты по ^{14}C от 21 до 11 тыс. лет [40]. Мощность отложений до 12 м.

Ледниковые, водно-ледниковые и смешанные ледниково-водноледниковые отложения распространены в пределах северных и южных отрогов гор Бырранга и в среднегорье. Озерно-аллювиальные сартанские отложения широко развиты на побережье Хатангского залива и на равнине Северо-Анабарской площади до р. Хатанга.

Возраст отложений определяется положением в разрезе между каргинскими и верхненеоплейстоцен-голоценовыми образованиями, а также геоморфологическими соотношениями.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО–ГОЛОЦЕН

Осадки этого возраста представлены аллювиальными отложениями и образованиями склонового ряда.

Аллювиальные отложения ($aQ_{III}-Q_{II}$; $aIII-H^*$) формируют вторую надпойменную террасу высотой 10–25 м. Они представлены песками, алевритами, глинами мощностью до 15 м. Отложения располагаются на равнине в пойме крупных рек на абс. отм. до 50 м. Залегают на породах мела, сартанских, реже муруктинских и каргинских образованиях. Возраст этих осадков определяется геоморфологическим положением в совокупности с характером спорово-пыльцевых комплексов и абсолютными датировками радиоуглеродным методом в диапазоне от 9 до 10 тыс. лет.

Элювиальные и солифлюкционные образования ($e, sIII-H^*$) широко распространены в южной части рассматриваемой территории, на склонах крутизной 10–20°. Они представлены глыбами, щебнем, дресвой, алевритами с примесью песков. Мощностью этих образований 1–3, редко до 5 м.

Делювиальные и солифлюкционные образования ($d, sIII-H^*$) характерны для горных склонов средней крутизной 10–20° и слабывыпуклых гряд и вершин. Развиты они и по речным и озерным берегам в местах выходов слаболитифицированных докайнозойских пород. Они представляют собой суглинисто-щебнистый, с песком и дресвой плащ мощностью 1–3, редко до 5 м.

Элювиальные и десерпционные образования (e, drIII–H*) развиты преимущественно в северной части территории на вершинных и склоновых участках гор. Представлены они алевритами, песками, щебнем, дресвой и глыбами. Мощность этих образований 1–2 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. Представлены они алевритами, щебнем, дресвой, глыбами мощностью 1–2 м, редко более.

Коллювиальный и десерпционный тип склоновых образований (с, drIII–H*) покрывает крутые (круче 25°) склоны и представляет собой легкоподвижные глыбовые или глыбово-щебнисто-дресвяные покровы с алевритистым заполнителем в нижней части. Мощность от 1 до 5 м и более.

Десерпционные образования (drIII–H*) формируют шлейфы в нижней части склонов гор. Их грубообломочные разности образуют курумы. Представлены они глыбами, щебнем, дресвой, мелкоземом. Мощность 1–3 м, редко более.

ГОЛОЦЕН

В составе современных отложений выделяются аллювиальные, озерные, озерно-болотные, морские и аллювиально-морские образования.

Аллювиальные отложения (aQ_H; aH*) слагают первую надпойменную террасу, пойму, ложа русел рек и ручьев. Преимущественно это галечники и пески с тонкими эпигенетическими жилами льда. Мощность аллювия первой 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. По торфу, растительному детриту и древесине получены даты по ¹⁴C от 10 до 7 тыс. лет [40]. Аллювий поймы на равнинной части территории песчано-алевритовый с прослоями галечников в русловой фации, а в старичной – суглинков, растительного детрита, торфа, с эпигенетическими жилами льда. У горных рек в русловой фации преобладают галечники, в пойменной – пески. Мощность аллювия поймы 7–10 м. По растительным остаткам получены даты по ¹⁴C от 6 до 1 тыс. лет [40].

Озерные (lQ_H; lH*) и озерно-болотные (l, plQ_H; l, plH*) отложения выполняют термокарстовые котловины, сформировавшиеся в поле развития позднеплейстоценовых отложений, содержащих жильные льды. Представлены они глинистыми алевритами, супесями с прослоями песка, растительного детрита, 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 [40]. Донные отложения мелководного шельфа представлены морскими, волновыми прибрежными, аллювиально-морскими и морскими флювиальными отложениями. Они сложены преимущественно песками и галечниками мощностью 1–5 м.

Морские отложения (mQ_H ; mH^*) на акватории Хатангского залива распространены в виде двух областей, обрамляющих с обеих сторон затопленную долину р. Хатанга в интервале глубин 7–13 м. Представлены эти отложения галечниками, песками с прослоями галечников, алевроитов, растительного детрита и раковинами морских моллюсков. Часто в этих отложениях, особенно в галечниках, присутствуют захороненные обломки стволов деревьев, выносимых реками в море.

Морские волновые отложения прибрежных фаций ($mv_{гр}Q_H$; $mv_{гр}H^*$) слагают лайды, косы, пляжи и другие береговые и подводные формы и развиты в интервале глубин от 0 до 3 м, редко до 5 м вдоль почти всего побережья Хатангского залива. Для пляжей и кос характерными являются крупно- и среднезернистые пески с примесью алевроита, галечники. Мористее они представлены песками, алевроитами с растительным детритом и раковинами морских моллюсков. Мощность этих образований 5–10 м.

Аллювиально-морские отложения (am_eQ_H ; am_eH^*) эстуариевых фаций занимают затопленную долину р. Хатанга, которая вблизи своего устья, выйдя в море, сначала имеет северо-восточное направление, прижимаясь к мысам Малой и Большой Корге, далее пересекает залив и у мыса Поворотный меняет направление на юго-восточное, и далее снова принимает северо-восточное направление вплоть до выхода из Хатангского залива. Затопленная долина на разных своих участках имеет разные глубины современного моря — от 5–7 до 25–30 м. Отложения представлены супесями, суглинками, песками, галечниками мощностью 0,5–1,0, реже 5 м.

Аллювиально-морские отложения (am_dQ_H ; am_dH^*) дельтовых фаций выделяются у северного побережья Хатангского залива, в дельте рек Балахня и Гусиха. Отложения представлены илистыми песками и алевроитами, о мощности их нет никаких сведений, предположительно она не превышает первых метров.

Морские флювиальные отложения (mfQ_H ; mfH) закартированы вдоль затопленной долины Хатанги, а также вдоль берегов Хатангского залива мористее прибрежных волновых отложений. Область их распространения на площади Хатангского залива контролируется подводными течениями, происходящими из пресного стока Хатанги. По материалам донного опробования, они представлены илистыми песками, песчанистыми илами и алевроитами. Мощность их не превышает первых метров.

ЛИТОЛОГИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Литологическая карта поверхности морского дна акватории листа S-48 построена по данным гранулометрического анализа 27 проб, отобранных дночерпателем. Также привлекались визуальные описания грунтов, которые послужили основным источником сведений о наличии включений в донных отложениях.

В пределы акваториальной части листа S-48 входит южная мелководная часть Хатангского залива, где глубины превышают 10 м лишь у восточной границы листа.

Современные отложения акватории представлены обводненными уплотненными, иногда текучепластичными осадками с примесью растительного детрита, выносимого р. Хатанга с обрамляющей суши, и редкими включениями ракушечного детрита. Цвет осадков в основном с оттенками коричневого (желто-, серовато-, зеленовато-коричневые) и серого (желтовато-, зеленовато-, коричневатого-серые).

Основным источником поступления терригенного материала в Хатангский залив является речной сток. Волновое воздействие и ледовый разнос не играют особой роли в поставке осадочного материала, так как залив почти круглогодично находится под ледовым покровом. Распределение современных отложений Хатангского залива контролируется приливо-отливными и придонными течениями.

По данным гранулометрического анализа рассчитан средний размер частиц, который является показателем динамической активности среды накопления осадка. Особенностью изученной акватории является преимущественное распределение осадков крупнопелитовой размерности (0,01–0,05 мм), что связано с выносом мелкофракционного материала р. Хатанга.

Для оценки сортированности осадка была рассчитана энтропийная мера сортировки, предложенная С. И. Романовским [89а]. В целом по акватории развиты хорошо ($H_g < 0,25$) и умеренно ($H_g = 0,25–0,5$) сортированные осадки.

По данным гранулометрического анализа построены кумулятивные кривые (рис. 2) по методике, предложенной В. И. Гуревичем [45а], позволяющие выделить динамические типы донных отложений без расчета скоростей придонных течений. На рисунке также приведено распределение частиц по фракциям в осадке.

На литологической карте поверхности морского дна показано площадное распространение основных гранулометрических типов отложений, а также основные направления движения наносов. В соответствии с «Инструкцией...» [58а] по содержанию различных фракций выделены моногранулярные чистые, бигранулярные осадки и миктиты.

Моногранулярные чистые осадки, в которых содержание господствующей фракции превышает 85 %, широко распространены в пределах акватории и представлены песком и алевритом.

Песчаные отложения (Пч) занимают около 14 % площади акватории, развиты вдоль левобережья Хатангского залива, где они слагают песчаные отмели. Размерный состав песков мелко-среднезернистый, минеральный состав – кварц-полевошпатовый. В песчаных отложениях встречаются обломки каменного угля, вероятно из выходов тиганской свиты, развитых по береговым обрывам. Средний размер частиц 0,02–0,04 мм. Пески хорошо сортированы ($H_g = 0,05–0,14$) вследствие активной гидродинамики, соответствуют динамическому типу А1.

Широкое развитие (около 20 % площади) чистых, хорошо сортированных ($H_g = 0,24–0,33$) алевритовых осадков (Ач) в центральной части данной акватории обусловлено умеренной гидродинамикой придонного слоя, скорости которой не хватает для переноса песчаных частиц, в то время как более мелкие пелитовые частицы выносятся и отлагаются дальше, за пределами территории листа. Средний размер частиц 0,0052–0,0076 мм. Осадок соответствует динамическому типу А2.

Бигранулярные осадки представлены песчаным алевритом (ПА), пелитовым алевритом (ПлА). Также выделены алевритистый песок (аП), песчаный алеврит (пА), пелитистый алеврит (плА). Обозначение сопутствующей фракции в осадках использовано для более детального гранулометрического описания. Под действием придонных течений, направленных из устья р. Хатанга, бигранулярные осадки последовательно сменяют друг друга между соответствующими разностями чистых осадков: с глубиной бассейна в осадках уменьшается содержание песчаной фракции и увеличивается содержание алевритовой и пелитовой фракций. С правого подмываемого берега Хатангского залива не образуется широких песчаных отмелей, наблюдается более резкая смена литологических типов осадков к центральной части залива.

Кривые распределений аП, пА и ПлА характеризуются одновершинным строением, с максимумами в соответствующих разностях, осадки формируются в условиях нестабильной, достаточно интенсивной гидродинамики, относятся к динамическому типу А1, сортированность осадков умеренная ($H_r = 0,37-0,51$).

Формированию пелитовых алевритов на глубинах, где обычно сохраняется только крупнозернистый материал, а тонкодисперсный вымывается, способствует наличие ледового покрова. Примесь пелита в осадках достигает 33 %. Средний размер частиц $0,035-0,048$, сортировка осадков умеренная ($H_r = 0,48-0,55$).

Миктиты представлены пелито-алевро-песчаными (ПлАП) и песчанисто-пелито-алевроитовыми (пПлА) осадками. Эти осадки связаны фациальными переходами между собой, бигранулярными и моногранулярными осадками. Масштаб карты и обеспеченность фактическим материалом не позволяют более достоверно выделить и проследить фациальные переходы между гранулометрическими разностями. Средний размер частиц $0,007-0,02$. Кумулятивная кривая Д-типа указывает на формирование осадков в условиях нестабильной, интенсивной гидродинамики, где происходит перемешивание, транспортировка материала, ухудшается сортировка осадка ($H_r = 0,58-0,78$).

Анализ латеральной изменчивости типов донных осадков показал, что на изученной акватории в основном доминируют осадки переходного типа, на их долю приходится 58,3 % площади дна, среди них преобладающим типом осадка является пелитовый алеврит (около 22 %). Моногранулярные чистые осадки занимают 33,3 % площади дна, миктиты лишь 8,4 %. Осадки залива хорошо и умеренно сортированы.

Таким образом, на процессы современного осадконакопления в Хатангском заливе определяющую роль оказывает речной сток р. Хатанга. По мере ослабления речного потока в заливе осажается основная масса взвешенного материала и формируются осадки с уменьшающейся гидравлической крупностью. Специфической чертой, присущей данному региону, является наличие многомесячного ледового покрова, который позволяет тонкозернистому материалу осажаться на незначительных глубинах.

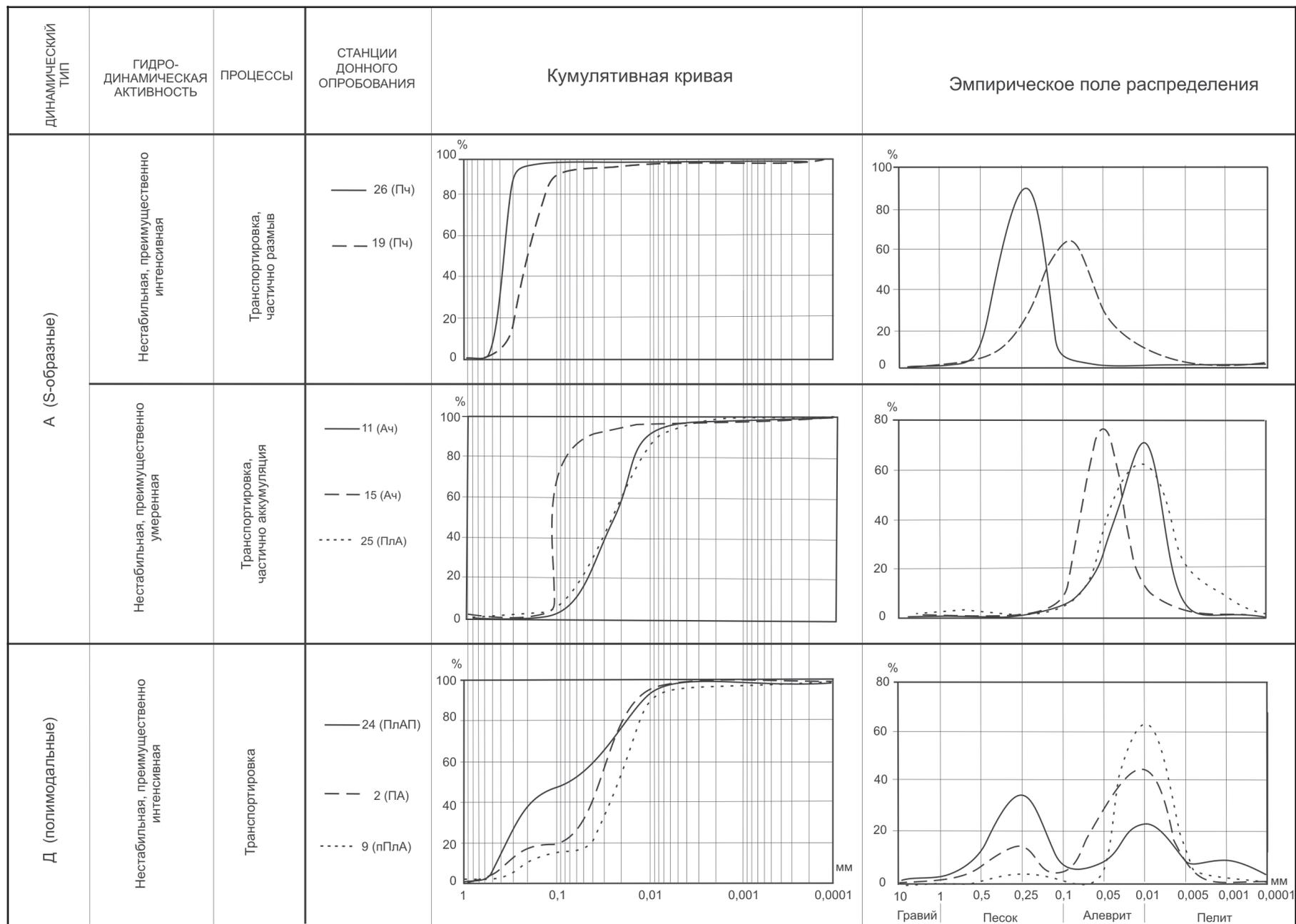


Рис. 2. Зависимость гранулометрического состава от гидродинамических условий.

МАГМАТИЗМ

(Нестратифицированные магматические образования)

Интрузивные образования занимают ограниченную площадь на территории листа S-48. Они представлены магматическими и эруптивными телами разнообразного состава — от ультраосновных и щелочных пород до кислых, расчленение которых на комплексы проведено на базе зональной Таймырско-Североземельской легенды ГК-1000/3 РФ. На рассматриваемой территории выделяются интрузивные комплексы позднепротерозойского и позднепермско-триасового этапов тектоно-магматической активизации региона. Интрузии первого этапа развиты в Шренк-Фаддеевском геологическом районе Колосовско-Дорожнинской площади, второго — в четырех геологических районах: Карском, Южно-Быррангском, Цветковско-Нордвикском и Лено-Анабарском.

ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

На территории листа позднепротерозойские интрузии распространены в пределах его северо-западной части и приурочены к Колосовско-Дорожнинской геологической площади Шренк-Фаддеевского геологического района. Их формирование связано с ранне-позднерифейским и поздне-рифейско-ранневендским тектоно-магматическими этапами. В связи с проявлением первого этапа выделяются ранне-среднерифейский северо-быррангский метагабродолеритовый и поздне-рифейский снежинский гранитовый комплексы, со вторым тектоно-магматическим этапом связаны лишь отголоски поздне-рифейского трахибазальтового магматизма, выраженного в виде трубок взрыва светлинского эруптивного трахидолеритового комплекса.

Шренк-Фаддеевский геологический район

Колосовско-Дорожнинская геологическая площадь

Интрузивные образования площади сформированы в две стадии — ранне-средне-позднерифейскую и поздне-рифейскую.

Ранне-средне-позднерифейские интрузии

Севербыррангский комплекс метагаббродолеритовый ($v\beta^1R_{1-2}sb$) впервые выделен М. Г. Равичем в качестве «формации ортоамфиболитов» [85]. В дальнейшем А. И. Забиякой и его коллегами он был объединен в быррангский комплекс метадиабазов, дайки и силлы которого прослеживались от среднего течения р. Ленинградская на северо-восток до верховий р. Гольцовая на расстоянии более 150 км [55]. В связи с задействованием наименования «быррангский» в СЛ-1000/3 принято название «севербыррангский».

В рассматриваемом геологическом районе к севербыррангскому комплексу отнесены интрузии метагаббро-долеритов, метадолеритов и метагаббро, метапироксенитов. Они слагают многочисленные пластовые интрузии и дайки в отложениях октябрьской и ждановской толщ и отмечаются в бассейнах рек Ленинградская, Баркова, Прямая, Коралловая. Близкого типа интрузии встречены в дорожнинской толще левобережья верховьев р. Ленинградская и руч. Светлый. Мощность тел – первые десятки, реже около 100 м при протяженности от 1 до 30 км. На сотни пластовых интрузий здесь приходится несколько секущих даек. Пластовые интрузии и дайки совместно с вмещающими отложениями смяты в складки и метаморфизованы. Для описываемых пород наблюдается разная степень изменений – от массивных уралитизированных метагаббро-долеритов с реликтами первичной габбровой или офитовой структуры до рассланцованных ортоамфиболитов. В результате регионального метаморфизма первичные темноцветные минералы практически не сохранились.

Метагаббро-долериты представлены полнокристаллическими массивными породами темно-серого и темно-зеленоватого цвета. Структура пород реликтовая габбровая и офитовая с переходами к фибробластической и блас-топризматической. Они состоят (%) из амфибола с реликтами моноклинного пироксена (30–45), минералов группы эпидота с реликтами плагиоклаза (15–30), хлорита (7–10), карбоната (5–10) и вторичного кварца (3–7). Некоторым разновидностям свойственны крупные (2–4 мм) вкрапленники амфибола, заместившего порфиновые выделения моноклинного пироксена.

Ортоамфиболиты отличаются интенсивной темно-зеленой окраской и ясно выраженной сланцеватостью. Их структура призматическибластическая с переходами к лепидо- и нематобластической. Они состоят (%) из актинолита двух генераций (35–50), хлорита (10–20), минералов группы эпидота и соссюрита (20–40), лейкоксена (7–12), карбоната (5–10), кварца (5–10), чешуек биотита и игольчатых кристаллов апатита.

Севербыррангский комплекс характеризуется повышенными значениями $Mo - 8,23 \times 10^{-4} \%$, $Cu - 160,5 \times 10^{-4} \%$, $Pb - 8,83 \times 10^{-4} \%$, значительными содержаниями $Ag - 4,19 \times 10^{-4} \%$, относительно кларка [16].

По химическому составу рассматриваемые породы варьируют от габбро-долеритов до пироксенитов меланократовых и мезократовых высокожелезистых натриевого типа (табл. 5).

Возраст комплекса определяется на основании приуроченности интрузий к вышеуказанным ранне-среднерифейским толщам, одинаковой степени метаморфизма с последними и пересечении их гранитоидами снежинского комплекса.

Химический состав пород даек и силлов северобыррангского комплекса

Номер пробы	522/4	520	546/12	522/5	532
Порода	Метагаббро-долерит	Субщелочное метагаббро	Метагаббро-пироксенит	Метагаббро	Метагаббро-долерит
SiO ₂	47,09	49,04	42,56	47,64	46,96
TiO ₂	0,76	0,92	2,2	0,94	1,3
Al ₂ O ₃	17,8	16,37	15,7	16,53	16,51
Fe ₂ O ₃	2,75	2,5	3,26	2,36	3,46
FeO	7,21	7,8	14,27	8,29	8,65
CaO	10,73	7,42	3,01	10,22	10,14
MgO	6,99	6,74	7,52	8,17	6,64
MnO	0,15	0,15	0,26	0,17	0,16
K ₂ O	0,39	0,71	0,07	0,43	0,59
Na ₂ O	2,98	4,35	2,73	2,21	2,64
SO ₃	0,2	<0,05	<0,05	<0,05	0,19
P ₂ O ₅	0,08	0,09	0,22	0,1	0,15
ппп	3,24	3,66	7,89	3,01	2,6
Сумма	100,37	99,75	99,69	100,07	99,99
H ₂ O	0,23	0,34	0,57	0,1	0,06
al'	1,05	0,96	0,63	0,88	0,88
f''	17,71	17,96	27,25	19,76	20,05
Na ₂ O/K ₂ O	7,64	6,13	39,00	5,14	4,47
X ₂	23,90	40,54	48,19	20,53	24,16

Примечание: $al' = Al_2O_3 / (FeO + Fe_2O_3 + MgO)$; $X_2 = 100(Na_2O + K_2O) / (Na_2O + K_2O + CaO)$; $f'' = FeO + Fe_2O_3 + MgO + TiO_2$. Пробы из коллекции В. Ф. Проскурнина.

Снежинский комплекс гранитовый (γR_3s) на листе S-48 выделен впервые. На Восточном Таймыре известен как катаклазированные гранитоиды [85], выделенные А. И. Забиякой и его коллегами как ждановский комплекс [54]. Впоследствии В. Ф. Проскурниным [39] группа катаклазированных гранитоидов разделена на два типа толеитового ряда (малиновский или вилькицкий комплексы) и андезитового (чукчинский или снежинский комплекс). Первый приурочен к офиолитовым поясам Таймыра, второй –

к полям развития вулканитов известково-щелочного ряда. В. А. Верниковским [23] гранитоиды Ждановского массива снежинского комплекса рассматриваются в составе Фаддеевского террейна Центрально-Таймырского докембрийского аккреционного пояса, слагаемого наиболее высокометаморфизованными породами.

Группа Барковских интрузий снежинского комплекса локализована в слабометаморфизованных вулканогенно-карбонатно-терригенных углеродистых отложениях октябрьской, ждановской и дорожнинской толщ, образуя штоко- и пластообразные залежи и жилы в бассейнах правобережья р. Ленинградская и в истоках руч. Командный. Массивы в плане имеют овальную форму и ориентированы согласно северо-восточному генеральному простираению метаморфизованных пород октябрьской и ждановской толщ. Экзоконтактовые изменения обычно затушеваны более поздними процессами, чаще контакты тектонические. Для всех гранитоидов характерен динамометаморфизм, сопровождающийся процессом микроклинизации. Основные разновидности пород Барковских массивов представлены средне-крупнозернистыми лейкократовыми гранитами, гранодиоритами, лейкогранитами биотитовыми катаклазированными, биотитизированными, серицитизированными и микроклинизированными. Жильные тела лейкогранитов и аплитовидных гранитов комплекса совместно смяты с породами ждановской толщи.

Граниты в верховьях руч. Командный представлены типичными для снежинского комплекса светло-серыми лейкократовыми средне-крупнозернистыми породами с характерными катакластическими очковыми, сланцеватыми и полосчатыми текстурами, неизменные первично-магматические массивные текстуры отмечаются редко. Преобладают порфирукластовые структуры с мелкозернистой гранобластовой и лепидогранобластовой структурой основной массы, обычны бластоцементная и бластомилонитовая, изредка отмечается крупно-среднезернистая гранитовая структура. Для пород с гранитовой структурой характерны сохранившиеся зерна короткопризматического зонального плагиоклаза, идиоморфного по отношению к калишпату и кварцу. Плагиоклаз (25–60 %) содержит 10–15 % анортитовой составляющей, часто резорбируется калишпатом и кварцем, сильно серицитизирован и сосюритизирован. Зерна калишпата (5–25 %) ксеноморфны, часто содержат многочисленные включения кварца и плагиоклаза, отмечается прожилковая и пятнистая альбитизация. Развитие каемок альбита наблюдается как по периферии зерен, так и вокруг включений плагиоклаза. Кварц (25–30 %) преимущественно в виде мелких зерен изометричной и неправильной формы, слагает основную массу гранобластового агрегата. Крупные зерна кварца сравнительно редки, сильно катаклазированы, имеют волнистое, облачное погасание. Мелкие удлиненные таблички, игольчатые и чешуйчатые выделения мусковита (3–8 %), биотита (2–6 %), хлорита (2–7 %) приурочены к периферии порфирукласт плагиоклаза и калишпата, реже отмечаются среди гранобластового кварц-полевошпатового агрегата. Выделения неправильной формы эпидота (0–4 %) и кальцита (0–3 %) приурочены к скоплениям хлорита, слюд, а также развиваются по трещинам в порфирукластах плагиоклаза. Гранат (0–3 %) образует мелкие часто субидиоморфные зерна, содержит включения кварца и ассоциируется с коричневым биотитом. Акцессорные минералы представлены магнетитом, сфеном, ильменитом, ортитом, апатитом, цирко-

ном. Количественно-минеральный состав гранитов испытывает существенные вариации, обусловленные главным образом наложенными процессами неравномерно проявленной калишпатизации, альбитизации и окварцевания.

По петрохимическим данным (табл. 6), гранитоиды относятся к субщелочному известково-щелочному ряду калиево-натриевой серии весьма высокоглиноземистого и высокоглиноземистого типов. Анализ редких и редкоземельных элементов из гранитоидов Ждановского массива [23], диаграмм Nb—I, Pb—(I + Nb) и Rb—(Ib + Ta) позволяет рассматривать их в составе гранитоидов вулканических дуг (VAC) или синколлизийных (syn-COLG) и относить к I-гранитоидам каледонского типа.

Возраст комплекса как позднерифейский определяется на основании пересечения его интрузиями отложений октябрьской и ждановской толщ ранне-среднерифейского возраста, присутствия пород комплекса в гальке конгломератов становской толщи позднего рифея и перекрытия его венд-нижнепалеозойскими отложениями.

По данным геохронологических исследований В. П. Белова по монофракциям галенита и циркона из гранитоидов левобережья р. Становая (Pb-U, Pb-Th, Pb-Pb методы) комплекс датируется в 1000–1150 млн лет. В 1999–2000 гг. при проведении ГГС-200 получены следующие результаты U-Pb изотопного датирования гранитов снежинского комплекса; 833 ± 14 млн лет (р. Жданова); $824 \pm 3,4$ млн лет (р. Снежная); 827 ± 22 млн лет (левый приток р. Пека); $830 \pm 5,3$ млн лет. Данные датировки указывают на позднерифейский возраст пород снежинского комплекса.

Для определения радиологического возраста формирования гранитоидов из группы Барковских массивов были отобраны представительные пробы № 015-1 и 015-6 (коллекция В. К. Кузьмина, ВСЕГЕИ) гранитов весом 8 и 10 кг из коренных выходов в верховьях руч. Командный (2700 м к востоку от выс. отм. 420,5 м и 2900 м к юго-западу от выс. отм. 505,2 м).

U-Pb точечный анализ циркона проводился по 14 зернам, причем измерения выполнялись и в центральной, и краевой частях зерен. Практически конкордантное положение всех точек позволяет вычислить средневзвешенный возраст: для пробы № 015-1 он составляет 843 ± 5 , а для пробы № 015-6 — 833 ± 5 млн лет, при СКВО — 2,7 и 0,6. Принадлежность датированных пород к одному массиву позволяет рассчитать совокупный конкордантный возраст их кристаллизации, составляющий 838 ± 4 млн лет, СКВО — 3,1. Унаследованные цирконы имеют $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрасты 1068 ± 37 и 1389 ± 19 млн лет (№ 015-1) и 1032 ± 31 и 1616 ± 9 млн лет (№ 015-6), что указывает на участие в формировании гранитов палеопротерозойской коры. Существенное различие датировок и морфология реликтовых цирконов позволяют предполагать осадочный характер протолита, а возраст 1032 млн лет считать максимальным возрастом процесса осадконакопления. Полученные результаты согласуются с результатами работ В. А. Верниковского [22] по Ждановскому массиву (846 ± 11 млн лет). Модельный возраст пород, рассчитанный по Sm-Nd данным (1800–1900 млн лет), наличие унаследованного компонента свинца в исследованных цирконах указывают на формирование гранитоидов в позднем рифее на континентальной коре раннепротерозойского возраста.

Химический состав гранитоидов снежинского комплекса

Номер пробы	538	538/1	537/2	511/4
Порода	1	2	2	1
SiO ₂	72,61	75,19	73,78	71,79
TiO ₂	0,26	0,12	0,2	0,14
Al ₂ O ₃	13,74	12,44	13,5	13,62
Fe ₂ O ₃	1,27	1,35	1,23	0,47
FeO	1,58	0,66	1,6	1,06
CaO	<0,20	<0,2	<0,2	1,91
MgO	0,51	<0,2	<0,2	0,25
MnO	0,03	0,03	0,03	0,04
K ₂ O	4,74	4,85	4,56	3,26
Na ₂ O	4,23	4,66	4,23	5,73
SO ₃	0,07	0,18	0,07	0,2
P ₂ O ₅	0,04	0,02	0,04	0,06
ппп	0,98	0,7	0,64	1,54
Сумма	100,06	100,2	99,88	100,07
H ₂ O	0,24	0,06	0,26	0,06
al'	4,09	15,62	4,45	7,65
f''	3,62	2,33	3,23	1,92
Na ₂ O/K ₂ O	0,89	0,96	0,93	1,76
X ₂	97,82	97,94	97,77	82,48

Примечание. **1** – субщелочные граниты; **2** – субщелочные лейкограниты. $al' = Al_2O_3 / (FeO + Fe_2O_3 + MgO)$; $X_2 = 100(Na_2O + K_2O) / (Na_2O + K_2O + CaO)$; $f'' = FeO + Fe_2O_3 + MgO + TiO_2$. Пробы из коллекции В. Ф. Проскурнина.

Позднерифейские интрузии

Светлинский комплекс субщелочнодолеритовый эруптивный ($\tau\beta R_{3,sv}$) выделен В. В. Межубовским [74] на Центральном Таймыре из состава светлинской трахибазальтовой свиты В. В. Беззубцева и др. [10] и устьшренковского субщелочно-долеритового комплекса В. Ф. Проскурнина [82]. На

рассматриваемой площади трубка взрыва светлинского комплекса выявлена впервые на левом берегу приустьевой части р. Заозерная. Она имеет размеры в первые десятки метров, сложена туфобрекчиями и субвулканическими трахибазальтами, прорывающимися известняки и доломиты колосовской свиты. По известнякам в обломках развита черная корка за счет контактового воздействия.

В туфобрекчии (туффизитовая брекчия) наблюдаются субпараллельно ориентированные (флюидалные), в различной степени оплавленные и переплавленные обломки интенсивно преобразованных пород – филлитов, мраморов и резко преобладающих в обломках оливиновых(?) трахибазальтов, сцементированных преимущественно хлоритовой массой с флюидалной текстурой. У некоторых обломков метатрахибазальтов сохранилась кайма автолита, присутствующего также в качестве самостоятельных обломков в хлоритовой массе породы. Вмещающие образования представлены в различной степени брекчированными и метасоматически переработанными мраморами, в которых вдоль трещин наблюдается переотложенный кальцит и хлорит. Рудные минералы в породе образуют тонкую сыпь сульфидов, в брекчии они иногда разложены, из аксессуарных присутствуют циркон и апатит.

Возраст комплекса как позднерифейский определяется на основании приуроченности его к колосовской свите, комагматичности светлинской свите и нахождении обломков субщелочных долеритов (на соседних площадях) в известковистых брекчиях скальнинской толщи, имеющей позднерифейский возраст.

В образце (№ 320/4) пород основного состава были произведены девять замеров зерен цирконов, которые распались на следующие группы: 1 зерно – 1900 млн лет, 1 зерно – 1570 млн лет, 4 зерна – конкордантный возраст 809 ± 10 млн лет, 2 зерна – конкордантный возраст 722 ± 15 млн лет, 1 зерно (по отношению $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$) – 540 ± 10 млн лет. Полученные данные свидетельствуют лишь о захвате магмой цирконов из вмещающих пород и о том, что возраст магматического тела не древнее 722 млн лет – скорее всего в интервале 540–722 млн лет.

Для комплекса в среднем характерны повышенные содержания Zr, Y, Sn. Кроме того, концентрации Be составляют $1,38 \times 10^{-4} \%$, Pb – $19,14 \times 10^{-4} \%$, что значительно превосходит кларковые значения.

ПОЗДНЕПЕРМСКО-ТРИАСОВЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

На территории листа широко распространены интрузии различного состава, формирование которых связано с позднепалеозойско-раннемезозойским этапом магматической активизации. Интрузивные образования на рассматриваемой территории развиты в пределах гор Бырранга, возвышенностей Тулай-Кирыка и Кирыка-Тас, а также северной окраины Анабарской антеклизы, в меньшей мере их проявления отмечены в пределах Карского сводового поднятия.

В Южно-Быррангском геологическом районе на Озеротаймырской площади выделяются позднепермский тарисеймитаринский трахидолеритовый

комплекс, раннетриасовые комплексы быррангский долеритовый, левлинский пикритовых габбродолеритов, боотанкагский оливинит-габбровый. Местами отмечаются некки и трубки взрыва основного состава бетлинского эруптивного комплекса, являющиеся подводящими каналами для базальтов бетлинской и возможно зверинской свит. Ранне-среднетриасовые интрузии представлены дябакатаринским анкарамит-габбродолеритовым и верхнетаймырским габбродолеритовым комплексами. К средне-позднетриасовым образованиям относится южнореченский бостонитовый комплекс и озеротаймырский комплекс карбонатных инъекционных тектонитов.

В пограничной зоне между Южно-Быррангским и Цветковско-Нордвикским геологическими районами на Чернохребетнинской площади выделяются раннетриасовые комплексы: быррангский долеритовый, кряка-тасский перидотит-габбро-диоритовый и тулайский гранитовый.

В пределах Попигай-Далдынской площади Лено-Анабарского геологического района позднепермско-триасовые образования представлены раннетриасовым катангским долеритовым комплексом и ранне-среднетриасовыми блуднинским трахидолеритовым и ланктохотским габбро-диорит-сиенитовым комплексами.

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 шагреньевым 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 5800–37300 Ом/м, естественная радиоактивность 3–8 мкР/ч [149].

Для недифференцированных тел основного состава характерны более низкие, по сравнению с кларковыми, содержания практически всех микроэлементов. Следует отметить общие для всех разновидностей основных пород пониженные концентрации Ni, Ti, V, Y, Sc, Sn, Ga, Mn, Sr, а для габбродолеритов еще и Ст. В интрузивных породах отмечаются несколько повышенные значения Pb, особенно это характерно для долеритов быррангского комплекса.

В Карском геологическом районе отмечены единичные дайки долеритов раннетриасового угрюминского комплекса и граносиенитов поздне-триас-раннеюрского прибрежного комплекса.

Карский геологический район

Челюскинская геологическая площадь

Угрюминский комплекс габбро-долеритовый ($v\beta T_1, ug$) выделен В. Н. Егоровым и Е. В. Тугановой в легенде ГКК-200 Таймырской серии в 1997 г. Он объединяет дайки и реже — силлы основного состава в пределах Карского

сводово-плутонического поднятия. В пределах листа S-48 выявлена одна дайка на правобережье р. Коралловая в зоне Траутфеттерского разлома, прорывающая доломиты колосовской свиты позднего рифея. Мощность дайки 5 м, угол падения 70–80°, азимут падения 320°. По простиранию прослеживается на расстояние более 500 м. По составу дайка отвечает габбро-долериту, в эндоконтакте — миндалекаменному долериту. По всему телу отмечается тонкая вкрапленность халькопирита. В экзоконтакте серые доломиты превращены в мраморы.

Химический состав долеритов соответствует оливинсодержащему габбро.

Возраст комплекса определяется как раннетриасовый на основании исключительной свежести пород и отчетливой петрографо-минералогической и петрохимической корреляции с породами быррангского раннетриасового интрузивного комплекса.

Прибрежный комплекс кварцево-диорит-граносиенитовый ($q\delta-\gamma\xi T_3-J_{1p}$) выделен В. Ф. Проскурным при составлении легенды ГГК-200 Таймырской серии в 1991 г. Он объединяет дайки и мелкие штоки пестрого состава поздне триас-раннеюрского возраста, включая лампрофиры калиево-натриевого ряда. В пределах рассматриваемой территории закартированы две дайки на левобережье р. Траутфеттер южнее руч. Останцовый, где они прорывают карбонатные отложения ордовика. Распространение даек контролируется зоной Пограничного разлома северо-восточного простирания. Мощность их от 2 до 5 м, по делювиальным развалам протягиваются на 2 км.

Дайки р. Траутфеттер представлены массивными лейкократовыми гетерозернистыми породами с порфировой, микропойкилитовой и криптовой структурой, относимыми предварительно к субщелочному граносиенит-порфиру. Наиболее крупные порфировые вкрапленники представлены идиоморфными зернами санидина(?), по периферии которого развита кайма калиевого полевого шпата, и псевдоморфозами микрочешуйчатого хлорита по эгирину(?). Для псевдоморфоз характерны призматическая форма и, как правило, пирамидальная «верхушка». Доминирующие в породе мелкие порфировые вкрапленники представлены зернами калиевого полевого шпата с микропойкилитовыми вросками «эгирина», замещенного хлоритом», а также редкими чешуйками белой слюды (либнерита?). В небольшом количестве в интерстициях между зернами названных минералов наблюдается цементирующая криптовая масса породы. Помимо хлорита вторичные минералы представлены гнездами микрозернистого карбоната, гидроокислами железа, халцедоноподобным ксеноморфным агрегатом, которые, как правило, взаимосвязаны с псевдоморфозами хлорита по темноцветному минералу. Рудные минералы в шлифе не установлены, акцессорные минералы представлены апатитом, скоплениями метамиктного циркона.

Возраст интрузий определяется как поздне триасовый—раннеюрский на основании датировок. В образце № 196 (коллекция А. В. Гавриша) произведены 12 замеров зерен цирконов, давших конкордантный возраст — 201 ± 2 млн лет, соответствующий синемюрскому веку ранней юры. Все цирконы характеризуются аномально высокими содержаниями урана (от 1072 до 3842 г/т) и тория (от 273 до 3319 г/т), что указывает на торий-урановую специализацию данной интрузии. Кроме того, в целом по породе

установлены высокие содержания ртути (0,81 ppm), хрома (40 ppm), циркония (100 ppm), галлия (15 ppm), ванадия (30 ppm).

Южно-Быррангский геологический район

Озеротаймырская геологическая площадь

Тарисеймитаринский комплекс трахидолеритовый ($\tau\beta P_2t$) выделен Н. Н. Нагайцевой в бассейне р. Тарисейми-Тари [41]. Представлен ассоциацией силлов мощностью 10–50 м, сложенных трахидолеритами и характерными плагиопорфировидными трахидолеритами. Они непрерывно прослежены в пределах гряды Главная от верховьев р. Верхняя Таймыра до залива Нестора Кулика, а также в районе р. Угольная на смежной с запада территории. На рассматриваемой площади силлы трахидолеритов и порфировидных трахидолеритов закартированы в бассейне верхнего течения р. Траутфеттер и в районе оз. Соколиное. Вмещающими являются пограничные слои быррангской и соколинской нижнепермских свит. Количественно-минералогический состав трахидолеритов (%): плагиоклаз (№ 35–65) – 45–55, титанавгит – 18–30, оливин (Fa 45–55) – 5–12, магнетит, ильменит – 3–5, апатит – до 1. Химический состав пород приведен в табл. 7.

По соотношению основных петрохимических параметров трахидолериты относятся к субщелочному ряду пород калиево-натриевой серии.

Силлы трахидолеритов секутся интрузиями основного состава и не вступают в разрезе выше байкурской свиты. Трахидолериты сходны с трахибазальтами сырадасайской свиты не только по составу, но и по характеру намагниченности, что свидетельствует о близком возрасте тех и других. Таким образом, возраст комплекса определяется как позднепермский. Интрузии этого комплекса сопоставляются с подобными интрузиями ергалахского комплекса на северо-западе Сибирской платформы.

Быррангский комплекс долеритовый (βT_1b) выделен Н. Н. Нагайцевой в 1975 г. Интрузии комплекса наиболее широко распространены среди верхнепалеозойских отложений гор Бырранга, где образуют многоярусные силлы, мощностью 5–80 м, чаще 15–20 м, длиной до 40 км и более. Преобладают изотропные интрузии оливиновых, оливинсодержащих либо безоливиновых долеритов с пойкилоофитовой, долеритовой и микродолеритовой структурами. Иногда встречаются слаборасслоенные интрузии оливиновых долеритов со шлирами пегматоидных габбро-долеритов. Долериты быррангского комплекса по своему химическому составу (табл. 8, 9) относятся к низко- и умеренноглиноземистым ($al' = 0,7–1,07$) породам нормального ряда известковой серии с натриевым и калиево-натриевым ($Na_2O/K_2O = 1,49–8,29$) типом щелочности. По мафическому и салическому индексам ($f'' = 16,2–20,9$; $X_2 = 18,9–32,9$) они относятся к мезократовым породам.

По соотношению основных петрохимических параметров все разновидности долеритов быррангского комплекса относятся к группе основных пород нормального ряда. Долериты имеют повышенные содержания никеля, хрома, кобальта и бария, но обеднены титаном, медью и цинком.

Химический состав пород тарисеймитаринского трахидолеритового комплекса

Номер пробы	24051	24051010	2405102	14072
SiO ₂	50,00	50,30	49,20	48,60
TiO ₂	3,33	3,07	2,02	2,23
Al ₂ O ₃	14,80	13,00	16,80	15,60
Fe ₂ O ₃	1,49	2,24	1,66	2,13
FeO	11,70	11,70	9,74	10,50
MnO	0,26	0,18	0,16	0,16
CaO	7,30	7,66	8,60	8,47
MgO	2,98	3,59	5,39	5,85
Na ₂ O	3,77	3,88	3,31	3,14
K ₂ O	2,08	1,65	1,52	1,45
P ₂ O ₅	0,67	0,81	0,38	0,43
ппп	0,21	0,56	<1	0,32
V	0,021	0,019	0,015	0,016
Cr	0,008	<0,02	0,010	0,003
Ba	0,110	0,060	0,075	0,068
Сумма	98,68	98,72	98,88	98,97
al'	0,92	0,74	1,0	0,84
f'	9,50	20,60	18,81	20,71
Na ₂ O/K ₂ O	1,81	2,35	2,18	2,17
X ₂	44,49	41,93	35,96	35,15
K _φ	81,57	79,52	67,90	68,34

Примечание: $al' = Al_2O_3 / (FeO + Fe_2O_3 + MgO)$; $X_2 = 100(Na_2O + K_2O) / (Na_2O + K_2O + CaO)$; $K_\phi = 100(FeO + Fe_2O_3) / (FeO + Fe_2O_3 + MgO)$; $f' = FeO + Fe_2O_3 + MgO + TiO_2$. Образцы из коллекции В. Н. Егорова.

По петрохимическим и петрографическим признакам породы комплекса могут рассматриваться как коагматы базальтов зверинской и бетлинской свит нижнего триаса, характеризующихся, как и базальты, прямой намагниченностью. На Сибирской платформе аналогом этих интрузий является катангский габродолеритовый комплекс. На основании этого быррангский комплекс датируется как раннетриасовый.

Бетлинский комплекс толеитовый эруптивный (βT_1bt) выделен В. Н. Егоровым в 1986 г. На площади листа S-48 он представлен мелкими некками изометричной формы, диаметром 10–20 м. Некки локализуются в терригенных отложениях черной свиты вблизи границы их с вулканитами раннетриасового возраста. Район наибольшего их скопления расположен

Химический состав пород бырангского комплекса

Номер пробы	541/13	500/3	541/12	542	65/3	500/2	505	67/1	66/2	501/4	545/1
Порода	1	3	2	2	2	3	1	1	3	2	1
SiO ₂	50,42	47,32	49,48	49,14	49,26	47,68	50,81	51,72	48,04	49,88	50,99
TiO ₂	1,06	0,83	0,74	0,95	0,93	0,85	0,94	2,5	0,69	0,99	2,24
Al ₂ O ₃	16,07	14,82	16,52	15,27	16,08	15,45	15,66	12,24	16,43	16,24	13,45
Fe ₂ O ₃	1,46	2,38	2,75	1,54	1,5	2,34	1,84	3,84	1,29	2,28	3,63
FeO	7,74	8,18	4,77	9,12	8,79	8,04	7,85	11,66	8,07	7,09	9,41
CaO	11,61	10	11,98	11,02	11,47	10,95	11,47	7,94	11,86	10,04	8,75
MgO	6,99	10,71	7,98	9,71	8,38	9,77	7,42	3,74	10,3	6,95	5,45
MnO	0,17	0,17	0,12	0,17	0,17	0,17	0,15	0,23	0,15	0,14	0,19
K ₂ O	0,78	0,39	0,61	0,46	0,4	0,45	0,59	1	0,34	0,7	1,17
Na ₂ O	2,34	1,89	2,51	2,16	2,18	1,89	1,91	3,15	1,73	2,92	2,65
SO ₃	<0,05	0,13	0,2	<0,05	<0,05	0,19	0,33	0,23	0,12	0,23	0,21
P ₂ O ₅	0,12	0,1	0,09	0,1	0,09	0,08	0,09	0,23	0,08	0,1	0,24
ппп	1,21	3,05	2,37	0,18	0,53	2,14	0,67	1,34	0,69	2,42	1,41
Сумма	99,97	99,97	100,12	99,82	99,78	100	99,73	99,82	99,79	99,98	99,79
H ₂ O	0,32	0,59	0,49	0,13	0,2	0,4	0,24	0,3	0,25	0,61	0,64
al'	0,99	0,70	1,07	0,75	0,86	0,77	0,92	0,64	0,84	1,00	0,73
f''	17,25	22,1	16,24	21,32	19,6	21	18,05	21,74	20,35	17,31	20,73
Na ₂ O/K ₂ O	3,00	4,85	4,11	4,70	5,45	4,20	3,24	3,15	5,09	4,17	2,26
X ₂	21,18	18,57	20,66	19,21	18,36	17,61	17,90	34,33	14,86	26,50	30,39
K _ф	70,14	56,83	49,65	48,52	52,33	55,12	51,51	56,63	80,56	71,95	70,52

Образцы из коллекции В. Ф. Проскурнина, А. В. Гавриша.

в северной части площади в бассейне р. Нюнькаракутари. В плане неки имеют овальную форму, контакты с вмещающими породами рваные, изломанные субвертикальные. Сложены они скрытокристаллическими осветленными базальтами, интенсивно ожелезненными карбонатизированными или лимонитизированной брекчией с обломками измененных базальтов и карбонатным цементом. Трубки взрыва бетлинского эруптивного комплекса служат подводными каналами для базальтов бетлинской свиты, что подтверждается близостью их химического и петрографического составов.

Раннетриасовый возраст трубок взрыва определяется их положением в разрезе (они секут терригенные отложения верхней перми и не отмечаются в вулканитах нижнего триаса), а также близостью их химического и петрографического составов с базальтами бетлинской свиты.

Боотанкагский комплекс оливинит-габбродолеритовый ($\omega-v\beta T, bn$). К этому комплексу относятся дифференцированные интрузии гипербазит-базитового состава с медно-никелевым оруденением, сходные с известными никеленосными массивами Норильского промышленного района. На рассматриваемой территории к нему относится интрузия оз. Соколиное, впервые обнаруженная А. Г. Закржевским в 1951 г., откартированная В. В. Беззубцевым и др. в 1979 г.

Интрузия приурочена к внешней дугообразной зоне пикритового магматизма, обрамляющей центральную (Фадьюкудинско-Черноярскую) лавовую синклиналию зону с севера. Она обнажается на пологом водоразделе, в плане имеет овальную вытянутую в северо-восточном направлении форму, общей площадью 6×12 км. Северо-западный край интрузии срезан диагональным сбросом, с амплитудой смещения 200 м. Интрузия оз. Соколиное локализуется в небольшой мульдообразной структуре, осложняющей южное крыло крупной Траутфеттерской синклинали на ее восточном фланге в районе ундуляции шарнира. Видимая часть интрузии мощностью 200–300 м предположительно представляет собой юго-восточное крыло лополитообразного массива. Ее северо-западная часть по разлому смещена на глубину 300–500 м. Вмещают интрузию осадочные породы нижней перми и силлы трахидолеритов тарисеймитаринского верхнепермского комплекса.

В строении интрузии выделяются три горизонта пород, соотношения между мощностями которых равны 1 : 4 : 3.

1. Такситовидные габбродолериты (шлировое габбро – по В. В. Межубовскому) со шлирами пикритовых и оливиновых габбродолеритов и ксенолитами ороговикованных осадочных пород и трахидолеритов. Характеризуются порфирированной структурой, обусловленной наличием округлых, угловатых и лентовидных обособлений агрегатов зерен оливина, сцементированных пироксен-плагиоклазовой породой с пегматитовыми соотношениями минералов, напоминающими «спинифекс»-структуры.

2. Плагиопикриты (оливин 60–70 %), связанные переходами с плагиооливинитами (оливин до 85 %) и пикритовыми габбродолеритами (оливин 30–40 %), которые встречаются в подчиненном количестве. В нижней трети горизонта присутствуют линзы троктолитов и оливиновых габбро.

3. Оливиновые габбродолериты (оливин 10–20 %) и оливинсодержащие габбродолериты. Разрез интрузии неполный. Прикровлевые части ее эродированы.

Химический состав пород силлов

Номер пробы	1106501	1106601	1106801	11109	11179	11220	6145401
Порода	3	2	3	3	3	3	2
SiO ₂	50,44	54,39	49,69	51,81	48,06	48,81	49,12
TiO ₂	0,86	0,87	1,88	1,01	0,88	0,94	0,87
Al ₂ O ₃	16,01	15,02	16,24	15,23	16,17	15,89	17,22
Fe ₂ O ₃	1,81	0,75	1,07	1,79	1,14	1,28	0,75
FeO	7,71	7,85	8,71	7,78	8,00	8,35	7,64
MnO	0,17	0,17	0,17	0,17	0,16	0,17	0,14
CaO	10,20	8,54	10,20	9,50	11,52	11,26	11,49
MgO	8,09	6,67	9,19	6,91	9,83	9,45	8,31
Na ₂ O	2,09	2,24	2,15	2,22	2,44	2,82	2,60
K ₂ O	0,85	1,26	0,63	1,14	0,44	0,34	0,39
P ₂ O ₅	0,13	0,13	0,11	0,13	0,09	0,09	0,08
ппп	0,96	0,49	0,12	0,89	0,30	0,63	0,58
Cr ₂ O ₃	0,061	0,039	0,058	0,035	0,071	0,057	0,068
Ni	0,010	0,005	0,018	0,006	0,016	0,014	0,019
Cu	0,012	0,007	0,011	0,008	0,012	0,015	0,012
Co	0,005	0,005	0,006	0,006	0,006	0,007	0,006
Сумма	99,41	98,44	100,25	98,64	99,14	100,12	99,30
S _{общ.}	0,11	н/о	0,10	0,10	0,10	0,10	0,12
CO ₂	0,10	0,15	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
al'	0,91	0,98	0,86	0,92	0,85	0,83	1,03
f'	18,5	16,1	20,9	17,5	19,9	20,0	17,6
Na ₂ O/K ₂ O	2,46	1,78	3,41	1,95	5,55	8,29	6,67
X ₂	22,4	29,1	21,4	26,1	20,0	21,9	20,6
K _ф	54,1	56,3	51,6	58,1	48,2	50,5	50,2

Примечание: **1** – долериты, **2** – долериты оливинсодержащие, **3** – долериты оливиновые. Образцы из коллекции В. В. Межубовского, В. Н. Егорова. $al' = Al_2O_3 / (FeO + Fe_2O_3 + MgO)$; $X_2 = 100(Na_2O + K_2O) / (Na_2O + K_2O + CaO)$; $K_ф = 100(FeO + Fe_2O_3) / (FeO + Fe_2O_3 + MgO)$; $f' = FeO + Fe_2O_3 + MgO + TiO_2$.

Таблица 9

и даек быррангского комплекса

41900	41902	41904	3106601	3118804	1118201	11184	11218
3	3	2	1	3	3	2	1
47,99	50,44	51,56	51,57	48,57	48,87	52,31	51,51
1,02	1,01	0,96	0,91	0,95	0,94	1,12	1,22
16,01	15,33	15,56	15,32	15,89	16,07	12,57	15,99
1,21	0,85	0,64	0,87	2,09	1,70	2,11	1,26
9,00	8,78	8,07	7,92	8,57	7,42	7,50	7,35
0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,15	0,18
11,25	11,49	10,33	9,97	10,96	9,85	10,50	9,06
9,06	7,10	6,61	6,92	8,40	9,23	8,38	6,33
2,67	2,80	2,96	3,02	2,18	2,58	2,53	2,66
0,42	0,97	1,24	1,15	0,37	1,12	0,66	1,79
0,09	0,13	0,11	0,12	0,10	0,10	0,11	0,13
0,28	0,15	0,59	0,54	0,22	1,30	1,69	1,25
0,072	0,063	0,033	0,026	0,056	0,062	0,064	0,039
0,018	0,013	0,007	0,007	0,017	0,017	0,015	0,006
0,014	0,022	0,006	0,006	0,016	0,013	0,011	0,006
0,007	0,006	0,005	0,005	0,008	0,006	0,006	0,006
99,27	99,31	98,84	98,51	98,56	99,44	99,73	98,79
0,10	0,10	0,10	0,10	0,13	0,10	0,10	0,11
0,11	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,62	0,12
0,83	0,92	1,02	0,98	0,83	0,88	0,70	1,07
20,3	17,7	16,3	16,6	20,0	19,3	19,1	16,2
6,36	2,89	2,39	2,63	5,89	2,30	3,83	1,49
21,5	24,7	28,9	29,5	18,9	27,3	23,3	32,9
53,0	57,6	56,9	56,0	55,9	49,7	53,4	57,6

На правом берегу р. Траутфеттер В. В. Беззубцевым было обнаружено интрузивное тело линзовидной формы, в сложении которого кроме пикритовых габбродолеритов и оливиновых габбродолеритов участвуют также безоливиновые пегматоидные габбродолериты.

Химический состав пород Соколинской интрузии приведен в табл. 10. По соотношению основных петрохимических параметров ($\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) они относятся к образованиям нормального ряда с K-Na типом щелочности. Точки составов ультраосновных составляющих интрузии (плагиопикриты) на диагностических диаграммах ложатся в поля пикритов и перидотитовых коматиитов лерцолит-верлитового состава, а пикритовых габбродолеритов — в поле пикрито-базальтов (долеритов).

Точки составов габбродолеритов соответственно ложатся в поля базальтов (долеритов) и оливиновых базальтов (долеритов) толеитовых серий.

Плагиопикриты характеризуются умеренно низкими содержаниями (%) кремнекислоты (40–43) и максимально высокими концентрациями MgO (26–33,4), Cr_2O_3 (40–43) и никеля (до 0,3). По соотношению железа и магния они относятся к низкожелезистому типу пикритов ($\text{Mg} = 3\text{Fe}$ в пикритах и $\text{Mg} = 2\text{Fe}$ в пикритовых габбродолеритах). В ряду пород от пикритов к габбродолеритам увеличивается содержание (%) кремнекислоты (от 40–42 до 49–50), щелочей (0,95–2,79), глинозема (5,2–16,8) и уменьшается содержание железа (11–7), окиси магния (до 9), Cr_2O_3 (0,4–0,03) и никеля (до 0,025). Тренд дифференциации $\text{Si Al Na K} \leftrightarrow \text{Mg Fe Cr Ni}$ соответствует норильскому. K_ϕ изменяется от 22–30 в плагиопикритах и 33 в пикритовых габбродолеритах до 47 в оливиновых габбродолеритах и 60 в габбродолеритах. От Норильских интрузий породы Соколинской интрузии отличает низкая железистость и низкие содержания серы.

С породами Соколинской интрузии связано прожилково-вкрапленное оруденение платиноидного никелевого типа. Линзовидные обособления небольшой мощности (до 1 м) обогащенных сульфидами пород, приуроченных к нижней и верхней частям горизонта 2, связаны как с габброидами, так и с пикритами.

На смежной с запада территории установлено, что интрузии боотанкагского комплекса полого секут силлы трахидолеритов тарисеймитаринского и долеритов быррангского комплексов и в свою очередь пересекаются дайками дябькатаринского и верхнетаймырского комплексов.

Левлинский комплекс пикритодолеритовый ($\omega\text{T}_1\text{I}$) представлен ассоциацией субсогласных интрузий сравнительно простой формы, сложенных преимущественно пикритовыми габбродолеритами.

Интрузии этого комплекса образуют две зоны пикритового магматизма, симметрично обрамляющие центральную Фадьюкудинско-Черноярскую синклинорную зону. Наиболее широко они развиты в пределах гряды Главной Быррангских гор, где непосредственно прослежены от р. Верхняя Таймыра до залива Нестора Кулика. На этой территории они слагают до 10–15 % общего объема интрузивных тел, образуя значительных размеров (мощность до 110 м, площадь $15 \times 50 \text{ км}^2$) лополиты, сопровождаемые свитой силлов сателлитов небольшой (до 25 м) мощности и дайками. Вмещающими породами служат осадочные породы от ордовика до поздней перми и вулканогенные образования раннего триаса.

На рассматриваемой территории, значительно отличающейся по изученности от указанных выше, интрузии этого комплекса развиты не так широко. Силлы пикритов небольшой мощности (до 20 м) установлены в верхнем течении бассейна р. Траутфеттер, где залегают в нижнепермских отложениях, в бассейне р. Северная, среди верхнекаменноугольно-верхнепермских пород турузовской свиты, а на северном берегу залива Ямубайкура в отложениях нижней перми известны также на территории, расположенной к югу от центральной Лавовой синклинали. Силлы пикритовых габбродолеритов закартированы на возвышенности Кирыка-Тас в отложениях нижней перми.

Независимо от пространственной приуроченности пикритовые габбродолериты имеют постоянный состав (%): оливин (Fe_{17-19}) – до 38–40, плагиоклаз (№ 55–61) – 25–30, моноклинный пироксен (En_{42-44} , Wo_{48-50} , Fs_{6-10}) – 14–24, ромбический пироксен (Fe_{20-22}) – 1–4, биотит – 1–5, рудные минералы (пирротин, пентландит, халькопирит) – до 6. Породы содержат (%) кремнекислоту – 42–45, глинозем – 7–11,6, окись кальция – 5,6–9 и щелочи – 1,3–1,9; содержание MgO – до 19–26, Cr_2O_3 – 0,26–0,38. Количество окиси магния вдвое превышает содержание окислов железа (низкожелезистый тип пикритов). K_{ϕ} – 30–33.

Аналогом рассматриваемых интрузий является интрузия Фокинского типа в Норильском районе. С интрузиями этого типа связана бедная медно-никелевая сульфидная вкрапленность, не представляющая промышленного интереса.

Дябакатаринский комплекс анкарамит-габбродолеритовый ($v\Gamma_{1-2}d$) выделен Н. Н. Нагайцевой в 1985 г. Петротип находится на р. Дябакатари, притоке р. Верхняя Таймыра. Интрузии этого комплекса (преимущественно дайки и реже лоткообразные пологосекущие тела) сосредоточены в южной части Быррангских гор в зоне шириной 25 км, прослеженной от р. Фадью-Куда до залива Нестора Кулика. В сложении интрузий этого комплекса участвует следующий ряд пород: субщелочные пикритовые габбродолериты (анкарамиты, шрисгеймиты), оливиновые габбродолериты, амфиболовые габбродолериты. Они слагают интрузивные тела как дифференцированного, так и однородного строения. Отличительной чертой минерального состава пород является присутствие минералов, указывающих на повышенную щелочность, титанистость и железистость, таких как титанистый авгит, железистый оливин, гидроксилсодержащие керсутит, воданит. С породами этого комплекса генетически связано сульфидное оруденение медно-никелевого типа. Интрузии дябакатаринского комплекса в петротипическом районе прорывают осадочные породы перми и магматические образования быррангского и боотанкагского комплексов.

В пределах рассматриваемой территории интрузии дябакатаринского комплекса выявлены на северном берегу Таймырского озера в бассейне рек Оленья и Южная. Они представлены дайками и пологосекущими пластовыми телами преимущественно однородного строения; дайки северо-восточного и субширотного простирания мощностью до 15 м и длиной до 7 км местами образуют системы параллельных тел. В сложении их преобладают основные ультрамафиты. Габбродолеритами сложены как дайки, так и пологосекущие тела небольшой мощности (до 20 м).

Химический состав пород дифференцированной

Номер пробы	2405105	24063	24052	14077	1407501	24059	14074
Порода	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	44,10	42,80	42,10	42,90	42,60	42,20	43,50
TiO ₂	0,49	0,37	0,35	0,43	0,39	0,44	0,48
Al ₂ O ₃	7,71	5,29	5,74	6,15	6,37	6,68	7,03
Fe ₂ O ₃	1,64	1,84	3,02	2,60	2,72	3,19	2,69
FeO	10,00	9,14	7,52	8,03	9,30	8,53	7,74
MnO	0,16	0,16	0,15	0,15	0,16	0,15	0,15
CaO	4,77	3,84	4,24	4,47	3,85	4,56	5,18
MgO	27,20	33,40	31,90	30,60	30,40	28,40	28,50
Na ₂ O	1,06	0,60	0,63	1,04	0,71	0,84	0,81
K ₂ O	0,51	0,35	0,32	0,40	0,43	0,35	0,45
P ₂ O ₅	0,06	<,05	<,05	<,05	<,05	<,05	<,05
ппп	0,56	0,76	2,65	1,82	1,58	3,20	2,11
V	0,010	0,008	0,008	0,010	0,008	0,009	0,011
Cr	0,270	0,400	0,350	0,330	0,330	0,270	0,320
Ba	0,019	0,026	0,022	0,027	0,021	0,027	0,022
Сумма	98,56	98,98	99,00	98,96	98,87	98,85	98,99
al'	0,20	0,12	0,14	0,15	0,15	0,17	0,18
f'	39,33	44,75	42,79	41,66	42,81	40,56	39,41
Na ₂ O/K ₂ O	2,08	1,71	1,97	2,60	1,65	2,40	1,80
X ₂	24,76	19,83	18,30	24,37	22,85	20,70	19,57
K _φ	29,97	24,74	24,84	25,78	28,34	29,21	26,79

Примечание. **1** – такситовидный габбродолерит, **2–9** – плагиоикрит (плагиоверлит), **10** – пикритовый габбродолерит, **11** – оливиновое габбро, **12–15** – оливиновый габбродолерит горизонта 3. Пробы из коллекции В. В. Межубовского, В. Н. Егорова.

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

Соколинской интрузии

34026	24065	24056	2405103	14073	24061	2406001	24058
8	9	10	11	12	13	14	15
44,70	44,10	46,00	49,20	50,10	49,10	49,90	49,70
0,52	0,53	0,66	0,82	0,90	0,77	0,85	0,93
8,50	7,99	9,70	13,70	14,20	16,80	16,10	15,80
2,31	2,18	3,07	2,68	2,47	1,82	1,87	1,92
8,78	9,60	8,15	8,15	7,21	6,86	5,94	7,47
0,15	0,16	0,16	0,14	0,14	0,13	0,13	0,18
5,36	4,86	6,23	8,47	8,76	11,00	11,70	10,70
26,30	26,40	22,20	12,10	11,80	9,73	8,94	8,24
1,06	1,13	1,47	2,15	2,17	2,00	1,84	2,05
0,51	0,55	0,63	0,92	0,98	0,69	0,86	0,99
0,06	0,07	0,08	0,11	0,11	0,08	0,08	0,08
0,43	1,19	0,47	0,57	0,22	0,28	0,98	1,12
0,010	0,011	0,012	0,015	0,017	0,015	0,018	0,020
0,290	0,260	0,200	0,084	0,071	0,034	0,058	0,029
0,034	0,039	0,029	0,045	0,046	0,034	0,049	0,032
99,01	99,07	99,06	99,15	99,19	99,34	99,32	99,26
0,23	0,21	0,29	0,60	0,66	0,91	0,96	0,90
37,91	38,71	34,08	23,75	22,38	19,18	17,60	18,56
2,08	2,05	2,33	2,34	2,21	2,90	2,14	2,07
22,66	25,69	25,21	26,60	26,45	19,65	18,75	22,13
29,66	30,85	33,57	47,23	45,07	47,15	46,63	53,26

Основные ультрамафиты (субщелочные пикритовые габбродолериты, анкарамиты), судя по химическому составу (табл. 11), отвечают петрогипам. На диагностических диаграммах точки составов их ложатся в поле пикритобазальтов (долеритов) и пироксенитов. По соотношению основных петрохимических параметров они относятся к ряду образований повышенной щелочности натриевого и калиево-натриевого типа умеренно недосыщенных кремнекислотой (SiO_2 41–45 % при $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 1,5$). От пикритовых габбродолеритов боотанкагского комплекса они отличаются повышенными

Химический состав пород даек и силлов дябакатаринского комплекса

Номер пробы	24003	14002	1400201	24002	14001	1400101	11107	11183	1111901	11182	1110602
Порода	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	45,90	42,10	43,20	41,60	42,80	42,50	45,25	44,24	46,56	44,31	45,83
TiO ₂	0,72	1,20	1,14	1,32	1,57	1,43	2,79	2,76	2,60	2,79	2,58
Al ₂ O ₃	10,00	9,03	9,78	9,87	11,00	10,20	15,22	15,46	15,99	16,20	17,06
Fe ₂ O ₃	3,89	6,64	2,56	7,53	4,95	5,53	6,70	6,34	5,48	6,62	5,86
FeO	6,99	6,54	8,56	6,32	9,07	5,95	8,42	8,72	8,28	8,42	7,85
MnO	0,14	0,18	0,22	0,17	0,17	0,17	0,21	0,25	0,15	0,16	0,23
CaO	8,38	13,00	11,50	13,30	12,80	18,90	8,92	8,81	8,16	7,52	6,86
MgO	18,00	16,30	16,10	15,10	11,50	10,50	5,80	5,74	5,38	5,37	4,52
Na ₂ O	0,92	1,24	1,36	1,10	1,37	0,61	2,89	3,08	3,10	3,30	3,63
K ₂ O	0,58	0,26	0,26	0,43	0,44	0,18	1,06	1,05	1,11	1,20	1,42
P ₂ O ₅	0,07	0,08	<,05	0,07	0,15	0,06	0,30	0,24	0,26	0,28	0,30
шпп	3,34	2,47	4,09	2,30	3,03	3,01	2,56	2,98	2,54	2,87	2,69
Cr ₂ O ₃	0,200	0,099	0,150	0,100	0,060	0,063	0,005	0,007	0,004	0,004	0,005
Ni							0,009	0,010	0,009	0,007	0,006

Номер пробы	24003	14002	1400201	24002	14001	1400101	11107	11183	1111901	11182	1110602
Порода	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Cu	0,35			0,34			0,006	0,009	0,008	0,006	0,011
Co	29,60			30,27			0,007	0,007	0,007	0,006	0,006
Сумма	1,59	99,19	98,98	2,56	98,96	99,15	100,15	99,70	99,64	99,06	98,86
S _{общ.}	15,18			10,32			0,31	0,26	0,26	0,27	0,18
CO ₂	37,67			47,84			0,12	0,19	0,12	0,37	0,10
al'	24003	0,31	0,36		0,43	1400101	0,73	0,74	0,84	0,79	0,94
f''	3	30,68	28,36		27,09	7	23,7	23,6	21,7	23,2	20,8
Na ₂ O/K ₂ O	4	4,77	5,23		3,11	2	2,73	2,93	2,79	2,75	2,56
X ₂	45,90	10,34	12,35		12,39	42,50	30,7	31,9	34,0	37,4	42,4
K _ф	0,72	44,71	40,85		54,94	1,43	72,3	72,4	71,9	73,7	75,2

Примечание. 1–2 – субщелочной пикритовый габбродолерит, 3–6 – анкарарит, шрисгеймит, 7–11 – габбродолерит.
 $al' = Al_2O_3 / (FeO + Fe_2O_3 + MgO)$; $X_2 = 100(Na_2O + K_2O) / (Na_2O + K_2O + CaO)$; $K_{\phi} = 100(FeO + Fe_2O_3) / (FeO + Fe_2O_3 + MgO)$; $f'' = FeO + Fe_2O_3 + MgO + TiO_2$, пробы из коллекции В. В. Межубовского, В. Н. Егорова.

ми содержаниями титана (до 1,7 %), железа (до 14 %) и кальция (до 13 %). $K_{\phi} = 37-50$.

Амфиболовые габбродолериты слагают как дайки, так и пологосекущие тела. По химическому составу (табл. 11) они относятся к мезо-меланократовым ($f = 20,8-23,6$) разновидностям основных пород повышенной щелочности калиево-натриевого типа умеренно недосыщенных кремнекислотой ($SiO_2 = 44-45$ % при $Na_2O + K_2O = 4-5$ %) умеренноглиноземистых ($al' = 0,74-0,094$). Отличительными особенностями их являются высокие содержания титана (до 2,79 %), железа (до 15 %) и высокая степень его окисленности (Fe_2O_3/FeO 0,55–0,8), $K_{\phi} = 72-79$.

Дайки дябакатаринского комплекса секут образования быррангского комплекса и в свою очередь секутся более молодыми интрузиями бостонитов южнореченского комплекса.

Верхнетаймырский комплекс габбродолеритовый ($v\beta T_{1-2}vt$) выделен в 1985 г. Н. Н. Нагайцевой. Представлен он дайками и силлами, сложенными габбродолеритами, габбродиоритами и долеритами кварцсодержащими. Малые интрузии верхнетаймырского комплекса локализованы в терригенных образованиях каменноугольно-пермского возраста и вулканитах раннего триаса и обладают простым строением. Дайки субвертикальные ($80-90^\circ$), протяженность их преимущественно 1,5–7 км при мощности 5–20 м. Пологосекущие тела встречаются реже вблизи лавовых полей и отличаются от силлов быррангского комплекса преобладанием габбродолеритовой структуры и петрохимическими параметрами. Протяженность силлов до 6–8 км. В их строении намечается слабая дифференциация от габбродолеритов в нижней части до габбродиоритов – в верхней. Наиболее широкое распространение интрузии верхнетаймырского комплекса получили в бассейне р. Малахайтари и на возвышенностях Тулай-Киряка и Киряка-Тас. Две сближенные дайки габбродолеритов в борту р. Русская (приток р. Малахайтари) мощностью около 150 м и протяженностью свыше 10 км были впервые описаны А. Б. Алексеевой в 1954 г. Дайки имеют субширотное (80°) направление и залегают параллельно друг другу на расстоянии 500 м. Падение даек – 80° в южном направлении. Мощность снижается в восточном направлении от 150 до 50 м. Представлены они довольно однородными крупнокристаллическими габбродолеритами с неотчетливой такситовидной структурой (за счет пироксен-магнетитовых сростаний). Отмечается мелкая убогая сульфидная вкрапленность. Дайки секут долеритовые силлы быррангского комплекса.

Характерным для габбродолеритов верхнетаймырского комплекса является значительная (на 10–20 %) амфиболоизация пироксена. В габбродиоритах, в отличие от габбродолеритов, выше содержание плагиоклаза (андезин – An_{30-35}), а клинопироксены почти нацело замещены амфиболом и биотитом. Долериты кварцсодержащие в целом по составу и характеру вторичных изменений сходны с габбродолеритами. Отличается структура долеритов – мелкозернистая (0,1–0,8 мм), офитовая или долеритовая.

По химическому составу габбродолериты и долериты верхнетаймырского комплекса относятся к низко- и умеренноглиноземистым ($al' = 0,51-0,98$) породам нормального ряда от известковой до субизвестково-натриевой серии с калиево-натриевым, реже натриевым типом щелочности ($Na_2O/$

$K_2O = 1,49-8,96$). По суммарному количеству мафических окислов ($f' = 15,59-25,69$), индексу салическому ($X_2 = 19,59-52,36$) и коэффициенту железистости ($K_{\phi} = 52-86$) они являются мезо- и лейкократовыми высокожелезистыми породами. Из элементов-примесей отмечаются повышенные (по сравнению с кларковыми) содержания меди и серебра и пониженные — иттрия, свинца, стронция.

Южнореченский комплекс бостонитовый ($\xi T_{2-3}ju$) выделил и описал в 1959 г. Л. А. Чайка. Он представлен серией бостонитовых штоков и даек в верховьях р. Южная (приток р. Западная) на северном побережье оз. Таймыр. Дайки и штоки южнореченского комплекса сложены однородными щелочно-полевошпатовыми сиенитами — бостонитами. Штоки неправильной удлиненной формы имеют площадь выхода на дневную поверхность 1–1,5 км². Длина даек 1–2 км при ширине порядка 100 м. Границы штоков и даек неровные субвертикальные. Ориентировка их длинных осей имеет северо-северо-западную направленность. На МАКС интрузивные тела южнореченского комплекса выделяются светло-серым размытым фототонном. На аэромагнитных картах они отражаются слабыми положительными аномалиями интенсивностью до 100 нТл. На картах радиогеохимических полей область развития бостонитовых тел характеризуется повышенным фоном калия (3,5–5), урана (5–10), тория (20–45).

Бостониты серовато-розовые массивные трахитоидные мелко- и среднекристаллические с идиоморфнозернистой структурой. Они состоят (%) из калиевого полевого шпата (55–90), кальцита (0–20), альбита (0–5), биотита (0–3). Вторичными минералами служат кальцит, серицит и магнетит. В качестве аксессуарных минералов иногда присутствует флюорит. Полевые шпаты образует длинные лейсты (0,3–3 мм), создающие трахитоидную структуру. Кристаллы плагиоклаза практически полностью пелитизированы, реже серицитизированы. Кальцит присутствует в виде тонкозернистого агрегата в интерстициях вместе с альбитом. Магнетит (1–3 %) образует тонкие примазки. Из рудных минералов, кроме магнетита, местами отмечается титанит.

Для бостонитов южнореченского комплекса (по сравнению с кларковыми значениями для щелочных пород среднего состава) характерны повышенные концентрации Cu, Pb, Ag, Ga, Mn, Zn, Ni, Cr, Be. Причем содержание в породах таких элементов как Cu, Pb, Ag, Ga, Mn значительно (на порядок) превосходит кларковые значения. Более низкими, по сравнению с кларковыми, значениями отличаются содержания в породах Ba, Ti, Y. По результатам спектрального количественного анализа бостониты характеризуются высокими концентрациями (%): Rb — 0,034–0,044, Zr — 0,078–0,1, Nb — 0,006–0,009, U — 0,002–0,003, Th — 0,007–0,009.

По химическому составу (табл. 12) бостониты южнореченского комплекса относятся к высокоглиноземистым породам ($al' = 4,37-6,13$) с калиево-натриевым и калиевым типом щелочности ($Na_2O/K_2O = 0,4-0,98$).

Озеротаймырский комплекс карбонатных и иньекционных тектонитов ($T_{2-3}oi$) выделен в легенде Таймырско-Североземельской серии листов ГГК-1000/3 в 2005 г. Комплекс объединяет иньекционные карбонатные породы.

В 1964 г. Ю.Е. Погребницким, Н.К. Шануренко, С. А. Гулиным и др. было показано, что под контролем разломов формируются метасоматиче-

Химический состав бостонитов южнореченского комплекса

Номер пробы	11266	1126603	11267	14005	14011	24004	24005	2400502	24006
Порода	Бостониты измененные карбонатизированные								
SiO ₂	61,80	55,75	55,79	62,60	62,10	62,60	63,00	62,10	63,10
TiO ₂	0,16	0,12	0,11	0,19	0,19	0,18	0,18	0,18	0,20
Al ₂ O ₃	18,97	19,86	21,57	19,10	19,10	19,20	19,10	18,70	19,10
Fe ₂ O ₃	2,15	3,48	1,60	3,65	3,57	3,64	3,51	4,84	3,32
FeO	1,00	0,71	1,50	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25
MnO	0,13	0,45	0,33	0,15	0,19	0,28	0,25	0,01	0,28
CaO	0,10	1,76	0,80	0,44	0,70	0,20	0,22	0,21	0,27
MgO	0,30	0,35	0,42	0,16	0,34	0,33	0,39	0,32	0,19
Na ₂ O	6,30	3,33	3,96	5,56	4,92	4,38	5,94	4,52	5,58
K ₂ O	6,41	8,28	8,00	6,63	6,66	7,34	6,03	7,11	6,08
P ₂ O ₅	0,04	0,03	0,05	<,05	<,05	<,05	<,05	<,05	<,05
ппп	1,40	4,57	4,56	1,52	1,99	1,76	1,35	1,93	1,76
Cr ₂ O ₃	0,001	0,001	0,001	<,002	<,002	<,002	<,002	<,002	<,002
Ni	0,001	0,001	0,001						
Cu	0,004	0,006	0,005						
Co	0,005	0,005	0,005						
Сумма	98,77	98,70	98,70	100,29	100,05	100,19	100,24	100,19	100,15
S _{общ.}	0,10	0,13	0,13						
CO ₂	0,10	1,25	1,94						
al'	5,50	4,37	6,13	4,70	4,59	4,55	4,60	3,46	5,08
f''	3,6	4,7	3,6	4,25	4,35	4,40	4,33	5,59	3,96
Na ₂ O/K ₂ O	0,98	0,40	0,50	0,84	0,74	0,60	0,99	0,64	0,92
X ₂	99,2	86,8	93,7	96,52	94,30	98,32	98,20	98,23	97,74
K _ф	91,3	92,3	88,1	96,06	91,83	92,18	90,60	94,09	94,95

Примечание. $al' = Al_2O_3 / (FeO + Fe_2O_3 + MgO)$; $X_2 = 100(Na_2O + K_2O) / (Na_2O + K_2O + CaO)$; $K_{\phi} = 100(FeO + Fe_2O_3) / (FeO + Fe_2O_3 + MgO)$; $f'' = FeO + Fe_2O_3 + MgO + TiO_2$. Пробы из коллекции В. В. Межубовского, В. Н. Егорова.

ские и инъекционные карбонатные тела (сходные с протрузиями), для которых характерны устойчивые минеральные парагенезисы, структурные и текстурные признаки и широкие ореолы метасоматических преобразований вмещающих пород высокотемпературными ($>300^{\circ}\text{C}$) щелочно-углекислотными растворами, несущими фтор, хлор и редкие металлы. Новообразованные карбонатные породы слагают массивы округлой формы внутри зон интенсивного карбонатного метасоматоза, сложнопостроенные дайково-жильные штокверки, локализованные в виде наклонных труб и линз (до $0,3-0,5 \times 1,5-2,0$ км), отдельных мелких штоков и секущих пластовых залежей мощностью 5–10 м и протяженностью до 3–5 км, а также кольцевых жил диаметром первые десятки метров.

Описываемые образования представлены на площади листа вдоль южного склона хр. Бырранга, в районе п-ова Туруза-Мола на оз. Таймыр. Они контролируются теми же разломами, что и щелочные или нефелиновые сиениты. Карбонатные образования распространены шире последних. Они сложены кальцитом, доломитом, анкеритом, бастнезитом, пиритом, длинно столбчатым кварцем (футлярные кристаллы), альбитом, флогопитом и апатитом. Количество силикатных минералов (до 15 %) резко подчинено карбонатным. Кроме того, присутствуют флюорит, барит и гематит. Для пород, слагающих инъективные тела, характерна грубая полосчатая текстура, подчеркнутая послойной концентрацией флюорита и гематита. Вмещающими для них являются смятые в складки карбонатные отложения каменноугольного и девонского возраста, терригенные пермские отложения, долериты и базальты раннего триаса.

При формировании штокверковых тел среди палеозойских карбонатных пород гигантские отторженцы известняков, достигающие нескольких десятков метров, сохраняют осадочный облик и содержат ископаемую фауну девона, реже карбона.

Метасоматические карбонатные породы, образованные по долеритам, содержат вкрапленники кальцита, барита и флюорита. В долеритах и базальтах формируется густая сеть шпиров (2–7 см), сложенных альбитом, ортоклазом, кварцем, флогопитом, роговой обманкой, кальцитом, пиритом. Ширина ореола измененных пород достигает десятков метров.

Тектоническая приуроченность инъекционных карбонатных тектонитов и метасоматитов к средне-позднетриасовой активизации, интрузиям субщелочно-щелочного ряда этого возраста (южнореченский, дикарабагайский) позволяет датировать их этим же возрастом.

Цветковско-Нордвикский геологический район

Чернохребетнинская геологическая площадь

Быррангский комплекс долеритовый ($\beta T_1 b$) аналогичен интрузиям Озеротаймырской площади. Интрузивные тела представлены силлами и дайками, локализованными на всех уровнях позднепалеозойских отложений. Мощность силлов колеблется в пределах 5–50 м, а протяженность 2–15 км. Мощность даек варьирует от 2 до 10 м, протяженность — от десятков до со-

тен метров. Дайки микродолеритов локализуются преимущественно в терригенной толще, вблизи контакта с вулканогенно-осадочными стратифицированными образованиями. Строение силлов и даек характеризуются однородным составом и структурно-текстурными особенностями, слабо варьирующими по мощности и простираанию.

Наиболее типичными породами бырангского комплекса являются оливиновые и оливинсодержащие долериты. Внешне — это серые, зеленовато-серые массивные мелкозернистые породы с офитовой, долеритовой, пойкилоофитовой, реже плагиофиновой структурами. Минеральный состав (%) представлен фенокристаллами плагиоклаза — 0–5, плагиоклазом — 35–55, клинопироксеном — 30–45, оливинном — 5–15, рудными минералами — 2–7 и стеклом — 0–5. Вторичными минералами являются серицит, актинолит, иддингсит-боулингит, биотит, хлорит. Оливин по составу близок к хризолиту, представлен мелкими (0,1–0,3 мм) изометричными зернами, замещенными по краям и трещинам иддингсит-боулингитом, карбонатно-слюдистым агрегатом, кальцитом и пылевидным магнетитом. Стекло девитрифицировано с образованием тонкозернистого слюдистого агрегата, зеленого боулингита и магнетита. Рудные минералы представлены ксеноморфными зернами (0,2–0,4 мм) магнетита и титаномагнетита, сульфиды встречаются редко.

Кирьякатасский комплекс перидотит-габбро-диоритовый ($v-v\delta T_1 kts$). Петротипом комплекса является интрузия Тулай-Кирьяка, которая была открыта в 1949 г. Ф. И. Ивановым и впоследствии изучалась многими исследованиями. Интрузия представляет собой субпластовое пологосекущее тело широтного простираания, протяженностью 20 км. Мощность ее колеблется в пределах 350–450 м, снижаясь в восточном направлении. Интрузия круто погружается в северном направлении с углами падения 75–80° в западной и 55–60° — в восточной части. С запада интрузия срезается серией разломов, ограничивающих горст и в опущенном блоке перекрыта четвертичными отложениями, на восток она постепенно выклинивается. В целом для интрузии характерно ритмичное строение. Выделяется до четырех ритмов, в основании каждого из которых расположены более основные, а сверху — более кислые дифференциаты. В строении интрузии принимают участие метадиориты, габбродолериты от оливиновых до кварцсодержащих разновидностей, габбро-нориты, пикритовые габбродолериты. Отмечаются такситовидные разности габбродолеритов. Все породы сильно изменены, что выражается в их окварцевании, амфиболизации, биотитизации и хлоритизации. В нижних горизонтах западной части интрузии отмечается ликвационная и интерстиционная вкрапленность сульфидов.

По своему химизму (табл. 13) дифференциаты Тулай-Кирьякской интрузии охватывают довольно широкий спектр. Степень их глиноземистости снижается вниз по разрезу от высокоглиноземистых ($al' = 1,06$) до низкоглиноземистых ($al' = 0,35$) разновидностей. Так же четко прослеживается возрастание мафического модуля (от 16,28 до 30,41) и уменьшение салического индекса (от 44,82 до 16,25). Нижние дифференциаты интрузии относятся к средне- и высокомагнезиальным породам ($MgO = 8-19$; $K_{\phi} = 48-59$). Наиболее основные дифференциаты интрузии имеют показатель основности равный 42, в то время как у аналогичных пород Норильского района этот

**Средние химические составы пород дифференцированной интрузии
Тулай-Киряка**

Порода	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	53,80	50,47	49,39	48,29	49,00	47,15	45,00
TiO ₂	1,56	1,65	1,97	1,00	1,51	1,40	0,85
Al ₂ O ₃	15,58	14,18	13,55	14,39	12,66	13,51	10,46
Fe ₂ O ₃	3,31	2,94	4,91	2,41	3,07	2,21	2,80
FeO	9,21	10,61	11,41	9,68	11,32	10,03	11,86
MnO	0,14	0,15	0,27	0,12	0,14	0,15	0,18
CaO	6,29	8,66	8,08	11,97	9,31	12,27	8,89
MgO	2,20	4,83	4,42	7,78	7,92	8,77	14,90
Na ₂ O	3,56	2,86	2,61	2,10	2,05	2,04	1,30
K ₂ O	1,55	0,91	0,68	0,45	0,64	0,34	0,43
P ₂ O ₅	0,21	0,12	0,24	0,12	0,29	0,12	0,09
ппп	2,32	2,05	2,23	1,80	2,25	1,92	2,60
S _{общ.}	0,27	0,14	0,23	0,09	0,26	0,09	0,31
Сумма	99,73	99,43	99,76	100,11	100,16	99,91	99,36
al'	1,06	0,77	0,65	0,72	0,57	0,64	0,35
f'	16,28	20,03	22,71	20,87	23,82	22,41	30,41
Na ₂ O/K ₂ O	2,30	3,14	3,84	4,67	3,20	6,00	3,02
X ₂	44,82	30,33	28,94	17,56	22,42	16,25	16,29
K _ф	85,05	73,72	78,69	60,85	64,50	58,26	49,59

Разновидности пород и их доля в разрезе интрузии: **1** – метадiorиты (4,5 %), **2** – кварцсодержащие габбродолериты (41,5 %), **3** – безоливиновые габбродолериты (13,3 %), **4** – оливинсодержащие габбродолериты (25,5 %), **5** – габбронориты (4,1 %), **6** – оливиновые габбродолериты (7,6 %), **7** – пикритовые габбродолериты (3,5 %).

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

Результаты анализов взяты из отчета «О поисках сульфидных медно-никелевых руд в пределах Тулай-Кирякского массива на Восточном Таймыре», С. В. Макаров, 1995 г.

показатель 50–60. Однако, учитывая тот факт, что степень основности интрузии растет в западном направлении, можно предполагать, что в опущенном перекрытом рыхлыми осадками блоке ее состав может оказаться более близким к рудоносным интрузиям Норильского района [126].

Тулайский комплекс гранитовый ($\gamma T_1 t$) 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; 2) граниты образовались в результате метаморфизма и метасоматического преобразования терригенных пород под воздействием габброидной магмы; 3) габбро и граниты являются двумя самостоятельными сближенными во времени магматическими телами, внедрившимися последовательно в единой геологической структуре.

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 (серицит, кальцит, хлорит). Плагиоклаз по составу соответствует олигоклазу, интенсивно серицитизирован. Рудные минералы представлены магнетитом и ильменитом. По химическому составу описанные породы относятся к промежуточным между обычными гранитами и лейкогранитами (%): SiO_2 — 73,7; TiO_2 — 0,4; Al_2O_3 — 11,9; Fe_2O_3 — 2,45; FeO — 1,4; MnO — 0,05; MgO — 0,6; CaO — 1,2; Na_2O — 3,2; K_2O — 3,2. В экзоконтактах гранитной интрузии по алевролитам и мелкозернистым 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 255 млн лет, что соответствует поздней перми. Однако эти данные требуют уточнения.

Лено-Анабарский геологический район

Попигай-Далдынская геологическая площадь

Катангский комплекс габбродолеритовый ($v\beta T_{1kt}$) наиболее распространен в южной части листа на северном склоне Анабарской антеклизы и представлен недифференцированными интрузиями долеритов и оливиновых долеритов. Эти породы слагают многоярусные пластообразные залежи, 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.

Долериты и оливиновые долериты представляют собой темно-серые с зеленоватым оттенком мелко- и среднекристаллические породы. Структура пород пойкилоофитовая, порфириовидная. Они состоят (%) из плагиоклаза (45), пироксена (40), оливина (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 иддингсит. 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, которые отличаются пониженным содержанием оливина и микродолеритовой структурой. Экзоконтактовые изменения проявились в ороговикании 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 интрузий, проявились в образовании вкрапленников сульфидов в долеритах, а во вмещающих породах – не только вкрапленников, но и линз сплошных сульфидов. Долериты и оливиновые долериты обеднены Pb, Zn, Cu, Ti, Mo, Sn, Ba, Sr, Zr, Nb, P, Be, Y, Yb и обогащены Co, Cr, Ni, Mn.

Вопрос о возрасте интрузий решается на основании их геологического положения: они прорывают комагматичные им вулканогенные образования верхней перми–нижнего триаса; отмечаются в гальках базальных горизонтов нижнеюрских отложений.

Блуднинский комплекс трахидолеритовый ($\tau\beta T_{1-2bl}$) представлен дайками, образующими Чокурдах-Фомичевский дайковый пояс. Он локализован в пределах карбонатной толщи кембрия Анабарской антеклизы. Дайки субщелочных пород проявляются в рельефе отрицательными формами, выраженными задернованными полосами. Эти темные полосы хорошо выделяются на аэрофотоснимках на фоне светлых слоистых карбонатных по-

род. 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. Породы отличаются пестрой окраской — кремовые, розовые, зеленовато-серые оттенки; сложение средне-крупнокристаллическое, структура призматическизернистая, гипидиоморфная и гломеропорфировая. Последняя обусловлена скоплениями кристаллов пироксена. По вещественному составу выделяются субщелочные долериты, тешениты и биотитовые тешениты.

Субщелочные долериты 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 развиваются амфибол, биотит, хлорит.

Тешениты отличаются 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.

В контакте с субщелочными дайками вмещающие их доломиты мраморизируются, мощность зоны мраморизации составляет 5–7 м, редко достигая 10 м.

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 наиболее близки к кислым дифференциатам долеритовых интрузий района, отличаясь от обычных долеритов повышенными содержаниями Mo, Ba, Sr, Be, Zr, B, P, Ge при сравнительно низких содержаниях Cu, Co, Mn.

Возраст субщелочных даек определяется как ранне-среднетриасовый. На соседней с востока площади листа S-49 в береговом обрыве вскрыт секущий контакт дайки трахидолеритов с силлом оливиновых долеритов раннетриасового возраста. Кроме того, трахидолериты по минеральному составу и химизму сопоставляются с порфиroidными трахидолеритами и биотитовыми монзонит-порфирами эбехаинского комплекса Анабаро-Уджинского района, абсолютный возраст которых определен калий-аргоновым методом и составляет соответственно 245 и 254 млн лет [38, 144].

Ланктохотский комплекс габбро-диорит-сиенитовый ($v\xi T_{1-2}It$) выделяется в южной части листа S-48 на склоне Анабарской антеклизы. Он представлен несколькими дифференцированными интрузиями сложной формы. В составе дифференцированных интрузий выделяются габбродолериты с подчиненным количеством габбродиоритов и габбросиенитов, а также долеритов. Все эти интрузии имеют сложную штокообразную форму в сочетании с пластовой. Габбродолериты слагают подводящие секущие интрузивные тела, а также нижние части отходящих от них пластовых тел. Габбродиориты и габбросиениты приурочены к верхним частям пластовых интрузий, при этом габбродиориты занимают промежуточное положение между габбродолеритами и габбросиенитами.

Габбродолериты и габбродиориты связаны между собой постепенными переходами из-за колебаний минерального состава. Они сложены (%) плагиоклазом (50–65), пироксеном (15–25), мезостазином (до 10), присутствуют магнетит (5–10), кварц (до 3–5), апатит. Иногда отмечается оливин, полностью замещенный вторичными минералами. Характерны автометасоматические 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 калинатрового полевого шпата, который в свою очередь окаймляется микрогранофировым агрегатом кварца и полевого шпата. Пироксен представлен мелкими изометричными зернами буроватого цвета, без плеохроизма. Участками он находится в пегматитовом сростании с плагиоклазом. В результате автометасоматоза пироксен замещается роговой обманкой, биотитом в ассоциации с магнетитом (титаномагнетитом); в габбродиоритах отмечаются полные псевдоморфозы роговой обманки по пироксену. По трещинам и в интерстициях в породе развивается мелкочешуйчатый агрегат хлорита с примесью карбоната. Мезостази́с представлен бурым разложившимся стеклом с микролитами плагиоклаза, дендритами рудного и ксеноморфными зернами кварца.

Габбросиениты обладают гипидиоморфной и призматическизернистой, бластоофитовой, в отдельных участках гранофировой структурой. Они состоят (%) из плагиоклаза (35–50), альбита и калиевого полевого шпата (10–15), бурой роговой обманки с реликтами титанистого авгита (8–10), микрогранофира (до 15), кварца (до 5), магнетита (5–10), вторичных минералов (до 25) и акцессорного апатита. Плагиоклаз (An_{30-45}) образует крупные зональные таблитчатые кристаллы, по периферии которых развивается альбит и микрогранофировый агрегат. Вторичные минералы представлены иддингсит-боулингом, хлоритом, скелетными кристаллами рудного, биотитом, карбонатом, развивающимися по темноцветам и мезостази́су. При значительном содержании кварца (до 15 %) порода относится к кварцевым сиенитам, эти породы отмечаются в линзах. Краевые части дифференцированных интрузий сложены микродолеритами, аналогичными микродолеритам недифференцированных тел. Экзоконтактовые изменения проявлены так же, как и при внедрении недифференцированных интрузий.

Породы дифференцированных интрузий относятся к нормальному ряду по соотношению щелочей, глинозема и извести и к насыщенным и переиспещенным кремнекислотой. В этих породах проявляется калиевая специализация щелочных компонентов в отличие от четкой натриевой специализации долеритов недифференцированных интрузий. Плотность ($г/см^3$) габбросиенитов – 2,52, габбродолеритов – 2,87, долеритов – 2,95; магнитная восприимчивость соответственно 243×10^{-6} CGS, 70×10^{-6} CGS и 257×10^{-6} CGS; остаточная намагниченность – 503×10^{-6} CGS, 2902×10^{-6} CGS и 1597×10^{-6} CGS.

На территории смежного с юга листа R-48 определен радиологический возраст аналогичных габбро-сиенитов – 204 млн лет [38, 144]. U-Pb датирование на территории листа S-49 цирконов из крупной кольцевой габбро-монцит-сиенитовой интрузии горы Колка-Лонгдокото и дайкообразных тел дали статистически неразличимый возраст: 249 ± 7 , 251 ± 4 и

251 ± 4 млн лет соответственно. В то же время, цирконы из одного образца габбродииоритов образуют две группы, неразличимые по морфологии, но со статистически различными возрастами: 267 ± 6 и 236 ± 4 млн лет. Столь значительный разрыв в возрасте (почти на 30 млн лет) делает маловероятной многофазное внедрение и позволяет рассматривать более древние цирконы как захваченные. В этом случае возраст цирконов из образца 107-1 оказывается примерно на 20 млн лет древнее, чем возраст трех других образцов. Полученные данные не позволяют однозначно судить о возрасте формирования интрузий комплекса, но свидетельствуют о более древнем возрасте, чем поздний триас—ранняя юра; принят ранне-средне-триасовым.

ТЕКТОНИКА

Тектонический план территории листа S-48 определяется сочленением в его пределах трех разновозрастных геоструктурных элементов: (1) Анабаро-Оленекской антеклизы Сибирской древней (эпикарельской) платформы; (2) Таймырской раннекиммерийской эпиплатформенной складчато-надвиговой системы (СНС); (3) Хатангско-Лаптевоморской эпипозднекиммерийской платформы (рис. 3, 4). Данное сочленение отражает положение территории на стыке таких планетарных элементов, как Сибирская и Северокарская платформы и северная часть Тихоокеанского подвижно-складчатого пояса (Верхоянская складчатая область). С этой точки зрения, Таймырская СНС является частью межплатформенной подвижной зоны, разделяющей Сибирский и Северокарский кратоны. «Древняя» граница Сибирской платформы в результате проявления байкальской, ранне-позднегерцинской и раннекиммерийской эпох диастрофизма смещена к югу и в настоящее время приурочена к Центрально-Таймырскому конвергентному шву. Южнее последнего отложения рифейско-фанерозойского покровного комплекса в целом сохранили типично платформенные условия залегания, севернее — интенсивно дислоцированы.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Представления о глубинном строении территории листа базируются на данных геофизической основы и результатах бурения скважин глубиной до 3 км в южной части площади листа. Базу информационного обеспечения геофизической основы составляют данные площадных аэрогеофизических (аэромагнитные, аэрогаммаспектрометрические) и наземных гравиметрических съемок среднего и мелкого масштабов, хранящиеся в федеральных Банках Гравимаг и Экобанк, а также материалы крупномасштабных съемок, имеющиеся в цифровой форме в региональных Банках данных. Недостаточность исходных материалов является основной причиной вхождения в комплект карт листа S-48 схем (масштабов 1 : 2 500 000 и 1 : 5 000 000), отражающих неоднородности земной коры разных интервалов глубин.

Анализ исходных материалов

Сводная карта аномального магнитного поля по листу S-48 составлена на основе информационной базы геофизических данных по Таймырскому

автономному округу (ТАО), которая была подготовлена в ВИРГ—Рудгеофизика в прошлые годы.

Территория листа полностью обеспечена аэромагнитными съемками масштаба 1 : 200 000, которые выполнены в 1961—1962 гг. с феррозондовыми аэромагнитометрами АЭМ-49 и магнитометрами, входящими в состав комплексных станций АГСМ-25, с ценой деления аналоговой записи 3,5 и 12,5 нТл/мм соответственно, нелинейным дрейфом «нуля» до 30 нТл/ч и температурным коэффициентом 8 нТл/1°. Съемки выполнены на высоте полета 150—200 м. Карты (ΔT) по листам масштаба 1 : 200 000 в цифровом виде и оцифрованные карты графиков аномального магнитного поля масштаба 1 : 200 000 находятся в федеральном Банке Гравимаг. Их использование возможно после предварительной подготовки, в частности, после сшивки маршрутных данных по участкам съемки. При составлении сводной карты аномального магнитного поля по территории листов S-48 перечисленные материалы подлежали сканированию, оцифровке и сшивке. На территорию листов S-48 имеется картографическая опорная сеть, выполненная в 1962—1964 гг. ВНИИ Геофизика при помощи феррозондового аэромагнитометра АММ-13. Съемка производилась в масштабе 1 : 100 000 на высоте полетов рядовых съемок 200—300 м. Погрешность опорной сети составляет $\pm(20-25)$ нТл. При подготовке сводной карты магнитного поля обработка результатов включала ввод поправок, связанных с геомагнитными вариациями, девиацией и температурой, внутреннюю и внешнюю увязку рядовых маршрутов с использованием опорной сети. 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-48 построена по материалам гравиметрических съемок масштаба 1 : 200 000 и 1 : 1 000 000. Первичные материалы в виде цифровых матриц, карт изолиний, копии каталогов гравиметрических пунктов к отчетам о съемках различных лет были получены из Банка Гравимаг и ГУПР Красноярского края. Все съемки увязаны между собой.

Территория листа пересекается опорным региональным профилем оз. Тенгиз—море Лаптевых МОВЗ—ГСЗ «Битум». Профиль «Битум» пересекает лист в северо-западном направлении, для него построены основные границы раздела земной коры и дана оценка значений сейсмических скоростей в различных толщах земной коры. Вдоль профиля «Битум» проведено изучение разреза земной коры по комплексу геофизических данных.

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 основного состава. В целом породы туфолавоваы толщи по магнитным свойствам изменчивы, их магнитная восприимчивость варьирует от

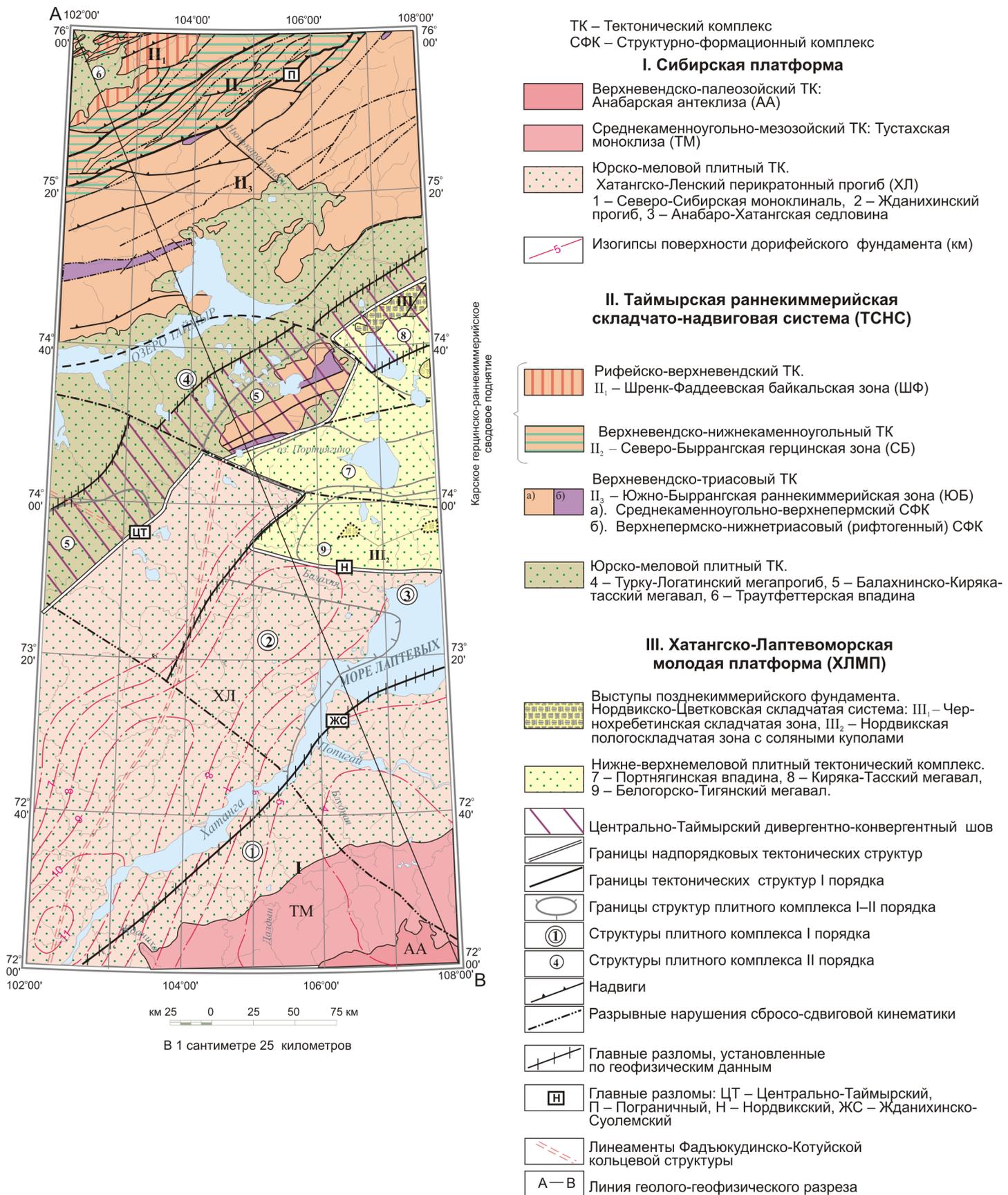


Рис. 3. Тектоническая схема листа S-48 – оз. Таймыр (восточная часть). Масштаб 1 : 2 500 000.

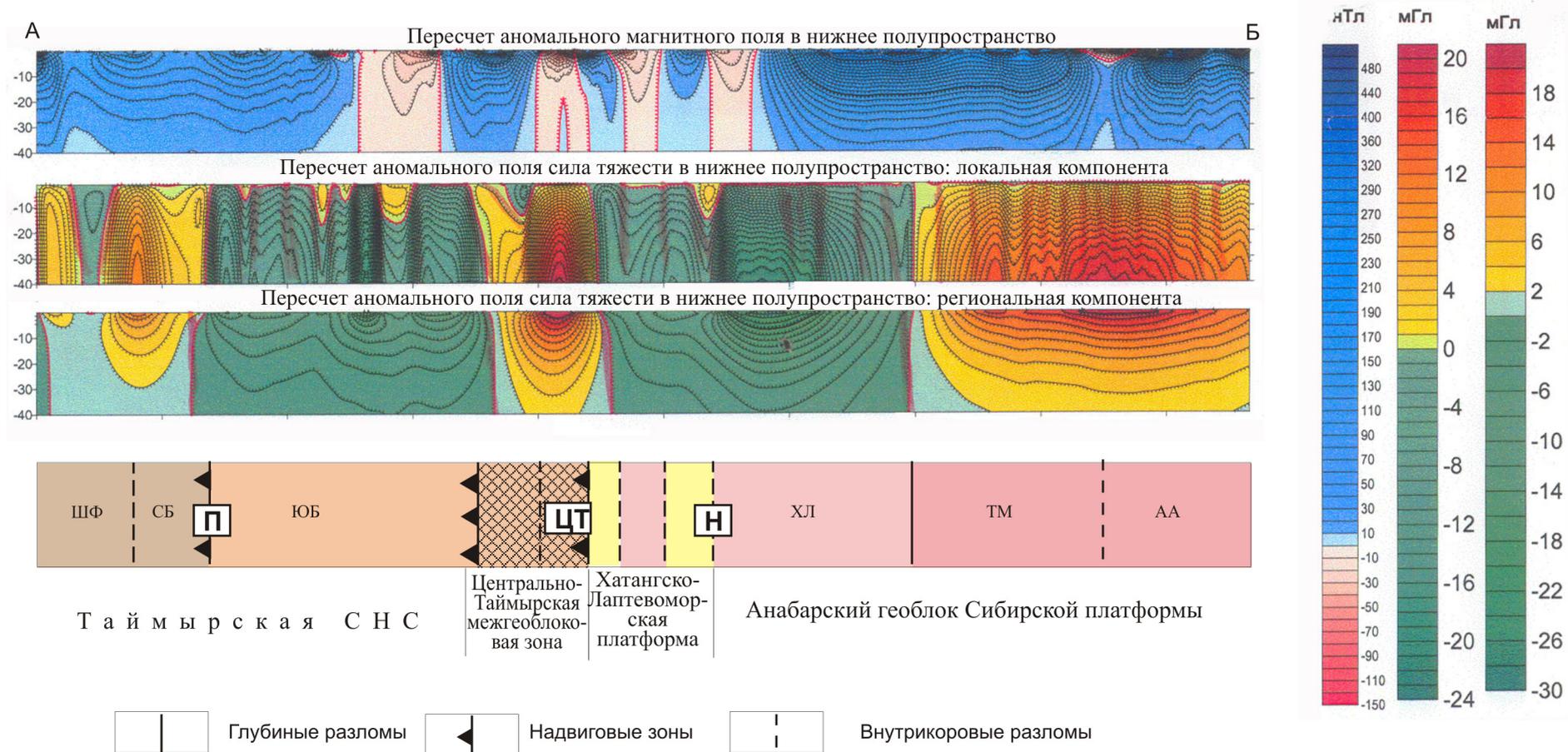


Рис. 4. Геолого-геофизический разрез по линии А–Б. Масштаб 1 : 2 500 000.

500×10^{-5} до 1500×10^{-5} ед. СИ и более. Плотность базальтов изменяется в пределах 2,80–2,82 г/см³. Терригенные толщи пермских отложений пронизаны многочисленными пластовыми интрузивами (силлами) и более редкими секущими дайками. Основная масса силлов и даек сложена полнокристаллическими долеритами. Их магнитная восприимчивость может изменяться от 1257 до 2187×10^{-5} ед. СИ, средняя плотность 2,96 г/см³, при колебании значений от 2,84 до 3,07 г/см³.

Результаты обобщения плотностей и мощностей структурно-вещественных комплексов, развитых в пределах Таймыра, представлены в табл. 14, 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 (г/см³): гранитоидов – 2,57–2,65; гранодиоритов – 2,67–2,75; пород малых щелочных интрузий (чаще сиенитов) – 2,63; габбро-долеритов – 2,95; ультраосновных–щелочных образований – 3,14.

Таблица 14

Плотности и мощности структурно-вещественных комплексов северной части Сибирской платформы (по Апанович И. А., 1998)

Возраст комплекса, состав	Западный Таймыр	Центральный Таймыр	Северо-Восточный Таймыр	Енисей-Хатангский прогиб
Юрско-меловой, терригенно-угленосный	$\frac{100-200}{1,90-2,10}$	$\frac{100-200}{1,90-2,10}$	$\frac{1100}{2,20}$ (мыс Цветкова)	$\frac{11\ 000}{1,90-2,60}$
Пермско-триасовый, вулканогенный	$\frac{3000}{2,65-2,80}$	$\frac{2000}{2,80}$	$\frac{800}{2,65}$	$\frac{(1000-1500)}{(2,80)}$
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	$\frac{2500(5000)}{2,69}$	$\frac{6000}{2,77}$	$\frac{(3000-4000)}{(2,66-2,76)}$	$\frac{(5500)}{(2,74)}$
Рифейский, карбонатно-терригенный, вулканогенный	–	$\frac{4500}{2,77}$	$\frac{(>5000)}{2,77}$ (р. Ленинградская)	–
Архейско-протерозойский, сланцево-гнейсовый	$\frac{(>10000)}{(2,83)}$	$\frac{>4000}{2,83-2,89}$	$\frac{6000}{2,80}$	$\frac{(0-10\ 000)}{(2,83)}$

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 [78а]. 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 привле-

кавшейся 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 плотности 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-48 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 градуса. 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 преимуще-

ственно с плотностными неоднородностями нижней и верхней коры, основная масса магнитных неоднородностей сосредоточена в верхней коре. Осадочная толща, представленная преимущественно мезо-кайнозойскими отложениями Енисей-Хатангского прогиба, слабо дифференцирована по плотности и скорости. Имеющиеся здесь неоднородности создают узколокальные малоамплитудные аномалии. Наличие магнитных неоднородностей в осадочной толще, преимущественно в ее нижней части, следует связывать с вулканогенными (трапповыми) толщами пермско-триасового возраста.

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, а также выделить структурно-вещественные комплексы (СВК) в верхней части земной коры.

Районирование территории листа S-48 по типам и мощности земной коры в основном хорошо увязывается с опубликованным ранее мелкомасштабными схемами глубинного строения Восточной Сибири [30]. Лист S-48 охватывает частично Центрально-Таймырский, Южно-Таймырский геоблоки земной коры Таймырской складчато-надвиговой системы и Маймеча-Котуйский, Оленекский, Анабарский геоблоки севера древней Сибирской и западной части молодой Хатангско-Лаптевоморской платформ. На границе первых двух геоблоков и трех последних выделяется Енисей-Хатангская межблоковая зона или Центрально-Таймырский дивергентно-конвергентный шов.

Центрально-Таймырский геоблок (по А. С. Гринсону [30]) характеризуется наличием трех мегаслоев – гранитного, гранито-базальтового (промежуточного) и базальтового, причем наиболее мощным из них (до 18 км) является промежуточный мегаслой. Глубина залегания кровли «кристаллического» фундамента по гравиметрическим данным варьирует в пределах 6–8 км. По характеру магнитного поля в пределах этих зон выделяются субмеридионально ориентированные области, отражающие, вероятно, блоковое строение докарельского фундамента с преобладанием гнейсо-гранулитовых или гнейсо-базит-гранулитовых структурно-вещественных ассоциаций. Северо-западная часть геоблока соответствует Карскому сводовому поднятию и характеризуется северо-восточной ориентировкой линейных положительных аномалий Δg интенсивностью до 10 мГал. В магнитном поле ей отвечает область повышенных значений ΔT (50–700 нТл) с мозаичным чередованием аномалий небольших размеров (15–25 км).

Южно-Таймырский геоблок отличается наличием коро-мантийного слоя мощностью до 7 км и отсутствием гранитного мегаслоя. Мощность гранито-базальтового (промежуточного) мегаслоя сокращена по сравнению с данным мегаслоем Центрально-Таймырского геоблока и составляет 7–8 км. Мощность базальтового мегаслоя 8–10 км. Для Южно-Таймырского геоблока характерно региональное отрицательное поле Δg с отдельными ли-

нейно-ориентированными низкоградиентными положительными аномалиями северо-восточного простирания и в целом спокойное отрицательное магнитное поле с локальными малоинтенсивными (до 50–200 нТл) аномалиями. Эти данные указывают на резкое увеличение мощностей (до 6–8 км) относительно слабомагнитных и низкоплотных складчатых образований верхнепалеозойско-нижнемезозойского и венд-среднепалеозойского структурных ярусов.

Маймеча-Котуйский геоблок характеризуется контрастной корой с наличием волновода в «базальтовом» слое и присутствием переходного коромантийного мегаслоя мощностью до 8–10 км [84]. Поверхность кристаллического фундамента плавно и направленно погружается в северо-западном направлении от отметок –3,5 км на границе с Анабарским геоблоком до глубин 7–11 км в осевой части Хатанга-Ленского перикратонного прогиба и далее по направлению к Енисей-Хатангской межблоковой зоне вновь воздымается до отметки –6 км. Мощность верхнекорового слабо дислоцированного мегаслоя составляет на рассматриваемой территории от 3 до 8,5 км. В составе комплекса наиболее четко в магнитном поле проявляются отложения нижнего триаса, среди которых широко развиты субвулканические интрузии основного состава, обусловившие появление многочисленных близповерхностных (глубины до 5 км) локальных магнитных максимумов в юго-западной части территории листа. Расчетные глубины залеганий вулканогенных пород 7–11 км, а отдельных магнитовозмущающих масс – от 2,4 до 7 км.

Анабарский и Оленекский геоблоки 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.

Архейско-протерозойские структурно-вещественные комплексы Анабарского геоблока выражены в магнитном поле типичными для Анабарского щита линейными контрастными аномалиями северо-западного простирания. Вследствие дифференциации магнитных полей по интенсивности и знаку аномалий, выделяются выступы раннеархейского фундамента, сложенные преимущественно гранулитогнейсовыми ассоциациями со слабоконтрастными и отрицательными значениями ΔT , и линейная зона северо-западного простирания шириной 60–80 км положительных (до 1400 нТл) высококонтрастных аномалий, отвечающая, вероятно, поднеархейско-раннепротерозойской подвижной зоне, насыщенной метабазаальтоидами и субвулканическими базитами.

Енисей-Хатангская межблоковая зона [30], или *Центрально-Таймырский шов* [84], характеризуется деструктивным типом земной коры большой мощности (более 35 км) и наличием коро-мантийного слоя. Наиболее контрастно рассматриваемая зона выражена в поле силы тяжести, отвечающая линейной положительной аномалии интенсивностью до 70 мГал, протягивающейся через всю территорию листа при ширине 25–50 км. 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. В поле

Мощность и петрофизические свойства структурно-формационных

Возраст, состав структурно-формационных комплексов и их петрофизические свойства	Анабарский геоблок		Оленек
	Мощность, км	Плотность, г/см ³	Мощность, км
Юрско-меловой, терригенно-угленосный	0,7–1,3	1,9–2,60	1,1–2,3
Триасовый, вулканогенно-терригенный	–		0,8–1,3
Пермско-раннетриасовый, вулканогенный	0–0,2	2,8–2,82	–
Среднекаменноугольно-пермский, терригенно-угленосный (с долеритами)	1,1	2,66	1,3–3,5
Поздневендско-раннекаменноугольный, терригенно-карбонатный	0,8-1,0	2,74	1,5
Рифейско-ранневендский карбонатно-терригенный (с вулканитами)	3,0–5,0	2,77	1,1–3,5
Архейско-раннепротерозойский, базит-гранулитовый основного состава	20	2,83	–
Архейско-раннепротерозойский, гнейсово-базитовый среднего состава	–		20
Архейско-раннепротерозойский, гнейсово-гранулитовый кислого состава	12	2,67	10
Возраст, состав интрузивных комплексов и их петрофизические свойства			
Позднетриасово-раннеюрские монцодиориты, граносиениты			
Раннетриасовые габбродиориты, габбросиениты		2,67–2,75	
Раннетриасовые долериты	0,1–0,5	2,84–3,07	

остаточных магнитных аномалий (при высоте пересчета 3 км) зона 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.

Глубина залегания поверхности Мохоровичича в пределах листа дифференцирована от 36 до 46 км. В Центрально-Таймырском геоблоке – от 42 до 46 км, причем максимальные градиенты приурочены к межгеоблоко-

комплексов, принятые при геологической интерпретации

ский геоблок	Центрально-Таймырский геоблок		Южно-Таймырский геоблок		Маймеча-Котуйский геоблок	
	Плотность, г/см ³	Мощность, км	Плотность, г/см ³	Мощность, км	Плотность, г/см ³	Мощность, км
	2,2	0–0,5	2,4	0,5–1,8	2,4	2,5–5,0
	2,65	0–1,0	2,5	0,5–2,0	2,6	
		0,5	2,8	0,5–1,5	2,8	0,5–1,5
	2,66	4,7–5,5	2,45–2,49	2,8–5,5	2,55–2,7	3,0–6,5
	2,45	0,8–4,0	2,49–2,52	1,5–2,0	2,49–2,52	2,8–4,0
	2,51–2,65	3–4,5	2,65–2,7	2,0–4,5	2,65–2,7	3,0–4,5
		>8	2,90	10	2,90	15
	2,80–2,85	18	2,75–2,80	8	2,75–2,80	7
	2,66–2,80	>5	2,67–2,80		2,67–2,80	
		1	2,63			
		0,1–1	2,84–3,07	0,1–1	2,84–3,07	0,1–1
						2,84–3,07

вой зоне, в Южно-Таймырском – от 44 до 46 км, в Маймеча-Котуйском – от 38 до 44 км, в Анабарском геоблоке – от 36 до 38 км [30].

По геолого-геофизическим данным (табл. 15) на схеме глубинного строения верхней части земной коры на уровне трехкилометрового среза закартированы следующие СВК:

- гнейсово-гранулитовый кислого состава и базит-гранулитовый основного состава архейско-раннепротерозойского возраста;
- рифейский карбонатно-терригенный;
- вендско-раннекаменноугольный терригенно-карбонатный;
- среднекаменноугольно-пермский, терригенно-угленосный;

- триасовый, вулканогенно-терригенный;
- юрско-меловой, терригенно-угленосный.

По петрофизическим свойствам возможно выделение интрузивных комплексов: раннетриасовых долеритов; раннетриасовых граносиенитов, лейкогранитов, а также магматических тел, расположенных между дневной поверхностью и уровнем среза 3 км – поздне триасово-раннеюрских монцодиоритов, граносиенитов; позднепермско-раннетриасовых вулкани-тов основного состава; раннетриасовых долеритов.

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 СВК, принадлежащих к различным геоблокам, различаются (табл. 15).

Гнейсово-гранулитовый кислого состава и базит-гранулитовый основно-го состава СВК архейско-раннепротерозойского возраста закартированы только в пределах Анабарского геоблока, которые к границе с Маймеча-Котуйским геоблоком последовательно сменяются рифейским карбонатно-терригенным и вендско-раннекаменноугольным терригенно-карбонатным. Между дневной поверхностью и уровнем среза 3 км на данной площади прослеживаются интрузивные тела раннетриасовых долеритов, поздне триасово-раннеюрских монцодиоритов, граносиенитов и позднепермско-раннетриасовых вулкани-тов основного состава.

Рифейский карбонатно-терригенный, вендско-раннекаменноугольный терригенно-карбонатный и среднекаменноугольно-пермский терригенно-угленосный СВК с интрузивными телами раннетриасовых долеритов распространены в пределах Центрально-Таймырского и Южно-Таймырского геоблоков. Триасовый вулканогенно-терригенный и юрско-меловой терригенно-угленосный СВК выделены на Маймеча-Котуйском и Оленекском геоблоках.

Енисей-Хатангская межблоковая зона (Центрально-Таймырский шов) характеризуется набором СВК рифейского, вендско-раннекаменноугольного, среднекаменноугольно-пермского и триасового возраста.

СТРОЕНИЕ ОСНОВНЫХ ГЕОСТРУКТУР

По геотектоническому положению Сибирская платформа является главенствующим элементом районирования, в то время как остальные геоструктуры возникли в качестве структур ее обрамления при наложенных процессах тектоно-термальной активизации. Основой для геотектонического районирования является строение и возраст дислоцированного фундамента. Тектоническая активизация области сочленения Сибирской платформы, Таймырской СНС и Хатангско-Лаптевоморской молодой платформы в мезо-кайнозойское время привела к формированию системы прогибов, выполненных мощными толщами юрско-меловых и кайнозойских осадков («плитного комплекса»), традиционно выделявшейся в тектонических построениях в качестве Енисей-Хатангского регионального прогиба (ЕХРП) [28, 40, 80 и др.].

Сейсмические данные свидетельствуют о том, что выделяемые геоструктуры различаются глубиной залегания и особенностями рельефа поверхности «кристаллического» фундамента и границы Мохоровичича и, соответственно, мощностью консолидированной коры. Глубина залегания поверхности Мохоровичича дифференцирована от 34–40 км на окраине Сибирской платформы до 42–46 км в пределах Таймырской СНС, 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 [66а]. Для первой свойственны регулярная расслоенность и выдержанность характера залегания сейсмических границ, которые в пределах Сибирской платформы регионально наклонены под 1–3° к северу; а под Таймырской СНС – близки к субгоризонтальным или слабо наклонены к югу. Нижняя часть коры отличается неравномерным и часто хаотичным расположением обменных поверхностей; на отдельных участках границы наклонены навстречу друг другу, залегают субгоризонтально или полностью отсутствуют (рис. 5). Особенности глубинных разрезов свидетельствуют, что консолидированная кора Сибирской платформы подстилает Енисей-Хатангский прогиб вплоть до Центрально-Таймырского шва, а под дислоцированными комплексами Таймырской СНС и северным склоном ЕХП располагаются тектонические образования, сопоставимые с Фаддеевским и Мамонта-Шренковским архейскими(?) выступами Таймыра.

Кластерная классификация исходных компонент гравитационного и магнитного полей показывает четкое различие глубинного строения двух основных мегагеоблоковых структур с «нормально» расслоенной корой, представленных на рассматриваемой территории: Анабарским геоблоком Сибирской платформы и геоблоком, заложенным на фундаменте байкалид Таймырской СНС. Они сочленяются по трансрегиональной линейной зоне северо-восточного простирания – Центрально-Таймырскому дивергентно-конвергентному шву [44, 84]. Последний характеризуется спецификой набора и строения слагающих его структурно-вещественных комплексов (СВК) и выделяется в качестве самостоятельного элемента латеральной зональности консолидированной коры. Платформенные структуры Анабарского геоблока в юго-восточной половине площади, имеющие преимущественно северо-западное простирание с контрастными линейными потенциальными полями того же направления, утыкаются в зону шва. К северу от шва наблюдается зональное чередование линейно-дуговых полюсов относительно плавно изменяющейся геофизической специфики и преимущественно север-северо-восточного и субширотного простирания, отвечающего в целом структурам Урало-Монгольского и Новоземельско-Таймырского складчатых поясов.

Особое место в потенциальных полях занимают концентрические линейные элементы, отражающие наличие глубинных возмущающих объектов повышенной плотности и относимые к Фадьюкудинско-Котуйской кольцевой структуре ранне-среднетриасового заложения диаметром до 300 км [29, 84]. На территории листа они выделяются в пределах Центрально-Таймырского шва и прилегающей с юга части периферии Сибирской платформы. Эти гравитационные максимумы считаются отражением

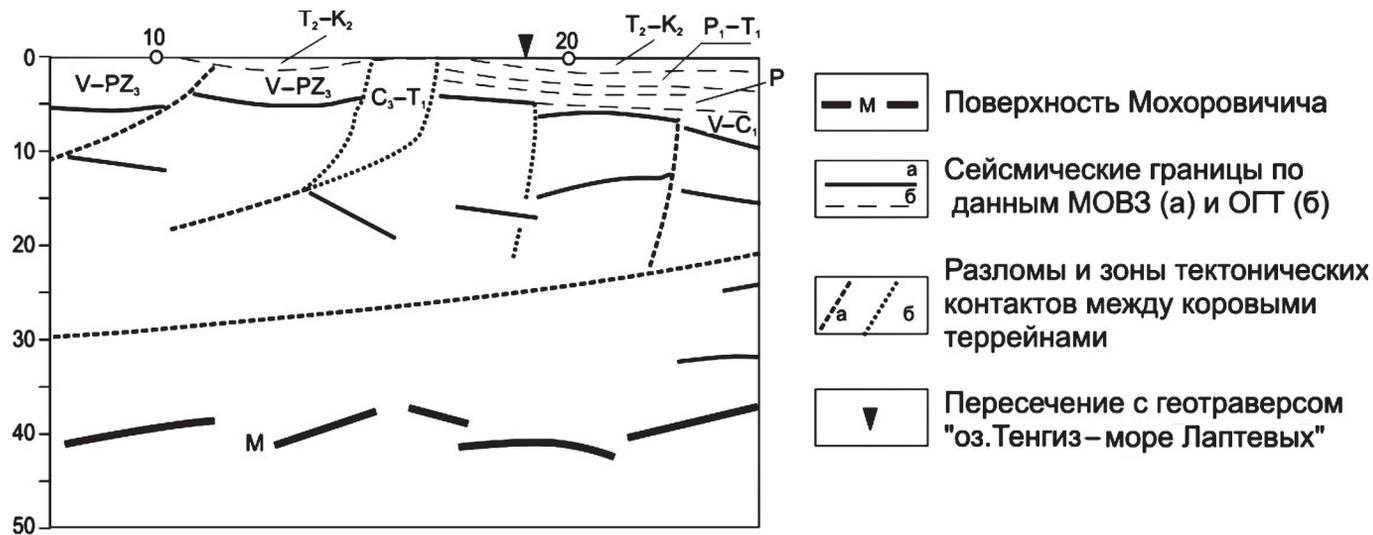


Рис. 5. Сейсмогеологический профиль р. Угольная—р. Лена в пределах листа S-48 (по [66а]). Горизонтальный масштаб 1 : 2 500 000, вертикальный масштаб 1 : 000 000. Местоположение профиля см. на Карте глубинного строения верхней части земной коры.

контура горячего пятна, связанного с распадом Пангеи и выраженного развитием ультраосновного—щелочного магматизма на севере Сибирского кратона и юге Таймырской складчатой системы (Янгодо-Горбитское поднятие).

Представления о внутренней структуре плитного юрско-мелового комплекса основаны главным образом на материалах сейсморазведочных работ, контролируемых лишь тремя параметрическими скважинами. В пределах комплекса выделяются до пяти регионально развитых отражающих горизонтов, большинство которых не совпадают со стратиграфическими границами. Исключение составляет горизонт V, интерпретируемый как подошва юрских отложений, с резким угловым несогласием залегающих на образованиях верхнепалеозойско-нижнемезозойского структурного яруса [108]. 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—берриас), средний (валанжин—альб) и верхний (верхний мел—эоцен) структурно-формационные подкомплексы, отвечающие различным обстановкам осадконакопления и отличающиеся определенной спецификой структурного плана.

Сибирская платформа (СП)

В границах листа расположена северо-западная часть Анабарского геоблока, ограниченная на северо-западе Центрально-Таймырским швом, а на северо-востоке — Нордвикской тектонической зоной. Архейско-раннепротерозойский фундамент платформы (нижний структурный этаж) залегает на глубинах более 3,5 км и реконструируется по геофизическим данным. В составе верхнего структурного этажа (чехла платформы) выделяются четыре структурных подэтажа (тектонических комплекса), соответствующих основным этапам структурно-вещественной эволюции платформы: рифей-ранневендский, поздневендско-среднепалеозойский (покровный), позднепалеозойский—нижнемезозойский и юрско-меловой. Два последних соответствуют этапам тектонической активизации и представляют собой наложенные структуры, которые относительно покровного комплекса имеют регрессивный характер как по формационному составу выполняющих их отложений, так и по распространению. В пределах мегаантеклизы платформенный чехол мощностью до 5 км образует пологую моноклираль с углами наклона менее 1—2° в северном направлении. В соответствии с выделяемыми тектоническими комплексами намечаются такие структуры, как Анабарская антеклиза (V—PZ₂), Тустахская моноклиза (C₂—T₁), а также Хатангско-Ленский перикратонный мегапрогиб (J—K), подразделяемый на Северо-Сибирскую моноклираль, Анабаро-Хатангскую седловину с маломощным (до 0,5 км) чехлом юрско-меловых осадков и Жданихинский прогиб, в котором мощность доюрских отложений чехла достигает 6—7 км. Граница прогиба с моноклиалью

намечается примерно по долине р. Хатанга, где по геофизическим данным фиксируется ступенчатое погружение домезозойских комплексов под мощную толщу выполняющих прогиб юрско-меловых отложений. Она соответствует зоне Жданихинско-Суодемского глубинного разлома, фиксируемого в региональном поле силы тяжести.

Структуры Анабарской антеклизы слагаются рифейско-ранневендским и поздненвендско-среднепалеозойским тектоническими комплексами, представленными на территории листа морскими терригенными (рифей) и карбонатными (венд–кембрий) рядами формаций, с выходами на поверхность отложений только среднего кембрия. Верхняя ордовикско-девонская часть комплекса эродирована во время предсреднекарбоновой пенеппенизации. Общая мощность покровного комплекса, по геофизическим данным, достигает близ северной границы платформы примерно 3000 м.

Тустахская моноклиза охватывает образования позднепалеозойско-нижнемезозойского активизационного тектонического комплекса, отделенного от покровного рифейско-среднепалеозойского структурным несогласием. Мощность слагающих его осадочных отложений 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°) погружаются к северу и нарушены малоамплитудными сбросами. К площадям развития данного комплекса тяготеют пластовые интрузии и дайки долерит-габбродолеритовой формации и интрузии габбродиорит-сиенитовой формации. В позднепалеозойско-нижнемезозойском структурном ярусе отмечаются несколько локальных отрицательных структур, отнесенных к типу вулканотектонических депрессий [38]. На дневной поверхности этим структурам соответствуют поля развития туфов правобоярской свиты.

Юрско-меловой плитный комплекс характеризуется унаследованностью структурного плана на протяжении всего мезо-кайнозойского этапа развития; отмечаются 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 [108], в соответствии с чем выделены Северо-Сибирская моноклинал, Жданихинский прогиб и Анабаро-Хатангская седловина.

Северо-Сибирская моноклинал окаймляет последовательно Тустахскую и Анабарскую антеклизы. В ее пределах породы залегают почти горизонтально (что наблюдается, в частности, на левобережье р. Хатанга). Мощность юрско-меловых отложений варьирует в пределах 1200–2200 м, юрских – от 1000 м до полного выклинивания. К северо-западу моноклинал постепенно переходит в пологое крыло Жданихинского прогиба, на востоке – в Анабаро-Хатангскую седловину. Граница проводится по Жданихинско-Суодемскому глубинному разлому.

Жданихинский прогиб (1500–7000 м) северо-восточной ориентации является крупнейшей отрицательной структурой ЕХРП. В пределах листа S-48 его ширина достигает 100 км, длина 220 км. В развитии прогиба выделяются два этапа. По юрским отложениям он характеризуется глубиной до 7200 м и асимметричным строением с крутым северо-западным бортом,

примыкающим к склону Балахнинского мегавала и осложненным зонами продольных дислокаций, и пологим моноклиналим юго-восточным бортом. Мощности ниже-среднеюрских отложений в пределах Балахнинского мегавала и в Жданихинском прогибе близки, что свидетельствует об образовании этих структур в послеюрское время. Осевая зона области максимального погружения смещена к северо-западной части прогиба. Накопление нижнемелового подкомплекса 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 нижней–средней юры (до 5500 м), максимальная мощность меловых отложений составляет 2200 м.

В юго-восточной части района выделяется Анабаро-Хатангская седловина, северо-западная граница которой определяется замыканием восточного ответвления Жданихинского прогиба в районе Хатангского залива по подошве бегичевской свиты (K_{1-2}) и началом общего пологого воздымания подошвы меловых отложений на восток. Мощности мела не превышают 800 м, юры – первых сотен метров. Характерно развитие локальных положительных структур, амплитудой 0,1–0,2 км.

Сейсморазведочными работами установлен ряд локальных поднятий (Свердловское, Балагачанское, Западное и др.), проявленных в сейсмических горизонтах $П^6$ – подошва верхней юры и I^7 и I^6 – в средней и верхней части неокома. По данным Д. Б. Тальвирского [108], 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 (например, Свердловского) выделяются субизометричные понижения, что позволяет условно сопоставлять их со структурами типа соляных куполов. Одно из локальных поднятий – Старорыбнинское диаметром до 7 км и амплитудой по подошве юры около 0,2 км – изучено бурением.

Дизъюнктивная тектоника в пределах антеклизы 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, поэтому они часто залечены дайками долеритов и трахидолеритов. Наиболее значительной является Чокурдах-Фомичевская зона глубокого заложения протяженностью 150 км. На исследованной площади она наблюдается в пределах выходов кембрийских отложений. Насыщенность зоны дайками (вкрест простирания) составляет в среднем 3–5 даек на 1 км.

Таймырская складчато-надвиговая система (ТСНС)

Таймырская эпиплатформенная СНС представляет собой единый пояс линейных пликативно-дизъюнктивных дислокаций северо-восточного простирания, в которых участвуют породы от протерозоя до триаса включи-

тельно. В пределах листа S-48 она сложена образованиями четырех структурных этажей, соответствующих основным этапам ее структурно-вещественной эволюции. Нижние три этажа — рифей-нижневендский, верхневендско-среднекаменноугольный, верхнекаменноугольно-нижнеюрский в результате произошедших в позднем палеозое—раннем мезозое тектонических движений выведены на поверхность в различных структурно-формационных областях северо-восточного простирания, контактирующих по региональным надвиговым зонам. Первые два комплекса слагают соответственно Шренк-Фаддеевскую ($R-V_2$) байкальскую и Северо-Быррангскую (V_2-PZ_2) герцинскую складчато-надвиговые зоны (СНЗ), которые для более позднего времени (поздний палеозой—ранний мезозой) выступают в качестве единого Карского позднегерцинско-раннекиммерийского сводово-плутонического поднятия (C_2-J_1) [40, 80]. Верхнекаменноугольно-нижнеюрский этаж слагает Южно-Быррангскую позднегерцинско-раннекиммерийскую СНЗ (Южнобыррангский синклиорий)[84]. Формирование главных структур и осложняющих их линейных дислокаций происходило в течение позднего палеозоя и раннего мезозоя.

Юго-восточная часть Южно-Быррангской СНЗ погружается под отложения юрско-мелового плитного комплекса (до 2200 м), выполняющего Турку-Логатский приорогенный прогиб, отделенный от Жданихинского прогиба инверсионным Балахнинско-Кирьякатасским мегавалом. Наличие мезозойского прогиба, выполненного мощным терригенным юрско-меловым разрезом, аналогичным отложениям Носковско-Агапского прогиба, и залегающим на герцинско-раннекиммерийском основании, дает определенные основания рассматривать данную территорию в качестве ветви Западно-Сибирской эпигерцинской платформы [9].

Карское сводово-плутоническое поднятие характеризуется сложной внутренней структурой, обусловленной позднепалеозойско-раннемезозойской тектоно-магматической переработкой ранне-позднерифейских, позднерифейско-ранневендских образований Шренк-Фаддеевской СНЗ и верхне-вендско-среднекаменноугольных — Северо-Быррангской СНЗ. Основу внутренней структуры Карского поднятия составляет система протяженных антиклинорных структур (валов), имеющих в плане вид пологих дуг северо-восточной ориентировки, надвинутых одна на другую в направлении с северо-запада на юго-восток. Сводовые зоны валов соответствуют водораздельным грядам современного рельефа. К их пологим северо-западным крыльям (тыловые зоны надвиговых чешуй) приурочены депрессии, в которых сохранились останцы юрско-мелового чехла омоложенной платформы.

В пределах описываемой части Шренк-Фаддеевской СНЗ Карского поднятия выделяется фрагмент Ленинградско-Фаддеевского ниже-среднерифейского антиклинория шириной 30—35 км, основная часть которого расположена севернее границ листа. Центриклинальное замыкание его свода скрыто под чехлом мезозойских отложений Траутфеттерской впадины. В пологом ($20-40^\circ$) северо-западном крыле антиклинория наблюдается терригенно-карбонатная серия позднего рифея, в крутом ($60-80^\circ$) юго-восточном крыле — отмечаются узкие (3—8 км) линейные синклинали. В ядрах узких синклиналей Шренк-Фаддеевской зоны сохранились отложения верхневендско-девонского черносланцевого комплекса Северо-Бырранг-

ской СНЗ. Вулканогенно-карбонатно-терригенный углеродистый ранне-позднерифейский ряд формаций прорван интрузиями гранитовой формации и зонально метаморфизован от зеленосланцевой фации до эпидот-амфиболитовой, смят в мелкие складки с крутыми и опрокинутыми залежаниями слоев. Слои кливажированы и дислоцированы в систему маломощных (первые десятки метров) складчато-взбросовых пластин с общим падением 60–80° на северо-запад.

В Северо-Быррангской СНЗ наблюдается развитие узких асимметричных линейных складок северо-восточного простирания, с сохранением в ядрах синклиналей отложений среднекаменноугольно-раннепермской аргиллито-песчаниково-алевритовой формации Южно-Быррангской СНЗ. Верхневендско-среднекаменноугольный тектонический комплекс, слагающий основную часть зоны, представлен двумя рядами формаций, характеризующих переходную черносланцево-карбонатную с некомпенсируемым осадконакоплением мощностью до 2850 м и собственно карбонатную мощностью до 4800 м фациальные зоны. Формирование этих отложений происходило в платформенный этап геологического развития территории в условиях эпиконтинентального морского бассейна пассивной окраины Северо-Азиатской платформы. Отложения комплекса интенсивно дислоцированы. Антиклинали характеризуются асимметричным строением с пологими северо-западными крыльями, складки часто надвинуты друг на друга. Надвиги и взбросы приурочены к юго-восточным крутым крыльям.

Слагающие Карское сводовое поднятие складчатые комплексы образуют фундамент молодой платформы. Ее чехол представлен слаболицифицированными и рыхлыми отложениями верхней юры—нижнего мела. Отложения паралической терригенной формации залегают горизонтально и полого (3–5°) погружаются к центру Траутфеттерской депрессии, в которой они сохранились после неотектонических блоковых воздыманий. Их максимальная мощность не превышает 200 м.

Южно-Быррангская раннекиммерийская СНЗ сложена мощным (до 3000 м) среднекаменноугольно-триасовым тектоническим комплексом, внутренняя структура определяется чередованием пликативных 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°. Выделяются шесть крупных синклиналей и пять разделяющих их антиклиналей, в ядрах которых иногда вскрыты девонские отложения. Южная граница зоны скрыта под отложениями плитного комплекса, северная представлена Пограничным надвигом — региональным разрывным нарушением, по которому отложения верхневендско-девонского тектонического комплекса Карского сводово-плутонического поднятия надвинуты на образования позднего палеозоя.

В пределах Южно-Быррангской зоны выделяются три структурных яруса, которым соответствуют структурно-формационные комплексы: среднекаменноугольно-позднепермский, позднепермско-позднетриасовый и поздне триасово-раннеюрский. Первый представлен аргиллит-песчаниково-алевролитовой (С₂–Р₂) и песчаниково-алевролитовой угленосной (Р₂) формациями суммарной мощностью до 5 км. Отложения смяты преимущественно в крупные линейные коробчатые складки с широкими пологими свода-

ми и сравнительно крутыми крыльями. Позднепермский—позднетриасовый ярус слагается туфобазальтовой, туфобазальтовой эруптивной, долерит-габбродолеритовой (T_1) формациями, сформировавшимися в обстановке континентального рифта. Первые две выполняют грабен-циклональные структуры субширотного простирания, а силлами и дайками долерит-габбродолеритовой формации насыщены терригенные верхнепалеозойские породы. Мощность вулканогенных стратифицированных отложений достигает 2 км. В составе позднетриасово-раннеюрского структурно-формационного комплекса на территории листа выделяются бостонитовая формация и формация карбонатных тектонитов (T_2 — T_3), имеющие локальное распространение и приуроченные к завершению инверсии и последним проявлениям магматической деятельности на Таймыре.

Отложения плитного комплекса развиты преимущественно в пределах Предтаймырского предгорного прогиба, примыкающего к Центрально-Таймырскому пограничному шву; маломощные останцы их сохранились также в Траутфеттерской впадине. Строение плитного комплекса, по сравнению с Хатангско-Ленским перикратонным прогибом, отличается как относительно высокой интенсивностью разновекторных тектонических движений, так и существенной дифференцированностью структурного плана для ниже-среднеюрского и верхнеюрско-нижнемелового подкомплексов. В качестве основных структур выделяются Южно-Таймырская моноклираль, Турку-Логатский прогиб и Балахнинский мегавал.

Южно-Таймырская моноклираль (мощность плитного комплекса до 1000 м) характеризуется воздыманием подошвы плитного комплекса в северном направлении при сокращении их мощности, а также выклиниванием нижнеюрских осадков. Пликативные осложнения здесь не наблюдаются.

Входящее в пределы листа восточное окончание Турку-Логатского прогиба (1000—3500 м) имеет ширину до 45 км и длину 80 км; в его осевой части мощность нижнего подкомплекса достигает 2—2,5 км. В послесреднеюрское время структурный план прогиба меняется, в примыкающей к Балахнинскому мегавалу части прогиба выделяется Таймырская впадина, в которой подошва верхней юры опускается до отметок —2200 м, а на поверхности развиты верхнемеловые отложения долганской свиты, тогда как в восточном замыкании прогиба мощности верхнеюрских—нижнемеловых осадков не превышают 800 м.

По данным сейсмопрофилирования, Балахнинский мегавал, расположенный над осевой зоной Центрально-Таймырского шва, имеет инверсионную структуру. На территорию листа S-48 попадает его северо-восточное окончание (мощности плитного комплекса 1720—3000 м), представленное Владимирским куполовидным поднятием, проявленным в отложениях как верхнего палеозоя—триаса, так и нижней—средней юры. Начало формирования поднятия, судя по размыву средне-позднеюрских отложений, относится к началу раннего мела, а завершение, когда на поверхность были выведены Кирыяка-Тасское и Тулай-Кирыяское поднятия — к кайнозою. Размеры поднятия, осложненного сбросами северо-восточного простирания, 56 × 27 км (по горизонту V), амплитуда 1400 м. Структура характеризуется подъемом подошвы плитного комплекса до отметки —1689 м, максимальным сокращением мощности ниже-среднеюрского подкомплекса

(до 340 м), выпадением из разреза среднеюрско-раннемеловых отложений, тогда как формирование нижнемелового подкомплекса, имеющего здесь мощность более 1100 м, проходило в обстановке длительного и почти непрерывного прогибания. В меловых отложениях поднятию соответствует прогиб, хотя и незначительной глубины (до 300–350 м), как это следует из положения эрозионной поверхности юрских отложений по разрезам скважин на Владимирском куполе.

Основным дизъюнктивным нарушением в пределах Таймырской СНС является Пограничный надвиг, по которому отложения верхневендско-девонского тектонического комплекса Карского сводово-плутонического поднятия 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° на северо-запад. 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 Пограничному надвигу составляет не менее 5 км, а горизонтальная амплитуда перемещения – 200 км [13]. Время заложения надвига, судя по возрасту сопровождающих его формирование даек граносиенит-порфиоров прибрежного комплекса, поздне триасово-раннеюрское.

Кроме Пограничного надвига, в пределах Северо-Быррангской зоны выделяется крупный разлом (Барковско-Клюевский), протягивающийся через весь лист в северо-восточном направлении взбросо-надвиговой кинематики и разделяющий отложения «переходной» карбонатно-терригенной структурно-фациальной зоны и «карбонатной». В Южно-Быррангской СНЗ установлено два разрывных нарушения сбросовой кинематики (разломы Центральный и Осевой), образующие грабен-синклиналиную структуру субширотного простирания, выполненную вулканогенными породами нижнего триаса. Амплитуды вертикального перемещения по Осевому разлому достигают 1–2 км, по Центральному – 1,5–2 км. По времени заложения они относятся к границе триаса и юры. Эти сбросы играют существенную роль в рудообразовании, являясь крупными долгоживущими зонами тектонической активизации и рудоподводящими структурами, в частности для ртутного оруденения.

Менее значительные разрывные нарушения могут быть объединены в три группы: 1) разломы сбросо-взбросовой кинематики восток-северо-восточного и северо-восточного простирания, параллельного складчатости и простиранию пород с незначительными горизонтальными перемещениями и вертикальными амплитудами смещения (от первых десятков метров до 1 км), предположительно средне-поздне триасового возраста; 2) сдвиго-надвиги той же ориентировки и значительной протяженности (до 100–150 км), предположительно поздне триасовые; 3) наиболее молодые и наименее протяженные нарушения северо-западной и север-северо-восточной ориентировки.

Хатангско-Лаптевоморская молодая платформа

Данная структура представлена на территории листа своей западной частью и ограничена на северо-западе Центрально-Таймырским швом, на юге — Нордвикской зоной разломов. Фундаментом платформы выступает Нордвикско-Цветковская ранне-позднекиммерийско-альпийская складчатая система, в пределах рассматриваемой территории представленная Нордвикской юрско-меловой (с выходами в ядрах антиклиналей или в виде куполов галогенных отложений девона) и Чернохребетнинской среднекаменноугольно-триасовой складчатыми зонами, где развиты узкие линейные структуры, замыкающиеся в районе Киряка-Тасского поднятия [84]. 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 СЗЗ ряды стратифицированных формаций формировались преимущественно в морских условиях, образуя трансгрессивно-регрессивные ритмы более высоких порядков. Лишь цветковомысская свита оленекского яруса нижнего триаса на м. Цветкова (до 115 м) содержит три потока базальтов, а также ряд туфовых пачек. Ыстанаская свита верхов оленекского яруса нижнего триаса залегает на подстилающих породах несогласно. Возможно, с этим перерывом и тектоническими движениями связано внедрение уникальных пластообразных интрузий кирыкатасского и тулайского комплексов, дифференцированных от пикритов и габбро-долеритов до диоритов и гранитов общей мощностью до 1170 м. Не исключается и более древнее время формирования Киряка-Тасской интрузии согласно датировкам по цирконам — в предтатарское время, до начала траппового магматизма. Эффузивно-туфовая толща на юге листа появляется южнее Нордвикской зоны разломов. Каменноугольно-пермские отложения пронизаны силлами трахидолеритов и долеритов, смятых совместно с вмещающими породами раннекиммерийскими складчатыми процессами на границе триаса и юры. Зона характеризуется в целом развитием линейных складок северо-восточного простирания на Киряка-Тасском поднятии и широтном в районе горы Белая, осложненных продольными взбросами и широтными левосторонними сдвигами верхо-янского направления.

Нордвикская зона сложена юрско-раннемеловым морским терригенным сероцветным СФК. Отложения литифицированы и полого деформированы в берриасский век. Базальные горизонты юрского комплекса (зимняя свита) залегают на размытой поверхности перми и триаса. В средней юре устанавливается возрастание роли глинистых осадков; максимум трансгрессии с почти полным нивелированием гор Бырранга в волжско-берриасское время. Характер складчатых деформаций юрско-раннемеловых отложений предполагается на Киряка-Тасском поднятии по аналогии с Вос-

точным Таймыром в виде брахиантиклиналей с углами падения крыльев 20–30° северо-восточного простирания с некоторым поворотом в субширотном направлении. Южное крыло Нордвикской зоны вскрывается в ядре нижнемеловой Белогорской антиклинали, которая обнажается вдоль аллохтонного приподнятого блока по Нордвикскому разлому. Все складки обладают характерной особенностью, заключающейся в неоднократном ундулировании шарниров, благодаря чему в пределах каждой из антиклинальных структур развиваются поднятия второго порядка (Осиповское и Белогорское). Значительным распространением пользуются разрывные нарушения, в основном сбросы, с амплитудой до 500 м. Наиболее молодыми структурными формами являются соляные купола горы Балахня и горы Белая, начавшие формироваться во второй половине перми, затем в меловое время и в кайнозое [40].

Внутренняя структура плитного берриас-кайнозойского комплекса характеризуется наличием двух крупных положительных структур – Кирыка-Тасского и Белогоро-Тигянского валов, разделенных Портнягинской впадиной, выраженной на всех отражающих поверхностях в пределах комплекса. Максимальная мощность нижнего мела в пределах поднятий не превышает 300 м. Портнягинская впадина выполнена пологозалегающим нелитифицированным ниже-верхнемеловым (берриас-валанжин-сеноманским) глинисто-терригенным угленосным рядом формаций мощностью до 1200 м. В. Н. Саксом и др. [92] обосновывается аллювиальный генезис альб-сеноманских галечнико-песчаных маломощных отложений бегичевской свиты с направлением водных потоков с востока на запад (видимо, с Верхоянских гор).

Центрально-Таймырский дивергентно-конвергентный шов

Рассматриваемая структура – *Центрально-Таймырский шов* [84] шириной 15–50 км является современной межблоковой зоной (по А. С. Гринсону [30]), «межплитной» или «георазделом» (согласно Л. И. Красному), отделяющей Таймырскую СНС и две охарактеризованные выше геоструктуры (Сибирскую и Лаптевоморские платформы). Различие плотностной границы налегающей с северо-запада зоны разуплотненных пород и подлегающих с юго-востока плотных пород, возможно, указывает на обдукционный контакт двух мегаблоков – надвигаемой Карской плиты и подвигаемой под нее Сибирской платформы – и дает основания рассматривать эту зону в качестве сутурного шва. Об этом же свидетельствует асимметричный характер строения юрско-мелового чехла относительно Центрально-Таймырского шва: пологое залегание на северо-западе, максимум поднятия в его пределах и максимум прогибания юго-восточнее – в пределах синклинального ядра асимметричного Жданихинского прогиба. Наиболее контрастно рассматриваемая сутура 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 пло-

щади 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-Таймырской структуры связывается с активизацией обдукционно-дивергентных процессов в раннем мелу, формирующей деструктивный тип коры (по А. С. Гринсону [40]), состоящий из фундамента Таймырской складчатой системы, досреднекаменноугольных терригенно-карбонатных соленосно-сульфатоносных отложений Фалабигаи-Нордвикской рифтогенной зоны, среднекаменноугольно-пермских терригенных отложений и верхнепермско-триасовых вулканогенных, интрузивных и терригенных образований раннекиммерийской Южно-Бырангской зоны, а также юрско-берриасовых отложений. Центрально-Таймырский шов пересекает ранне-среднетриасовую Фадьюкудинско-Котуйскую кольцевую структуру. Развитие обдукционно-конвергентных движений вдоль шва сопровождалось линейными поднятиями, размывом среднеюрско-берриасских отложений, контролировалось глубинными разломами сдвига-надвигового характера, утонением коры и подъемом мантийного вещества, что находит выражение в наличии совмещенных положительных полосовых магнитных и гравитационных аномалий высокой интенсивности. 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. Наиболее крупный сдвиг на территории листа располагается между Киряка-Тасским и Тулай-Кирякским поднятиями.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В структурно-вещественной эволюции рассматриваемой территории выделяются пять циклов, отвечающих формированию пяти структурных этажей: 1) архейско-раннепротерозойский (более 1600 млн лет), 2) рифейско-ранневедский (1600–620 млн лет), 3) поздневендско-среднекаменноугольный (620–310 млн лет), 4) среднекаменноугольно-триасовый (310–140 млн лет), 5) раннеюрско-кайнозойский (140–0 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 консолидации в качестве фундамента древней платформы на рубеже 1900–1650 млн лет. На юго-востоке территории листа S-48 по геофизическим данным предполагается распространение мрамор-гранатогнейсовых комплексов Хапчанского геологического района Анабарского щита до Центрально-Таймырского шва. 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. С привлечением материалов по смежным регионам можно сделать вывод, что в итоге длительного процесса развития и становления первичной континентальной коры (от перемобильного состояния до протоплатформенного) сформировавшийся Северо-Азиатский континент приобрел сложную глыбово-складчатую структуру, обусловленную многократным дроблением и консолидацией [28, 79]. 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 [84]. Разнопорядковые структурные швы, разделявшие гетерогенные блоки, оказались унаследованными при последующих тектонических преобразованиях региона.

Рифейско-ранневендский цикл

Рифейско-ранневендский цикл характеризовался началом формирования на пенепленизированном архейско-нижнепротерозойском складчатом основании осадочного чехла, формировавшегося в хатократонных платформенных условиях в пределах Анабарского геоблока Сибирской платформы и перикратонных — древней конвергентной границе литосферных плит — Шренк-Фаддеевской энсиматической складчатой зоне. Данные структурно-формационного анализа свидетельствуют о проявлении в пределах последней двух этапов, отвечающих соответственно раннему—позднему рифею и позднему рифею—раннему венду, в течение которых сформированы соответственно Барковско-Дорожнинский протоперикратонно-вулканогенный и Становско-Колосовский протоавлакогенно-рифтогенный структурно-формационные комплексы (СФК).

Ранне-средне-позднерифейский этап протоперикратонно-вулканогенный (1600—840 млн лет) характеризуется вулканогенно-карбонатно-терригенным углеродистым рядом формаций, формирование которого завершается становлением серии интрузий габбродолеритовой и гранодиорит-гранитовой формаций, региональным зональным метаморфизмом, широким развитием гидротермально-метасоматических процессов (пропилитизацией, березитизацией, листовенитизацией и др.) и интенсивной складчатостью. На начальной стадии этапа образуется мощная (до 2000 м) сероцветная конгломерато-песчаниково-сланцевая существенно кварцевая октябрьская толща (фалаховая формация — по А. И. Забияке [55]). Высокая зрелость пород нижней части толщи свидетельствует о значительной роли химического выветривания в предоктябрьское время палеопенепленизации, а появление медистых сланцев, метатупфопесчаников, туфов базальтов с редкими покровами в верхней — о проявлении эксгаляционно-вулканогенных процессов, протекавших на фоне осадконакопления. На средней стадии формируется карбонатно-терригенно-сланцевая углеродистая сульфидизированная ждановская толща мощностью 850—1000 м с преобладанием черных известняков и сланцев в нижней части. На поздней стадии формируются вулканоплутонические комплексы известково-щелочного ряда — основные и кислые вулканиты дорожнинской толщи (до 800 м) с комагматичными им силлами и дайками метагаббродолеритов и риолитпорфиоров, а также массивами снежининского гранодиорит-гранитового комплекса (I-гранитоиды, каледонский тип), сопровождающиеся региональным метаморфизмом до эпидот-амфиболитовой фации. Геодинамический режим отвечает, видимо, основанию перикратонной части континента с формированием энсиалической зрелой островной дуги, выраженной проявлением известково-щелочного базальт-андезит-риолитового магматизма.

Позднерифейско-ранневендский этап протоавлакогенно-рифтогенный (840—620 млн лет) характеризовался формированием морских отложений терригенно-глинисто-карбонатного (карбостромового) пестроцветного становско-колосовского формационного ряда мощностью до 2500 м, который залегает на различных эрозионных срезах ниже-средне-верхнерифейского или нижнепротерозойского структурных ярусов. Седи-

ментация осуществлялась в условиях единого внутриконтинентального морского бассейна с умеренными глубинами и фациальной зональностью, определяемой удаленностью от источников сноса, и светлинского рифтогенного трахибазальтового вулканизма. Последний на рассматриваемой площади представлен жерловыми фациями — трубками взрыва светлинского эруптивного комплекса. В предпоздневендское время (байкальское) обширные пространства Северо-Азиатской платформы испытали воздымание, которое в Шренк-Фаддеевской области Таймыра сопровождалось складчатостью и мощной пенепленизацией, зафиксированных предвендским структурным и угловым несогласием.

Поздневендско-среднекаменноугольный цикл

Данный цикл на территории севера Северо-Азиатской плиты, включая Шренк-Фаддеевскую область Таймыра, 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 [40]. Эти ритмы сформированы в три этапа: поздневендско-раннеордовикский, среднеордовикско-силурийский и позднесилурийско-раннекаменноугольный.

Поздневендско-раннеордовикский этап характеризуется формированием обширной хатакратонной области на севере Северо-Азиатского кратона, занятых эпиконтинентальными морями. В позднем венде, кембрии и раннем ордовике море перекрывало всю территорию листа, отложения известняково-доломитовой формации инундационной стадии типичны для среднего кембрия. Конец этапа характеризуется общим воздыманием и отдельными проявлениями всплеск рифтогенного вулканизма.

Среднеордовикско-силурийский этап представлен несколькими рядами осадочных формаций, подчиненных отчетливой меридиональной (с юга на север) структурно-фациальной зональности, которая отмечается начиная с верхов раннего ордовика, с выходом на поверхность свода Анабарской антеклизы. В это время в регионе соседствовали образования плитных формаций: преимущественно карбонатных существенно доломитовых на склоне Анабарской антеклизы, карбонатных существенно известняковых мелководных на юге Таймыра в Тарейско-Быррангской зоне и черносланцевых глубоководных в пределах Пясино-Фаддеевской зоны. Фациальные переходы были постепенные, но пограничные зоны типа Ленивенско-Клюевской на Таймыре узкие (в зоне смятия — до 5–6 км) и весьма устойчивые по своему положению во времени на протяжении всего среднего палеозоя.

В пределах рассматриваемого листа поздневендско-раннеордовикский и среднеордовикско-силурийский этапы характеризуются соответственно: в Черносланцевой зоне — песчано-алевролитово-аргиллитовым углероди-

стым формационным рядом (до 700 м), отражающим режим осадочных некомпенсируемых прогибов надрифтовых систем (галистазный — по Ю. Е. Погребницкому); в Переходной — кремнисто-известняково-аргиллитовым слабоуглеродистым (до 1550 м) осадочных бассейнов континентального склона или юго-восточного борта Пясино-Фаддеевского некомпенсируемого прогиба; в Карбонатной (без верхневендско-нижнеордовикских формаций) — доломитово-мергелево-известняковым осадочных бассейнов внутреннего шельфа (до 2850 м) и в Северо-Анабарской зоне (на листе выходы только среднекембрийских отложений) — известняково-доломитовой (до 290 м) осадочных бассейнов внутреннего шельфа, включая осадки надплатформенных морей.

Позднесилурийско-среднекаменноугольный этап характеризуется дальнейшей дифференциацией тектонических движений субширотного плана и более ярко проявленным геократическим режимом. В итоге движений этого этапа расширилась площадь Анабарского свода. В широкой полосе к северу от него (вплоть до современной южной границы Северо-Бырангской складчатой зоны Таймырской СНС, приходящейся на Пограничный надвиг) формировались (позднесилурийско-раннедевонские формации выделяются только на разрезе) среднедевонско-раннекаменноугольные сульфатно-карбонатный эвапоритовый соленосный (более 1760 м) в Нордвикской зоне осадочных прогибов и надрифтовых систем и сульфатно-терригенно-карбонатный в Фалабигайской зоне осадочных бассейнов шельфа ряды формаций. Далее к северу накапливались карбонатные ряды формаций осадочных бассейнов континентального шельфа (Карбонатная зона — известняково-доломитовый ряд формаций — более 2620 м) и склона (Переходная зона — аргиллитово-известняково-доломитовый — до 1840 м), сменяющиеся постепенно за пределами листа черносланцевыми формациями доманикового типа Пясино-Фаддеевского прогиба. Заключительными движениями в раннем—среднем карбоне при внедрении севернее гранитоидов и формировании раннегерцинского Карского сводово-плутонического поднятия были смяты и выведены на поверхность девонские и нижнекаменноугольные отложения, на размытой поверхности которых формировалась кора выветривания латеритового типа (бассейн р. Нюнькаракутари). В итоге к концу этапа в границах листа сформировались северный склон Анабарской антеклизы, простирающийся примерно до р. Хатанга в современных границах, Фалабигай-Нордвикский рифтогенно-авлакогенный прогиб и севернее Пограничного разлома — раннекеммерийская Карская складчатая область с Северо-Бырангской и Пясино-Фаддеевской зонами.

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, формированием раннекеммерийских Карского сводово-плутонического поднятия и Южно-Бырангской

складчатой зоны. Процессы активизации были обусловлены сводово-плутоническими процессами в пределах Карского геоблока и перикратонно-рифтогенными на севере Северо-Азиатского (Сибирского) континента. Выделяются три этапа этих процессов: среднекаменноугольно-позднепермский — формирование терригенных формаций внутриконтинентального мелководья с фациальной зональностью с запада на восток и образование Северобыррангско-Карского орогена в результате дальнейшего движения Карской плиты в сторону Сибирского кратона с севера на юг, при сохранении на последнем режима пассивной континентальной окраины; позднепермско-раннетриасовый — развитие процессов внутриплитного траппового рассеянного рифтогенеза, сопровождаемых интенсивным базитовым магматизмом, сменяющимся магматизмом горячих пятен с фациальной зональностью с запада на восток — смене континентальных условий вулканизма и осадкообразования на морские (последние являются продолжением Верхоянского прогиба); средне-поздетриасовый этап — финальное формирование Таймырской СНС в результате новой вспышки активизационных движений — обдукции Карского геоблока в сторону Сибирской платформы, сопровождающихся надвигообразованием и становлением комплексов малых интрузий.

В среднекаменноугольно-позднепермский этап на территории листа формируются мощные континентально-морские терригенные угленосные ряды формаций. На склоне Анабарской антеклизы этап характеризуется терригенным каменноугольным конгломерато-песчаниково-алевролитовым рядом мощностью до 660 м внутриконтинентального мелководья. Севернее в Южно-Быррангском прогибе в течение этапа сформированы при компенсированном осадконакоплении аргиллит-песчаниково-алевролитовая формация (мощность до 3300 м) осадочных бассейнов внутриконтинентального шельфа (C_2-P_1) и параллельная песчаниково-алевролитовая угленосная (до 1950 м) — внутриконтинентального мелководья (P_2) суммарной мощностью до 5,5 км. В Северо-Быррангской зоне во фронтальной части Карского сводово-плутонического поднятия мощность терригенного ряда (коротковская толща) не превышает 800–900 м. Смена мелководных карбонатных осадков, стратиграфического перерыва, скрытого углового несогласия и कोरोобразования в Северо-Быррангской зоне терригенными относится к середине среднего карбона, что связано с появлением нового источника сноса, который располагался на севере Таймыра, начиная со Шренк-Фаддеевской зоны. В области Северобыррангско-Карского орогена результирующая амплитуда воздымания оценивается в 10 км и характеризуется двумя активными фазами роста аркогенных валов в кунгурский и татарский века [40].

Позднепермско-раннетриасовый этап характеризуется геодинамическим режимом внутриплитных трапповых областей рассеянного континентального рифтогенеза. Ряд формаций представлен туфобазальтовой, туфобазальтовой эруптивной, габбродолеритовой, троктолит-габбродолеритовой формациями. Мощности и площади развития зффузивных образований закономерно уменьшаются с запада на восток, в пермских отложениях преобладают силлы и дайки габбродолеритов.

К концу раннего триаса происходит затухание вулcano-магматической деятельности, с запада на восток наблюдается переход от вулканических разрезов (западная и центральная части площади) к терригенным с незначительной примесью туфогенного материала (восточная часть). Мощности вулcanoгенных отложений нижнего триаса в грабен-сиклиналях Южно-Бырянской области составляют 1650–2500 м, на северо-западном окончании Анабарской антеклизы – 100–200 м.

Средне-позднетриасовый этап характеризуется сжатием, вызванным движением Карского континентального блока к югу, и, соответственно, инверсией позднепалеозойско-раннемезозойского прогиба, формированием складчатых и дизъюнктивных структур и обдукции карбонатного ниже-среднепалеозойского чехла Северо-Бырянской области на терригенные и вулcanoгенные отложения верхнего палеозоя–триаса Южно-Бырянской. В юго-восточной части территории (массивы Тулай-Кирыка и Кирыка-Тас) с раннего триаса (индский век) и до начала позднего триаса в условиях прибрежно-континентального мелководья накапливается терригенная толща, сложенная преимущественно алевролитом-аргиллитовыми осадками с подчиненным количеством песчаников и туффитов. Вулканиты образуют редкие лавы и прослой туфов в нижней части ряда. Формирование этой толщи происходило в процессе длительных ингрессий и кратковременных трансгрессий моря. Режим осадконакопления менялся от открытого морского мелководья до континентального. Средне-позднетриасовый вулканомиктово-терригенный ряд формаций мощностью до 1080 м характерен для геодинамического режима осадочных бассейнов континентального склона.

К концу триаса завершается формирование Таймырской складчато-надвиговой области в качестве сводово-плутонического поднятия. С завершением инверсии и орогенезом связывается широкое развитие малых интрузий бостонитовой, калиево-лампрофировой формаций и формации карбонатных инъекционных тектонитов, характерных для геодинамических режимов рифтогенных систем и горячих точек внутриплитных и коллизионных поднятий. Вертикальные перемещения дополнились правосторонними широтными сдвигами и сопряженными с ними надвигами. В итоге глубинных преобразований структурная зональность Таймырской СНС стала определяться эшелонированной системой аркогенных сводово-диапировых гряд (валов), вытянутых дугой и надвинутых одна на другую в направлении с северо-запада на юго-восток.

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 Верхоянской 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 250 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-позднемеловой и палеоген-четвертичный.

К началу раннеюрско-раннемелового этапа вся территория листа была выведена на поверхность и характеризовалась мощными континентальными процессами корообразования и пенеппенизации. Основным событием этапа является формирование на южном крыле Южно-Бырангской раннекиммерийской 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 мелким 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 века 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 Бырангской 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 плейтотектонических построений [58], 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 конца берриасского века, формируется плитный комплекс Хатангско-Лаптевоморской платформы, представленный на рассматриваемой территории глинисто-терригенным угленосным рядом формаций [84].

С верхоянскими движениями, видимо, связаны начальные стадии формирования Центрально-Таймырского шва, выраженные в инверсии вдоль него и размыве средне-позднеюрско-берриасовых отложений и зарождении цепи мегавалов (Балахнинского, Кирыка-Тасского, Тулай-Кирыкско-

го, Армалах-Журавлевского), а вдоль Нордвикского разлома — Белогорско-Тигянского мезовала.

Раннемеловой этап характеризуется стабилизацией тектонических условий на всей территории листа — короткой по времени трансгрессией в берриасский, валанжинский века и формировании терригенного бурогольного ряда формаций внутриконтинентального мелководья мощностью 600 м, иногда до 1000 м. Максимальные мощности отмечаются в осях впадин, образовавшихся после роста мегавалов (Турку-Логатской и Жданихинской).

Ранне-позднемеловой этап начиная с альбского века характеризуется усилением дифференциации движений, формируются Жданихинский и Турку-Логатинский прогибы, источником сноса стали горы Южно-Быррангской и Цветковско-Нордвикской областей, поднятия на Сибирской платформе. В аллювиальных альб-сеноманских отложениях бегичевской свиты фиксируются направления водных потоков с востока на запад с Верхоянских гор Цветковско-Нордвикского района [92]. В прогибах формируются терригенные алевроито-песчаные ряды формаций осадочных прогибов надрифтовых зон мощностью более 370 м на рассматриваемом листе.

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 [40].

Палеогеновая стадия характеризовалась общим поднятием Сибирской платформы и Таймыра, включая и территорию юрско-меловых прогибов. В это время продолжают инверсионно-обдукционные движения в зоне Центрально-Таймырского шва (Балахнинский, Тулай-Кирякский и Киряка-Тасский мегавалы) и активный рост соляных куполов в районе Хатангского залива. В целом же территория листа S-48 представляла собой 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.

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 и Киряка-Тас [40]. В своем строении современные горы и плато региона сохраняют поверхность 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-Ха-

тангском прогибе, и особенно в районе Хатангского залива, уже было достигнуто в миоцене. В плиоцен-неоплейстоценовое время Южно-Быррангская зона подвергалась периодическим трансгрессиям бореального моря с краткими периодами активизации ледниковой деятельности, что привело к формированию маломощного прерывистого рыхлого чехла. После отступления казанцевского моря и вплоть до наших дней идет общее воздымание всей территории гор Бырранга и отдельно стоящих горных массивов.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Рассматриваемая территория относится к четырем крупным морфо-структурам, соответствующим геоморфологическим областям. На севере — это Северо-Таймырское нагорье и 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. 6). Рельеф характеризуется прямой унаследованностью от древних геологических структур. Северо-Таймырское нагорье и горы Бырранга сформированы на сложно-дислоцированных плотных докайнозойских породах, и им присущ структурно-денудационный рельеф. Северо-Сибирская низменность представляет собой ступенчатую эрозионно-аккумулятивную равнину, пространственно совпадающую с мезозойским прогибом, выполненным почти недислоцированными слаболитифицированными юрско-меловыми отложениями. Анабарское плато, образованное на плотных доюрских слабодислоцированных толщах, характеризуется структурно-денудационным рельефом. Основные черты рельефа 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.

Геоморфологическая область Северо-Таймырское нагорье и гор Бырранга включает Северо-Таймырское нагорье, Центрально-Быррангское низкогорье и Восточно-Быррангское среднегорье. Суммарные неотектонические поднятия для первого района лишь местами превышают 200 м, для второго — до 300 м, а для третьего — 500 м и более [40].

Северо-Таймырское нагорье характеризуется невысокими (до 505 м) грядами восток-северо-восточного простирания, разделенными равнинами — унаследованными впадинами шириной до 30 км и глубиной 100—250 м. Поверхность гряд осложнена останцовыми вершинами, скалами и иногда обусловлена формой древней поверхности выравнивания. Склоны гряд часто ступенчатые. Некоторые гряды представляют собой куэсты. На поверхности равнин развиты редкие моренные холмы, камы, термокарстовые котловины.

Центрально-Быррангское низкогорье состоит из понижающихся с юга на север горных гряд восток-северо-восточного простирания, разделенных

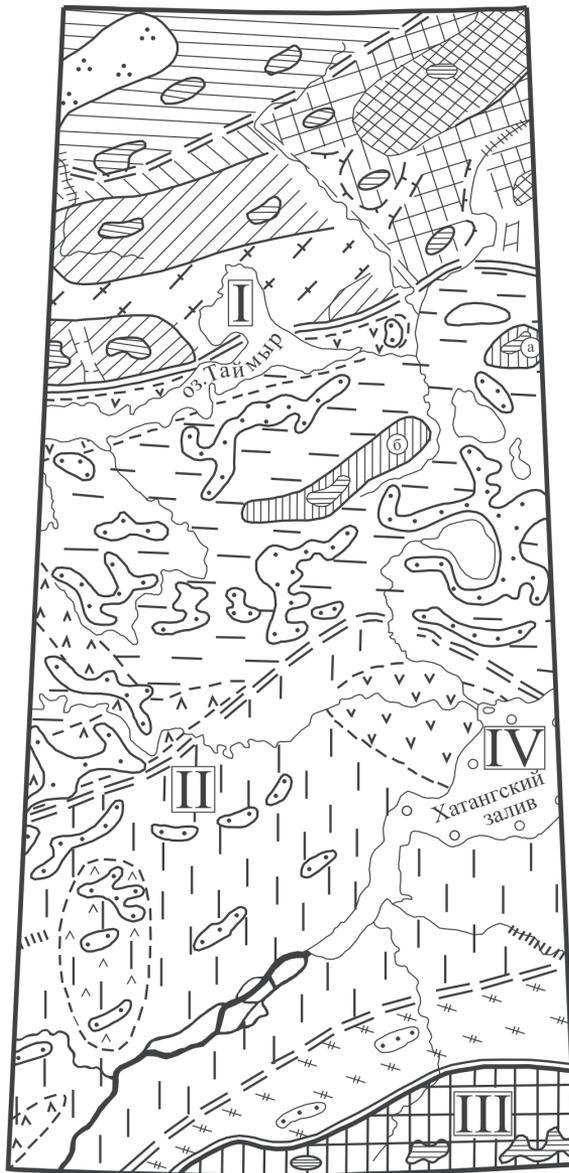
межгорной депрессией — сложной впадиной, деформированной в неотектоническом этапе. Вершинная поверхность горных гряд наследует очертания древней поверхности выравнивания. Гряда Главная характеризуется умеренным расчленением. При высоте 600–644 м глубина расчленения этой гряды по ее южной стороне достигает 550 м. Склоны здесь крутые (30–40°), поперечные гребни острые со скалами, а мелкие долины имеют вид ущелий с водопадами и конусами выноса. Местами на склонах долин просматриваются реликты трогов. Северная сторона гряды менее расчленена и характеризуется пологими склонами и развитием аккумулятивных ледниковых форм. Гряда, расположенная севернее, лишь на востоке несколько выше 600 м, а глубина ее расчленения редко превышает 300 м. Разделяющая горные гряды депрессия имеет ширину 20–50 км, абсолютную высоту дна 200–400 м. Поверхность ее осложнена невысокими структурно-денудационными грядами, моренными холмами и прорезана долинами рек.

Восточно-Бырянское среднегорье включает участки сильно расчлененного, местами альпинотипного рельефа с вершинами более 1100 м, глубиной расчленения 500–700 м, со склонами крутизной 30–40°, скальными обрывами и легкоподвижными осыпями, узкими гребнями и ледниковыми карами. Долины притоков глубоко врезаны и несут следы ледниковой обработки — фрагменты бортов и днищ трогов. На высотах более 500 м лежат современные ледники: долинно-переметные, карово-долинные, каровые площадью менее 1 км², с объединенным названием ледник «Неожиданный». Умеренно расчлененный 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. В долинах рек наблюдаются моренные холмы и флювиогляциальные террасы.

Северо-Сибирская низменность характеризуется разнообразием морфоскульптуры. Здесь выделяются геоморфологические районы: Предбырянская аккумулятивная приморская и водно-ледниковая равнина, Енисей-Хатангская аккумулятивная полигенетическая равнина, Прианбарская аккумулятивно-денудационная полигенетическая равнина.

Предбырянская равнина расположена в северной части прогиба. Помимо крупных останцовых возвышенностей, таких как Кирыка-Тас (высотой до 608 м), Тулай-Кирыка (высотой до 635 м), сложенных дислоцированными устойчивыми к денудации породами, здесь расположены менее четкие (с амплитудами неотектонических движений до 100 м) унаследованные структуры. Из них наиболее крупная отрицательная — впадина, к которой приурочено оз. Таймыр, а среди положительных — вал, обрамляющий южный край равнины. На равнине развит комплекс позднеплейстоценового ледникового рельефа, а также поверхности, обработанные морем. Ледниковый рельеф включает систему аккумулятивных и напорно-аккумулятивных поясов муруктинского оледенения.

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 характе-



Масштаб 1:2 500 000

- | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|--|----|--|----|--|----|--|----|--|----|--|----|--|----|--|----|--|
| 1 | | 2 | | 3 | | 4 | | 5 | | 6 | | 7 | | 8 | | | |
| 9 | | 10 | | 11 | | 12 | | 13 | | 14 | | 15 | | 16 | | 17 | |

ризуются большой заозеренностью, а поднятия — активностью эрозии. Аккумулятивный ледниковый рельеф ближе к долине р. Хатанга 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 каргинско-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.

Анабарское плато охватывает юг территории и представлено одним геоморфологическим районом — грядой Хара-Тас. Район сформирован на почти недислоцированных породах палеозоя, перекрытых местами траппами. Рельеф его характеризуется развитием столовых возвышенностей высотой до 400–427 м, ступенчатыми склонами и обилием фрагментов древней поверхности выравнивания. Глубина его расчленения составляет 150–250 м.

По морфогенетическим и возрастным признакам на территории района выделяются четыре основные группы форм рельефа: структурно-денудационная, денудационная, эрозионно-аккумулятивная и аккумулятивная.

Рис. 6. Схема геоморфологического районирования.

1–3 — Северо-Таймырское нагорье и горы Бырранга, I структурно-геоморфологическая область: 1 — Северо-Таймырское нагорье (*a* — грядовые возвышенности, *b* — всхолмленная равнина наложенных впадин), 2 — Центрально-Быррангское низкогорье (*a* — грядовые умереннорасчленённые возвышенности, *b* — грядовые слабодисчленённые возвышенности, *в* — межгрядовые депрессии), 3 — Восточно-Быррангское среднегорье (*a* — грядовые альпинотипные возвышенности, *b* — межгрядовые депрессии); 4–6 — Северо-Сибирская низменность, II структурно-геоморфологическая область: 4 — Предбыррангская равнина, 5 — Енисей-Хатангская низменность, 6 — Прианабарская равнина; III структурно-геоморфологическая область: Анабарское плато, 7 — гряда Хара-Тас; IV структурно-геоморфологическая область: 8 — заливы акватории моря Лаптевых; 9 — останцовые возвышенности (*a* — Тулай-Кирыка, *b* — Кирыка-Тас); 10 — неотектонические поднятия; 11 — неотектонические впадины; 12 — останцы морской поверхности; 13 — реликты древней (К–Р) поверхности выравнивания; 14 — борта трогов; 15 — долины, контролируемые тектоническими нарушениями; 16 — границы локальных неотектонических структур; 17 — границы структурно-геоморфологических подразделений (*a* — областей, *b* — районов).

Структурно-денудационный рельеф. На рассматриваемой территории он развит в пределах гор Бырранга и северной окраины Анабарского плато и представлен различными генетическими типами.

Рельеф образовавшийся в результате препарировки пластовых интрузивных тел (P–Q_H), развит на северной окраине Анабарского плато, в районе гряды Хара-Тас. Он сформировался в результате препарирования пластовых интрузивных тел катангского габбродолеритового комплекса. Рельеф его характеризуется развитием столовых возвышенностей высотой до 400 – 428 м, ступенчатыми склонами и наличием фрагментов древней поверхности выравнивания. Глубина его расчленения составляет 100–250 м.

Рельеф, образовавшийся в результате препарировки сложно дислоцированных пород (P–Q_H), развит в северной части территории листа в пределах гор Бырранга. Местами рельеф сильно расчлененный, альпинотипный с вершинами до 1119 м, глубиной расчленения 500–700 м, склонами крутизной 30–40°, скальными обрывами и легкоподвижными осыпями, узкими гребнями и ледниковыми карами. На высотах более 500 м в близвершинной части лежат современные ледники. Умеренно расчлененный 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 характеризуется развитием плосковершинных куполовидных возвышенностей, не превышающих 400 м, и ступенчатыми склонами. Глубина его расчленения достигает 300 м.

Денудационный рельеф, образовавшийся в результате комплексной денудации платформенных субгоризонтальных структур (P–Q_H), развит в южной части рассматриваемой территории по северному склону Анабарского плато в области развития почти недислоцированных субгоризонтально залегающих пород палеозоя. Он характеризуется развитием куполовидных и плосковершинных возвышенностей высотой до 400 м. Глубина расчленения его достигает 300 м.

Эрозионно-аккумулятивный рельеф (Q_{III–H}). К этому типу рельефа относятся речные долины. В горных районах долины рек глубоко врезаны 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. Хатанга, наиболее крупной реки на изученной территории, при значительной ширине (до 8–10 км в нижнем течении), характеризуется преимущественно трапециевидным профилем и склонами высотой до 40 м. Берега реки преимущественно крутые, иногда обрывистые. Долины менее крупных рек, таких как Попигай, Бол. Балахня и Новая, имеют ширину до 2–3 км с высотой склонов 20–40 м.

В долинах рек, помимо поймы, выделяются четыре уровня террас: I – 16–18 м; II – 12–25 м; III – 20–30 м; IV – 25–40 м [40].

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 многочисленные 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 км, 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, слабохолмистые и волнистые формы.

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 волнистым, пологонаклонным рельефом.

Плоские озерные равнины (Q_{II}) распространены на территории листа незначительно, в основном в бассейне оз. Таймыр и в районе верхнего течения р. Мал. Балахня, располагаются в области развития озерных отложе-

ний. Они сформированы по голоценовым термокарстовым впадинам, созданным в результате протаивания льдистых пород, а также в восточной части оз. Таймыр на островах и его прибрежной низине. Они характеризуются плоским, слабоогнутым рельефом, расположены преимущественно на абсолютных отметках от 5–6 до 50 м.

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. отметках 20–50 м. Озерно-болотные равнины сформированы большей частью по голоценовым термокарстовым впадинам. 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 распространение в южной части рассматриваемой территории, в пределах Енисей-Хатангской низменности. Располагаются они в области развития озерно-аллювиальных отложений на абс. отметках 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 пологонаклонные аллювиально-морские равнины (N_1-Q_H) узкими полосами протягиваются в прибрежной зоне Хатангского залива, а также по руслам рек в их приустьевой части. Располагаются они на абс. отметках от 0 до 40 м в области развития отложений, созданных совместной деятельностью рек и моря. Аллювиально-морская поверхность равнин часто осложнена термокарстовыми котловинами, буграми мерзлотного пучения и полигональными грунтами. Характерная пологонаклонная аллювиально-морская равнина развита в дельте р. Гусиха на аллювиально-морских отложениях дельтовой фации. Дельта выдвинута на 6–9 км в акваторию залива, высота дельтового конуса у вершины достигает 15–20 м, ширина у основания до 14 км. Поверхность дельты представляет собой сочетание заболоченных ложбин с мелкими озерами, веерообразно расходящихся от вершины дельты и разделяющих их невысоких задернованных гряд. Специфическими образованиями этой генетической категории являются не имеющие четкого морфологического ограничения современные осушки, широко развитые на побережьях, в особенности в заливах и бухтах [5в, 786].

Слабовсхолмленные и пологоволнистые едомные равнины (Q_{III-H}) имеют относительно широкое распространение в центральной части листа и развиты на водораздельных пространствах и в прибрежной части оз. Таймыр. Располагаются они преимущественно на абс. отметках от 20 до 180 м. Развиты на лессовидном криогенном комплексе льдистых осадков, сформированном в перигляциальных условиях при оседании пылевидно-песчаной составляющей пыльных бурь. Равнины характеризуются слабовсхолмленным и пологоволнистым рельефом. По ним часто развиты полигональные грунты и бугры мерзлотного пучения.

В пределах акватории Хатангского залива морфологический каркас рельефа в основном образован линиями выпуклого и вогнутого перегиба. Поскольку в подводном рельефе все резкие границы в большей или меньшей

степени сглажены за счет абразионно-аккумулятивного выравнивания, килевые и гребневые линии имеют второстепенное значение. Аккумулятивный рельеф здесь представлен различными генетическими категориями. Он выделен на участках устойчивой морской волновой и неволновой аккумуляции в голоцене. Широкому развитию аккумуляции в рассматриваемой области способствуют большие объемы поступающих сюда осадков. Их основными источниками являются абразия и термоабразия берегов и дна, а также твердый сток рек. Значительная часть взвеси перераспределяется течениями и волнами, а за пределами зоны волнового воздействия осаждается в ходе нефелоседиментации [786].

Плоскотовнистая и холмисто-грядовая аллювиально-морская равнина дна современных эстуариев (Q_H) распространена в пределах рассматриваемой площади в центральной части Хатангского залива и образована при участии выносов р. Хатанга. Равнина развита на глубинах от 0–1 до 15–20 м и сложена аллювиально-морскими осадками эстуариевой фации [15а, 1156]. Ее поверхность осложнена чередующимися грядами и впадинами, вытянутыми в северо-восточном направлении. Относительная высота гряд составляет 2–6 м, протяженность около 10–19 км. Относительная глубина впадин колеблется в пределах 2–15 м, протяженность от 3 до 10 км. Постепенно равнина без четкой выраженной границы переходит на северо-востоке в мелководную морскую равнину дна Хатангского залива [786].

Наклонные плоскотовнистые равнины волнового генезиса (Q_H) протягиваются вдоль побережий Хатангского залива. Обширные пологонаклонные поверхности равнин сложены преимущественно песчаным и алевропесчаным материалом. Они охватывает глубины от 0 до 6 м. Относительно узкой полосой равнины протягиваются в северо-восточном и субширотном направлениях согласно простиранию склонов Хатангского залива. Ширина равнин колеблется от 1 до 9,5 км. Формирование этой поверхности происходило в результате аккумуляции материала под воздействием волновых процессов [786].

Пологонаклонная морская равнина, созданная несколькими агентами: течениями, волновыми процессами, плоским потоком взвешенных осадков (Q_H), выделяется в диапазоне глубин 4–13 м и занимает всю северо-восточную часть Хатангского залива на рассматриваемом участке. Сложена равнина преимущественно песками, алевритами и пелитами [15а, 1156]. Она располагается по периферии равнин волновой аккумуляции и аллювиально-морской равнины. Формирование ее происходило за счет аккумуляции материала под воздействием придонных течений, часто возникающих вдоль крупных склонов, волновых процессов и осадением терригенного материала из водной толщи [5в, 15а, 786].

Морские берега на рассматриваемой площади разнообразны по степени расчленения и характеру рельефообразующих агентов, среди которых ведущими являются абразия и аккумуляция. Наиболее широко развиты абразионно-аккумулятивные берега. Абразионные берега характерны только для субширотного направления береговой линии данной части Хатангского залива [5в].

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 хр. Бырранга, 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 хр. Бырранга на суше развивались 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) долины р. Хатанга, где они сомкнулись с ледниками, спускавшимися с Анабарского плато. Первое сокращение ледников (янтардахская фаза) сопровождалось проникновением морских вод в пределы низменности и разрушением ледниковых форм. Последующая активизация ледников (северококорская стадия) зафиксировалась четкими краевыми напорно-аккумулятивными сооружениями, протягивающимися в 130—150 км южнее гор Бырранга. Судя по размерам краевых сооружений, мощность ледников к востоку уменьшалась. Следы стабилизации края ледников, спускавшихся с Анабарского плато, почти не сохранились, что можно объяснить не только малой их мощностью, но и абразионным воздействием моря, заливавшего низменность.

Следующая активизация ледников, двигавшихся с севера (позднетаймырская стадия), фиксируется краевыми сооружениями, протягивающимися по правобережью и южному берегу оз. Таймыр. Завершающая фаза муруктинского оледенения проходила без значительных задержек. Быстрое освобождение северо-запада территории от ледникового покрова способствовало проникновению морских вод в ее пределы. По мере гляциоизостатического под-

нятия морские воды постепенно уже в каргинское время покинули не только северо-западную часть территории, но и 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 и озерной аккумуляции.

В сартанское время, в условиях продолжавшегося неотектонического поднятия, в горах Бырранга вновь возникли ледники. Оледенение было слабым и лишь на северо-востоке, 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 низменности и в межгорных депрессиях формировались льдистые озерные и озерно-аллювиальные толщи (III терраса). 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. В это время оживились эоловые процессы, преобразующие поверхности, сложенные песками.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Основная информация о полезных ископаемых территории листа S-48 отражена на картах полезных ископаемых, закономерностей размещения полезных ископаемых, прогнозно-минерагенической карте на золото и элементы платиновой группы, прогноза на нефть и газ.

При подготовке карт и объяснительной записки использованы все имеющиеся фондовые и изданные материалы по состоянию на 1.12.2007 г. Изученность территории относительно низкая. Издано всего семь листов Государственной геологической карты СССР масштаба 1 : 200 000 [24, 45, 48, 144, 156]. Многие геологические съемки среднего масштаба, проведенные в 1950-е годы и позднее, не были доведены до издания карт, но они дали достаточные сведения по полезным ископаемым [119, 134, 135, 159, 168]. Широко использованы результаты тематических исследований и монографий по нефтегазоносности [139, 140], угленосности [31, 32] и минерагении Таймыра [123, 152, 166]. Кроме материалов поисковых, геологоразведочных работ, геологических съемок масштабов 1 : 1 000 000 и 1 : 200 000, полученных экспедициями ПГО «Красноярскгеология», «Аэрогеология», «Севморгеология», научно-исследовательских организаций НИИГА, ВНИИОкеангеология, ВСЕГЕИ, СНИИГГиМС, КНИИГГиМС, ИГиГ СО РАН и др., использованы результаты полевых прогнозно-минерагенических исследований, выполненных авторами в 2004–2005 гг. с завершением ОГХС-200 (опережающая геохимическая съемка) на Барковской и Соколинской площадях. Сведения о полезных ископаемых приведены по состоянию на 1 декабря 2007 г.

На территории листа S-48 к крупным месторождениям относятся проявления неметаллических полезных ископаемых, приуроченных к соляным куполам – Белогорское с оптическим флюоритом, боросиликатами, гипсом и ископаемыми натриевыми солями. К средним по запасам месторождениям относится Сындасское месторождение каменных углей (в пределах листа находится его западная часть) в Хатангско-Анабарской минерагенической области. Известны многочисленные проявления следующих рудных и нерудных формаций: золото-сульфидной (черносланцевой), золоторудной кварцевой, золоторудной полиметаллической, платиноносной черносланцевой, медно-свинцово-цинковой вулканогенно-черносланцевой, каменноугольной и буроугольной, медно-кварц-сульфидной, медно-никелевой сульфидной платиносодержащей в дифференцированных интрузиях, серебро-полиметаллической свинцово-цинковой жильной, флюоритовой карбонатной с техническим флюоритом, бокситовой латеритной

и золотоносных россыпей. Зафиксированы отдельные пункты минерализации редких земель флюорит-барит-редкометалльной, уран-ториевой в связи с раннемезозойскими сиенитами, баритовой жильной, ртутной аргиллизитовой терригенной и карбонатной формаций, мышьяковой реальгар-аурипигментовой аргиллизитовой, мышьяковой арсенопиритовой безрезитовой, фосфоритовой терригенной, графитовой метасоматической формаций. На карте полезных ископаемых показаны также шлиховые ореолы и потоки россыпного золота, ртути, свинца, цинка, спутников алмазов, единичные находки алмазов в голоценовых отложениях, литогеохимические ореолы и потоки литофильных, сидерофильных и халькофильных элементов, гидрохимические ореолы и потоки сурьмы и алюминия. Из поисковых признаков широкое развитие получили литогеохимические аномалии серебра, свинца и цинка, меди, никеля—кобальта—хрома, бария, молибдена и марганца, а также шлиховые ореолы и потоки золота, галенита, сфалерита, киновари, минералов-спутников алмаза, флюорита и барита.

Практический интерес на территории листа могут представлять проявления золото-сульфидной (черносланцевой) с наложенной золоторудной кварцевой формациями, проявления оптического флюорита, каменной соли, гипса, ангидрита — в соленосных куполах, бурых и каменных углей, россыпные алмазы кимберлитового генезиса, строительные материалы и прогнозируемые месторождения и проявления нефти и газа.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Границами листа вырезаются площади обширных угленосных бассейнов гор Бырранга, Западно-Сибирской низменности и северного обрамления Сибирской платформы. На площади листа известны проявления пермских каменных углей, сконцентрированные в пределах Центрально-Быррангского низкогорья в Восточно-Таймырском каменноугольном районе Таймырского угленосного бассейна и меловых каменных углей в пределах Енисей-Хатангского мезозойско-кайнозойского прогиба, в Хатангском и Анабаро-Хатангском каменноугольных районах Тунгусского угленосного бассейна.

Анабаро-Хатангский каменноугольный район приурочен к нижнему течению р. Хатанга и южному побережью Хатангского залива, где разведано Сындасское месторождение каменных углей. Хатангский каменноугольный район располагается южнее горстового поднятия хребтов Тулай-Киряка и Киряка-Тас. Проявления бурых углей пермского возраста располагаются на Прианабарской равнине в Анабаро-Попигайском буроугольном районе Тунгусского угленосного бассейна. На площади Предбыррангской равнины, южнее Таймырского озера находится Таймырский потенциальный буроугольный район. Сводка по углям приведена в книгах «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР», (М.: Недра, 1973, т. 9, кн. 2, [32]); «Угольная база России» [109а], «Угольная база России» [109б], «Петрологический атлас ископаемого органического вещества» [79а] и в статьях

А. Б. Гуревича, Г. М. Волковой и С. Б. Шишлова в сборниках «Недра Таймыра» и «Природные ресурсы Таймыра», Легенде к ГКК масштаба 1 : 1 000 000 Таймырско-Североземельской серии [70a].

Уголь каменный. В Восточно-Таймырском каменноугольном районе Таймырского угленосного бассейна угли приурочены к верхнепалеозойским отложениям гор Бырранга.

Месторождения каменных углей развиты в западной части гор Бырранга (западнее 104° в. д.), а в восточной части, на площади листа, известны только их редкие проявления. Все они локализованы в терригенных образованиях перми, где в виде мелких (5–30 см) пропластков встречаются в разрезах коротковской толщи, быррангской, соколинской, чернойрской и даже шайтанской свит. Однако представляющие практический интерес угольные пласты рабочей мощности (>0,7 м) отмечаются только в разрезе верхней чернойрской свиты.

На исследуемой территории верхняя чернойрская свита присутствует в ядрах наиболее крупных синклиналиных складок, таких как Нюнькаракутаринская и Романовская. Полевыми исследованиями здесь выявлены пласты угля мощностью до 3 м. Области развития верхнечернойрской свиты в ядрах этих складок выделены в Нюнькаракутаринскую зону угленакопления (I-2-10, 11) и Преграднинское проявление (I-3-1). Наиболее крупное углепроявление (I-2-10) находится на правом борту р. Трубка (приток р. Нюнькаракутари). Здесь в бортах ручья на отрезке протяженностью 1000 м, при пологом (15–25°) залегании пород, выявлено шесть пластов угля мощностью от 0,5 до 2 м. В разрезе соколинской свиты и нижней подсвиты чернойрской свиты повсеместно отмечаются мелкие (10–15 см) пропластки угля, не представляющие практического интереса.

На р. Соколиная (правый приток р. Северная) имеется ряд коренных выходов и элювиально-делювиальных развалов, всего около 20 пунктов. В чернойрской свите (II-1-9) встречены четыре сближенных пласта мощностью по 0,5 м. Угли коксовые. Остальные пласты маломощные или с неустановленной мощностью. Многие из углей относятся к полуантрацитам или антрацитам [40, 70a].

На р. Русская (II-3-2, 3) зафиксировано два выхода: в одном уголь мощностью 0,7 м и в другом — два пласта мощностью 0,5 и 0,2 м.

В восточной части гор Бырранга севернее ледника Неожиданный (р. Преградная) обнажена линзовидная залежь угля мощностью до 1,2 м; угли тощие и антрациты (I-3-1). В четырех пунктах встречены развалы угля или маломощные прослои (II-I-4, 19).

На р. Северная (I-1-23) известны выходы антрацита. Мощности пластов неизвестны.

По качеству угли относятся к коксующимся марок Г–ТС по ГОСТ 25543–88, причем марочный состав определен только для углей Западно-Таймырского каменноугольного бассейна, а для остальной территории принят достаточно условно. Все угли бассейна относятся к гумолитам. Мацеральный состав приводится в целом по отделам верхней перми (%): витринит и семивитринит — 78, липтинит — 3, инертинит — 19, сумма отошающих компонентов — 19. По количественному соотношению основных групп

мацералов угли бассейна принадлежат к классам гелитолитов (преобладают), фюзенолитов (наименее распространены) и микстогумолитов. Пространственное распределение углей различного качества определяется наложением контактовых преобразований угольного вещества вблизи широко развитых пермо-триасовых интрузий на общую метаморфическую зональность, проявляющуюся в стратиграфическом разрезе и по площади.

Таймырский бассейн достаточно условно относится к регионам с проявлением регионального подтипа термального метаморфизма в условиях нестационарного геотермического поля вулканической области. Каменные угли на рассматриваемой площади относятся к слабометаморфизованным — зоны II—III стадий метаморфизма, но присутствуют угли и VII—IX (антрацитовой) стадий. Угли бассейна преимущественно средне- и малозольные, низкосернистые, мало- и среднефосфористые, со средней и трудной обогатимостью. По содержанию углерода, теплоте сгорания и показателям спекаемости (толщине пластического слоя) они занимают промежуточное положение между изометаморфными и одновозрастными углями Кузбасса и Тунгусского бассейна.

Каменные угли (ранее относились к бурым) Хатангского и Анабаро-Хатангского районов связаны с нижнемеловыми (апт-альбскими) и среднеюрскими континентальными отложениями. При бурении была определена общая угленасыщенность разреза, но сведения о строении пластов, качестве угля получены не были (меловая толща бурилась без отбора керна). Наиболее угленасыщенными оказались сангасалинская и огневская свиты нижнего мела. Суммарная угленасыщенность огневской свиты достигает 3 %, сангасалинская свита — несколько беднее. Многочисленные выходы каменного угля известны по обоим бортам Енисей-Хатангского прогиба [112], они приурочены к отложениям огневской (пять угольных пластов мощностью 0,3—3,0 м) и сангасалинской свит (два угольных пласта мощностью 1,0 и 1,85 м). В рассохинской и бегичевской свитах угленосность ограничивается единичными пластами (до 0,5 м) и маломощными линзами. Для осадков верхнего мела обычны линзы и тонкие прослои угля.

Для характеристики углей приводятся средние данные анализов образцов, отобранных из керна скважин, пробуренных на смежных площадях. Теплотворная способность, по данным анализов углей из скважин [112], колеблется в пределах 4370—6360 ккал/кг на сухое топливо (6195—6829 ккал/кг на горючую массу), что позволяет считать в ряде случаев угли переходными от каменных к бурым. Выход летучих составляет 31,8—43,9 % на сухое топливо (38,7—48,5 % на горючую массу). Элементарный состав углей (%): С — 69—74; Н — 3,9—5,3; N — 1,1—2,3; O — 18,0—24,3; содержание (%) влаги находится в пределах 10,5—15,3; золы — 6,5—17,8; серы — не более 0,33. Предположительно угли каменные марки Д.

Промышленный интерес представляют каменные угли Анабаро-Хатангского района. На территории листа расположена западная часть Анабаро-Хатангского каменноугольного района, где выходы каменных углей располагаются на прибрежной полосе приморской равнины протяженностью 100 км, шириной 10 км (V-3-4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11). Все выходы углей связаны с огневской свитой нижнего мела. В бухте Сындаско, восточнее рамки

листа, бурением установлены три пласта угля мощностью 1,5–3,0; 1,5–2,0; 0,3–1,5 м.

Вблизи бухты Сындалско для нужд нефтеразведки разрабатывался пласт угля мощностью 0,7–5,0 м. Угли средней зольности, низкосернистые: W^l – 12,1; A^d – 19,2, S_t^d – 0,4; V^{daf} – 41,0 %; Q_r^{daf} – 27,04 Мдж/кг; C^{daf} – 70,8; H^{daf} – 4,4 %.

На западном берегу Хатангского залива, против устья р. Попига́й, в огневской свите выявлен один пласт угля рабочей мощности (1,5 м) около устья р. Ластик (V-2-2) и два пропластка мощностью 0,32 и 0,1–0,2 м в 7,4 км выше устья р. Подмиска́й (V-2-1). Пласты падают под углом 4° на северо-восток (аз. 35°).

Проявление Ластик (V-2-2) открыто в 1976 г. Г. Г. Ляпиной [112]. Оно находится на левом берегу р. Хатанга, в 0,8 км южнее ее притока Ластик. Здесь в береговом обрыве под ярко-желтыми плотными песками (0,6 м) с линзами выветрелого угля вскрывается пласт бурого угля мощностью 1,5 м, прослеженный на 4 м, подстилаемый серыми глинами. Угли черные матовые, тонкоплитчатые, трещиноватые. Угли в Анабаро-Хатангском и Хатангском районах отнесены к каменным, окисленным; характеризуются повышенным значением выхода летучих веществ и низким – теплоты сгорания и содержанием водорода (3,3–4,7 %).

В Северо-Сибирской низменности угленосные отложения нижнего мела на большей площади территории перекрыты кайнозойскими образованиями, но во многих местах они залегают близко к поверхности, поэтому могут быть обнаружены с помощью бурения.

В устье р. Огневка (V-3-6) скважинами вскрыты: нижний пласт мощностью 1,5–5,5 м, средний – 0,25–0,75 м, верхний – 0,85–1,2 м. По простиранию огневской, рассохинской и сангасалинской свит на поверхность выходят разные пласты или их части. Например, на р. Князевка (V-3-9) мощность пласта угля составляет 1–2 м, в устье р. Попига́й (V-3-15) – до 1,5 м, на мысе Большая Корга (V-3-1) – 1,5–2,2 м. В восточном направлении мощности пластов немного уменьшаются. В ряде мест обнажены маломощные пласты или отмечаются элювиально-делювиальные развалы каменного угля.

Целый ряд проявлений углей связан с выходом сангасалинской свиты на поверхность от устья р. Попига́й на восток, длина выхода свиты 190 км. На правом притоке рек Попига́й и Мунгурдах (V-3-15) установлено четыре выхода углей: с пластами мощностью 1,5–4,0; 1,2–2,0; 1,5–2,5; 1,0–3,0 м (табл. 16). На Анабаро-Хатангском междуречье перспективы угленосности можно расширить за счет закрытых территорий, где угленосные отложения залегают близко к поверхности. Угленосные отложения продолжаются в юго-западном направлении, где приурочены к бассейну р. Хатанга.

Уголь бурый. В Таймырском потенциальном буроугольном районе мелкие пропластки бурых углей присутствуют в разрезе континентальных образований среднеюрского возраста на северном борту оз. Таймыр, в долине нижнего течения р. Западная и по притокам р. Нюнькаракутари. Пропластки угля мощностью до 20–30 см содержат многочисленные тонкие прослой и линзы песчанистого материала (нередко до 50 % от объема породы). Угли некондиционные.

Характеристика углепроявлений Анабаро-Хатангского района

Углепроявление	Свита	Количество пластов		Мощность пластов, м	
		общее	рабочих	суммарная	рабочих
Правый развилок р. Князевка	Сангасалинская	1	1	1,0–2,0	1,0–2,0
Верхняя левая развилка р. Мунгурдах	Сангасалинская	1	1	1,5–4,0	1,5–4,0
Верхняя левая развилка р. Мунгурдах	Сангасалинская	1	1	1,2–2,0	1,2–2,0
Правый развилок р. Мунгурдах	Сангасалинская	1	1	1,5–2,5	1,5–2,5
Верхняя правая развилка р. Мунгурдах	Сангасалинская	1	1	1,0–3,0	1,0–3,0
Мыс Большая Корга	Огневская	1	1	1,5–2,2	1,5–2,2
Район мыса Малая Корга	Огневская	2	1	1,4	1,0
Правобережье устья р. Попигай	Огневская	1	1	1,0–1,5	1,0–1,5

На северном склоне Средне-Сибирского плоскогорья угленосные пермские отложения Анабаро-Попигайского бурогольного района северо-восточной части Тунгусского угленосного бассейна простираются полосой шириной 40 км от р. Хатанга до р. Анабар. Падение угленосных пород пологое (2–5°) в северном направлении. Проявления бурых углей обнаружены в береговых обрывах рек Нижняя, Блудная и Половинная. В пределах района каменные угли встречаются в зонах контактового метаморфизма интрузий. Бурые угли приурочены к выходу на поверхности отложений котуйской (р. Нижняя) и потокойской свит (реки Блудная и Половинная). Мощность прослоев угля не превышает 0,5 м, поэтому практического значения эти проявления не имеют.

На р. Нижняя установлено четыре пласта угля в котуйской свите верхней перми с падением 10° в северо-западном направлении. Линза угля мощностью 0,15 и длиной 10 м обнажена на левом берегу р. Нижняя (VI-2-1). Два пласта мощностью 0,8 и 0,5 м выходят на правом берегу р. Нижняя (VI-2-2). Здесь же [40] установлен пласт угля с высокой зольностью (40 %) мощностью 2,5 м, прослеженный на 60 м. В бассейне р. Блудная выявлено четыре выхода углей. Самый верхний по разрезу слой угля мощностью 0,2 м (VI-3-1) залегает в отложениях потокайской свиты. В 0,8 км выше устья р. Рассоха выходят два пласта сажистых, матовых углей (VI-3-3) мощностью 2 и 1 м. Ниже по разрезу залегает пласт угля мощностью 0,3 м (VI-3-5). Уголь

длиннопламенный. Среди выходов потоковой свиты ниже слияния рек Блудная и Джамалах встречены элювиально-делювиальные развалы угля (VI-3-6).

О качестве углей Анабаро-Попигайского района Тунгусского угленосного бассейна можно судить по данным изучения углей Попигайской зоны угленосности (к востоку от рамки карты). Техническая характеристика угля из обрыва р. Попигай следующая (%): W^a — 2,8–3,1; A^d — 15,5–30,7; $S_{\text{общ}}^d$ — 1,15–2,40; V^{daf} — 32,7–35,1; C^{daf} — 80,23–83,4. Угли относятся к газовым.

На р. Половинная (VI-3-1) установлены маломощные пласты угля (0,08 и 0,15 м). Почти все угли относятся к классу гелитолитов. Преобладающими типами являются липоидно-фюзинито-гелиты и липоидо-фюзинито-гелититы. Угли Анабаро-Попигайского района относятся к технологическим группам 2Б и 3Б, подгруппам 2БВ и 3БВ.

В целом вся территория распространения пермских отложений Анабаро-Попигайского бурого угольного района Тунгусского угленосного бассейна перспективна в отношении угленосности. На этой площади можно рассчитывать на присутствие одного-двух пластов угля кондиционной мощности ($>0,7$ м) и удовлетворительного качества. Для местных нужд заслуживают внимания и пласты угля мощностью 0,5–0,6 м. Можно предполагать широкое распространение углей по падению пород в северном направлении, под покровом мезозойских отложений. Запасы пермских бурых углей междуречья Анабар–Блудная отдельно не подсчитывались.

Торф. Район весьма богат кайнозойским торфом, но из-за отсутствия потребителя он не изучался. Торф гипновый, низинный, степень разложения слабая (7–8 %). Содержит большое количество минеральных примесей (зольность 70,7 %).

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Медь. На площади листа S-48 располагаются проявления меди трех формационных типов: медно-свинцово-цинковый в вулканогенно-карбонатно-терригенных углеродистых комплексах, гидротермальный кварц-сульфидно-жильный, магматический медно-никелевый сульфидный. Первые два приурочены к докембрийским образованиям, последний — к интрузиям раннего триаса.

Вулканогенно-осадочные проявления меди установлены в трех пунктах — два в каньоне р. Коралловая (I-1-18) и один пункт минерализации на правом берегу р. Прямая (I-1-17). Площадь развития оруденения приурочена к Кораллово-Пряминской зоне Пясинско-Фаддеевского глубинного разлома и оконтуривается в геохимических полях вторичными литохимическими потоками рассеяния элементов с коэффициентом концентрации относительно кларка: меди (3–5), серебра (2–10), олова (4–20), молибдена (4–6), бария (3–7), кобальта (2–4), цинка (2–2,5) протяженностью 35 км, шириной 3 км.

Рудная минерализация в сланцах октябрьской толщи в медноколчеданном проявлении Коралловое-1 (I-1-18) представлена прожилками, линзами и вкрапленностью халькопирита, пирротина, пирита, марказита, галенита, борнита с содержанием сульфидов в прожилках 10–40 %. Халькопирит, реже борнит встречаются в виде мелких (4–20 мкм) изометричных выделений в прожилках и просто в сланцах. Содержание меди изменяется от 0,05 до 8 %, серебра – 5–32 г/т (по штучным пробам – ХА, ИСР, 25 проб), в среднем 1,5 % Cu и 15 г/т Ag на мощность 2 м. Среди других элементов можно отметить (%) Pb – 0,1–0,5, Zn – до 0,08, Ni – до 0,05, Mo – до 0,02, V – 0,05–0,08, а также Au – до 0,12 г/т, Pd – до 0,44 г/т. Рудная минерализация располагается по сланцеватости пород, совпадающей со слоистостью кулисообразно. Залегание пород субвертикальное. Прослеженная протяженность рудоносной зоны в каньоне р. Коралловая составляет 300 м. Известно еще одно проявление – Коралловое-2, в 2,5 км вверх по течению от проявления Коралловое-1, и проявление р. Прямая в 35 км к северо-востоку. В перекрывающих медистые породы метасоматически преобразованных сланцах встречаются проявления марганца с содержанием более 1 % (ПКСА).

В кварцевых песчаниках, гравелитах, конгломератах и карбонатных брекчиях венда, залегающих под углом 30–40° с угловым несогласием на породах раннего–среднего рифея, вкрапленная рудная минерализация представлена борнитом, ковеллином, халькопиритом, самородной медью, малахитом, содержание меди изменяется от 0,01 до >1 % (по данным ПКСА), при среднем значении 0,2–0,5 %, мощность рудной зоны 1 м, протяженность 800 м. С учетом непрерывности оруденения между двумя проявлениями р. Коралловая длина рудоносной зоны по р. Коралловая составит 3 км. В 35 км на северо-восток от проявления меди р. Коралловая на правом берегу среднего течения р. Прямая по простиранию Коралловой меденосной зоны, маркируемой литогеохимическими потоками, в песчаниках и гравелитах венда содержание меди (по данным химического и эмиссионного спектрального анализа) составляет 0,12–0,55 % (при среднем 0,2 %), платины – 0,06 г/т (АА) на пласт мощностью 1 м (I-1-17). Кроме того, в гравелитах и песчаниках венда в проявлениях меди рек Коралловая и Прямая присутствуют фосфор (0,2–0,5 %) и цирконий (0,1 %). Проявления этой формации (медистых песчаников) являются вторичными по отношению к проявлениям медноколчеданной формации в сланцах раннего–среднего рифея и сформированы за счет последних.

Медная минерализация кварц-сульфидной жильной формации установлена в проявлениях золоторудной полиметаллической и золоторудной кварцевой формаций в междуречье правых притоков р. Ленинградская – ручьев Ясный и Светлый (I-1-4, I-1-5) и в верхнем течении Ленинградской (I-1-10). В кварцевых жилах, секущих метагаббро-долериты северобыррангского комплекса, отмечается вкрапленность пирита, арсенопирита, халькопирита с малахитовой зеленью. Содержание меди составляет 0,5–1 и более 1 % (ПКСА), серебра – 10 г/т (ПКСА), мышьяка – более 3 % (ПКСА) (I-1-4), а в верховьях руч. Светлый (I-1-5) в кварцевых жилах с халькопиритом в metabазальтах содержание меди 0,18–0,67 % (ХА). В верхнем течении р. Ленинградская в 10 км выше устья р. Баркова известна рудная квар-

цево-прожилковая зона размером 2×9 км. В ней отмечаются кварцевые жилы с пиритом, халькопиритом, пирротинном, галенитом и блеклой рудой мощностью 1–2 м, протяженностью до 30 м в зоне смятия и березитизации черных сланцев протерозоя (I-1-10) (129 штуфных проб) [40].

В горах Бырранга медь присутствует в качестве попутного компонента в рудных телах, содержащих серебро-полиметаллическую минерализацию, и интрузивных телах с медно-кобальтово-никелевой минерализацией. Отмечаются также повышенные концентрации меди в зонах гидротермального метасоматоза и бостонитовых штоках. По результатам спектрального количественного и полуколичественного анализов, а также химического анализа отдельных проб содержание меди достигает: в проявлениях серебро-полиметаллических руд – 0,02 %: р. Малахай-Тари (I-3-3, II-3-4, II-3-5), руч. Узкий (Соколинская площадь, II-1-8), хр. Тулай-Киряка (II-3-9), в дифференцированных интрузиях с медно-кобальтово-никелевой минерализацией – 1,5 %: массив Тулай-Киряка (II-3-11), массив Киряка-Тас (III-2-1), на Соколинской площади – в гидротермально-метасоматических зонах – 0,03 %, в бостонитах – 0,08 %.

На возвышенности Тулай-Киряка карбонатные (кальцитовые, анкеритовые либо сидеритовые) и кварц-карбонатные жилы приурочены к приразломным зонам гидротермально измененных пород, экзоконтактам даек габбро-долеритов, иногда встречаются в пространственной ассоциации с дифференцированными никеленосными интрузиями (II-3-9, 11) [126].

На хр. Киряка-Тас выявлено четыре пункта медно-никелевой минерализации. Наиболее представительно проявление (III-2-4) на р. Тигян-Соня [125], где рудоносные кварц-анкеритовые жилы приурочены к контактам даек габбро-долеритов с вмещающими песчаниками и аргиллитами перми. Жилы вмещают до 15–20 % рудных минералов, представленных миллеритом, халькопиритом, пирротинном, сфалеритом и самородной медью.

Магматогенные и гидротермальные рудные образования на территории севера Анабарской антеклизы относятся к медно-никелевой сульфидной и медно-кварц-сульфидной рудным формациям. Здесь известно три пункта медной минерализации в бассейне рек Блудная и Половинная (VI-3-7, VI-3-8, VI-3-9). Сульфидная вкрапленность существенно халькопиритового состава и маломощные прожилки сульфидов наблюдаются на контакте малых интрузий основного состава с вмещающими терригенными породами перми вдоль тектонических зон. Рудная минерализация (пирит, пирротин, халькопирит и др.) локализуется как в долеритах, так и во вмещающих терригенных породах. Содержание меди составляет 0,5–1 %, никеля – 0,1–0,8 %.

Свинец, цинк, серебро. В Шренк-Фаддеевской складчатой зоне докембрия в проявлениях золото-полиметаллической рудной формации содержатся элементы: Zn – 0,1–1 и более 1 %, Pb – 0,3 %, Ag – 5–10 г/т, Cd – 0,006 % по данным ПКСА (I-1-4, 6, 8). В Коралловой меденосной зоне проявление серебра выявлено в вулканогенно-осадочной формации «медистых сланцев», где оно является второстепенным элементом (I-1-17, 18).

В Южно-Быррангской позднепалеозойско-раннемезозойской складчатой зоне выделяются Таймыроозерская площадь с платино-полиметалль-

ными проявлениями, Муруптуматаринская — с серебро-полиметаллическими и Киряка-Тасская — с медно-полиметаллическими.

На Таймыроозерской площади наиболее крупным объектом является группа серебро-полиметаллических рудопроявлений «Загадочное», расположенная в верховьях р. Загадочная (II-1-22). Группа представлена двумя рудопроявлениями и одним пунктом минерализации серебро-полиметаллических руд сходного геологического строения, расположенными в непосредственной близости друг от друга (на отрезке 2–3 км). Рудопроявления представляют собой вытянутые в субширотном (300°) направлении участки кварц-карбонатного метасоматоза и брекчирования терригенных пород перми протяженностью от 50 до 400 м. Наиболее обогащенные рудные участки представлены кварц-карбонатными жилами и брекчиями с содержанием рудных минералов (галенит, сфалерит) 5–20 %. Периферийные участки сложены брекчированными сульфидизированными песчаниками, в различной степени ожелезненными. Из сульфидной вкрапленности на этих участках присутствуют пирит, пирротин, халькопирит и галенит, суммарное содержание которых не превышает 10 %. По данным количественного и химического анализов содержание полезных компонентов в рудных телах составляет: Pb — 0,04–4,64 %, Zn — 0,4–7,34 %, Ag — 3–128 г/т, Cd — 0,002–0,03 % (до 0,1 %). Для сульфидизированных песчаников периферийной области характерны более низкие значения: Pb — 0,01–0,14 %, Zn — 0,02–0,3 %, Ag — до 5 г/т. Как сами рудные тела, так и околорудные метасоматиты характеризуются повышенными концентрациями (%) марганца (0,4–1), бария (0,15–0,25) и стронция (0,1–0,15, до 1). Средние содержания полезных компонентов по рудным телам оцениваются: по Pb — 1,7 %, по Zn — 3,1 %, по Ag — 60 г/т, по Cd — 0,015 %. Средние содержания полезных компонентов по периферийным частям рудопроявлений составляют: Pb — 0,1 %, Zn — 0,2 %, Ag — 3 г/т.

Рудопроявление Осыпное расположено на левом борту р. Оленья в ее среднем течении (II-1-18). Оно приурочено к зоне сопряжения крупного разлома северо-северо-западного направления с тектонической зоной широтного простирания. Зона шириной 400–500 м протягивается в восточном направлении на 2 км. Она выполнена терригенными породами и долеритами, в различной степени измененными (от слабо измененных разностей до метасоматитов). Рудопроявление представляет собой одну крупную кварц-карбонатную жилу северо-западного направления с богатой рудной минерализацией. Наблюдаемая длина жилы 100 м, мощность 1,5–2 м. Содержание галенита в ней варьирует в пределах 5–30 % (в среднем 10 %), сфалерита — единичные вкрапления. Вкрапленники галенита крупные — до 2–3 см, участками образуют скопления сплошных руд. По данным спектрального анализа двух рядовых проб содержания основных рудных компонентов в жиле составляют: Pb — 10 %, Zn — 0,03 %, Ag — 3–4 г/т.

Рудопроявление Сопочное расположено в бортах рек Сопочная и Волчья (II-1-30). Проявление р. Сопочная представлено крупным интрузивным телом с медно-никелево-кобальтовой минерализацией и мощной зоной тектонических брекчий, секущей это тело и содержащей серебро-полиметаллическую минерализацию. Тектоническая зона мощностью до 50 м субширотного простирания протяженностью более 2 км представлена

кварц-карбонатной брекчийей, содержащей густую пиритовую вкрапленность, участками до сплошных сульфидных руд. Обломочный материал брекчийей состоит из осветленных, окварцованных долеритов, интенсивно лимонитизированных. В одной пробе из цемента брекчийей установлены повышенные значения свинца — 0,04 % и цинка — 0,08 % (ПКСА). На р. Волчья в метадолеритах и секущих их кварц-карбонатных прожилках химическим анализом установлены повышенные концентрации: Pb — 0,04–0,11 %, Zn — 0,1–0,16 %, Ag — 3–5 г/т. В полукилометре ниже по течению р. Сопочная выявлена такая же зона брекчийей мощностью 15–20 м в терригенных породах перми с тонкой вкрапленностью галенита (до 1 %).

Рудопоявление Волчье расположено в правом борту р. Волчья в ее среднем течении (II-1-28). Оно локализовано в пределах тектонического блока карбонатных пород поздне триас-раннеюрского возраста и приурочено к сопряжению крупных тектонических нарушений восток-северо-восточного и север-северо-западного направлений. Здесь в поле развития карбонатных пород тектонического блока выявлен участок (50 × 50 м) мелкошебнистых высыпок кварц-карбонатных и кварцевых жил с богатой гематитовой минерализацией. Вероятно, это жильно-штокверковая зона, где мощность отдельных прожилков не превышает 5–7 см. Рудная часть жил кавернозная с микрожеодами лимонита. По результатам спектрального анализа одной пробы содержания полезных компонентов в жильном субстрате составляют: Pb — до 0,3 %, Zn > 3 %, Ag — 50 г/т.

В верховьях р. Южная (II-1-17) выявлен пункт серебро-полиметаллической минерализации, который представляет собой фрагмент рудонесущей метасоматической зоны субширотного направления шириной 100 м, протяженностью 300 м. В восточном и западном направлении зона погружается под чехол рыхлых образований. Центральная часть зоны представлена лимонитизированными песчаниками, краевые части — брекчированными осветленными окварцованными песчаниками с кварц-карбонатными прожилками, содержащими галенит-сфалеритовую минерализацию (первые %). Наиболее обогащенный участок находится в южной части зоны. Его ширина 30–50 м, при протяженности около 150 м. По результатам химического анализа одной штуфной пробы содержание полезных компонентов составляет: Pb — 0,16 %, Zn — 1,44 %, Ag — 7 г/т, Cd — 0,01 %.

К пунктам серебро-полиметаллической минерализации можно отнести и зоны кварц-карбонат-лимонитового метасоматоза в экзоконтактовых частях бостонитовых массивов (II-1-21, 23). Спектральным анализом в них выявлены повышенные содержания свинца — 0,016–0,054 %. Сами бостонитовые интрузии также характеризуются повышенными значениями таких элементов как: Cu — до 0,08 %, Pb — до 0,4 %, Zn — 0,04–0,05 %, Ag — до 1 г/т, Mn — до 0,3 %.

На Таймыроозерской площади галенит и сфалерит образуют семь шлиховых ореолов и два потока: в среднем течении р. Оленья (II-1-15), в верховьях р. Загадочная (II-1-16), в верховьях р. Южная, в верхнем течении р. Широтная (II-1-26), в бассейне р. Постоянная, в нижнем течении р. Медвежья, в нижнем течении рек Оленья и Волчья (II-1-29), в среднем течении рек Загадочная и Мезозойская.

На Муруптуматаринской площади в низовьях р. Малахайтари в мало-мощных кварц-карбонатных жилах (0,05–0,1 м) присутствуют вкрапленники галенита, сфалерита (II-3-4, 5, 6, 7). Содержание (%) свинца – 0,01–3,0, цинка – 0,1–3,0, меди – до 0,01, никеля и кобальта – до 0,01, серебра – до 100 г/т.

Рудопроявление Кирыка-Тасское (Кирыка-Тасская площадь) расположено на южном склоне одноименной гряды (III-2-4). Оно представляет собой сложнопостроенную тектоническую зону, оперяющую разломы, контролирующие тектонические карбонатные блоки. Зона субширотного направления прослежена на 1,5–2 км. Она представлена жилами и брекчиями кварц-кальцитового состава интенсивно ожелезненными. Участки интенсивного брекчирования размером от 20 до 100 м содержат тонкую галенит-сфалеритовую вкрапленность. Концентрации полезных компонентов по результатам спектрального анализа составляют: Pb – 0,05 %, Zn – 0,1 %, Ag – 1–2 г/т, Mn – 0,3–0,5 %.

Шлиховым опробованием установлены высокие содержания галенита и сфалерита в аллювии рек, дренирующих районы с коренными рудопроявлениями этих полезных ископаемых. Самые крупные по площади ореолы расположены в бассейне р. Малахайтари и уходят за восточную рамку листа. В бассейне р. Малахайтари (I-3-2, II-3-1) галенит встречен в шлихах в количестве от 1 до 5 знаков. Размер зерен 0,1–0,2, реже до 0,5 мм [118, 134].

В восточной части возвышенности Тулай-Кирыка галенит в шлихах встречается по 1–5 знаков размером 0,01–0,5 мм. Шлиховые ореолы сфалерита встречены южнее оз. Таймыр в верховьях р. Бол. Балахня на значительном удалении от коренных источников (140 км). В 10 шлихах содержание сфалерита от 10 до 208 знаков. На этой площади, между меридианами зал. Байкура-неру и хр. Кирыка-Тас, кроме того, встречаются знаки золота, галенита и др. В бассейне р. Мал. Балахня также встречаются знаки сфалерита.

Никель, кобальт. Наиболее интересными объектами медно-никелевой сульфидной формации на площади листа S-48 являются дифференцированная Соколинская интрузия и массив Тулай-Кирыка.

Соколинская интрузия (II-1-3) впервые была выявлена и закартирована Г. А. Закржевским в 1951 г., в ходе производства ГГС-200 [121]. Закартирована она была в виде отдельных разрозненных, довольно мощных, трапповых тел различного петрографического состава. Как самостоятельное интрузивное тело Соколинская интрузия была выделена В. В. Беззубцевым в 1972–1979 гг., в процессе производства АФГК-500 [13]. Тогда же было высказано предположение о ее высокой перспективности в плане медно-никелево-кобальтовой рудоносности.

В ходе полевых исследований в нижней и верхней частях основного тела интрузии выявлено два горизонта вкрапленных сульфидных руд. Нижний горизонт локализован в троктолитовых габбро (20–30 м от подошвы основного тела) и представлен гнездово-вкрапленной пирротин-пентландит-халькопиритовой минерализацией. Вкрапленность тонкая интерсертальная неравномерная составляет до 20 % объема породы. Участками сульфиды полностью разложены в рыхлый лимонитовый агрегат. Мощность нижнего рудного горизонта составляет около 10 м, протяженность 100–

150 м. В верхней части интрузии, непосредственно под горизонтом пегматоидных габбро, выделяется второй рудный горизонт с такими же параметрами. В верхнем горизонте сульфидная вкрапленность локализована в пикритовых мелкозернистых габбродолеритах и представлена пирротинном и халькопиритом. Вкрапленность тонкая интерсерральная составляет 10–30 % объема породы. Установлено, что все породы Соколинской интрузии в той или иной степени содержат сульфидную минерализацию. Были проанализированы только пикритовые габбродолериты в нижней части интрузии с незначительной сульфидной вкрапленностью (1–3 %), где содержание полезных компонентов составило: Ni – 0,1–0,17 % и Co – 0,011–0,013 % (5 проб, ELAN).

Массив Тулай-Кирыка образован субпластовым пологосекущим телом метадiorитов, габбродолеритов, габбро-норитов, пикритовых габбро-долеритов широтного простирания, протяженностью 20 км. В массиве Тулай-Кирыка убогая сульфидная вкрапленность содержится во всех дифференциатах интрузии. Повышенная сульфидная минерализация связана с горизонтами оливиновых и оливинсодержащих габбродолеритов. Наиболее высокие концентрации сульфидов отмечаются в пикритовых разностях в подошве западного фланга интрузии. Сульфидная минерализация представлена (%): пирротинном – 60–70, пиритом – 20–25, пентландитом – 0–5, сфалеритом – 0–5, халькопиритом – 0–5, присутствуют кристаллы сперрилита [147]. Оруденение представлено главным образом мелкой (до 3 мм) интерстиционной вкрапленностью, с участками сидеронитовой текстуры и отдельными ксеноморфными вкрапленниками до 10 мм. В нижних горизонтах интрузии содержание сульфидов составляет в среднем 5 %, достигая в пикритовых разностях 10–15 %. Наиболее высокие концентрации связаны с участками повышенного метасоматоза. В подошве интрузии, в экзоконтактной и эндоконтактной частях отмечаются мелкие жильные выделения сульфидов мощностью от нескольких до десятков сантиметров. Средние содержания полезных компонентов в пикритовых габбродолеритах (%): Ni – 0,05, Cu – 0,4, Co – 0,01. В сульфидных жилах приконтактной части интрузии концентрации полезных компонентов несколько выше (%): Ni – 1,35, Cu – 1,57, Co – 0,09 [147]. К амфиболовым перидотитам нижней части интрузии приурочено вкрапленное сульфидное оруденение (II-3-9) (пирротин, халькопирит, пентландит, пирит) с содержанием меди 1 %, никеля до 1 %, в такситовых габбро-долеритах отмечается повышенное содержание платиноидов – до 2,22 г/т (ХА, КСА) [147].

В качестве более мелких проявлений медно-никелево-кобальтовой минерализации следует выделить три объекта: рудопроявление массива Кирыка-Тас, пункт минерализации Сопочное и дайку в борту р. Южная.

Рудопроявление массива Кирыка-Тас (III-2-1) расположено на северных склонах одноименной возвышенности. Рудопроявление представляет собой силл габбродолеритов дябакатаринского комплекса мощностью 20 м, в подошве которого отмечается горизонт (более 1 м) вкрапленных халькопирит-пирротинных руд. Вкрапленность тонкая интерсерральная с содержанием сульфидов 3–15 %. Содержания полезных компонентов по данным спектрального анализа (%): Cu – 0,5, Ni – 0,5, Co – 0,08.

Пункт минерализации Сопочное (II-1-31) расположен в борту р. Сопочная и представлен крупным интрузивным телом невыясненной морфологии с медно-никелево-кобальтовой минерализацией, разбитым на блоки мощной тектонической зоной, содержащей серебро-полиметаллическую минерализацию. Интрузивное тело габбродолеритового состава, видимой мощностью до 80–100 м, разбито на три крупных блока, каждый из которых пронизан массой мелких (до 3 см) кальцитовых прожилков. В приконтактных с тектонической брекчией участках долериты интенсивно ожелезненные обожженные. В единичной пробе из верхней части интрузивного тела спектральным анализом выявлены повышенные содержания (%): Cu – 0,1, Ni – 0,2, Co – 0,1. В верхнем течении р. Южная выявлена дайка оливиновых габбродолеритов с сульфидной вкрапленностью (II-1-23). Дайка субвертикальная, мощностью 10 м, прослежена на 1000–1500 м. Вкрапленность тонкая интерсервальная неравномерная (3–15 %) представлена пирротинном и халькопиритом.

Молибден. Самостоятельных проявлений и пунктов молибденовой минерализации на площади листа S-48 не имеется. В Карском сводово-плутоническом поднятии повышенные концентрации молибдена (0,012 %) присутствуют в проявлениях золото-полисульфидной формации среди черных сланцев и вулканитов палеозоя (I-2-6). На Коралловой площади в проявлении «медистых сланцев» содержание молибдена достигает 0,02–0,08 % (I-1-18). В Южно-Быррангской складчатой зоне в проявлениях серебро-полиметаллической минерализации содержания молибдена не превышают тысячных долей процента.

Олово. В пределах Карского поднятия установлены пункт минерализации олова в габбро-долеритах в контакте с гранитами снежинского комплекса протерозоя в верховье руч. Командный, правом притоке р. Баркова (I-1-14), где его содержание составляет 0,02 % (ПКСА), и шлиховые потоки и ореолы касситерита. Касситерит выявлен в 171 шлихе в количествах до 10 знаков, бурого, красного, черного цвета, с размерами зерен до 2 мм, иногда в ассоциации с турмалином из современного аллювия в бассейнах Ленинградской, Баркова, Коралловой, Нижней, Прямой (встречаемость более 16 %). Первый ореол в бассейне Нижней и Коралловой и верховье руч. Изогнутый включает до 45 % шлихов, содержащих касситерит. В среднем течении Коралловой прослежен шлиховой поток касситерита длиной 11,5 км. Второй шлиховой поток выделяется в бассейне р. Прямая и нижнем течении р. Единственная. Здесь расположено до 15 % шлихов, содержащих касситерит. Протяженность потоков составляет от 1,5 до 7 км. Третий шлиховой поток приурочен к протяженным левым притокам р. Баркова (ручьи Пологий, Длинный) и небольшому правому притоку реки. Здесь локализовано до 10 % находок касситерита, как правило, в виде разрозненных шлихов в ассоциации с золотом, иногда с галенитом. Ареалы шлиховых потоков касситерита образуют полосу северо-восточного простирания, они локализованы в основном на склоновых ландшафтах в области активно разрушающихся карбонатно-терригенных образований ордовика–силура.

Поскольку минерал достаточно хрупок, его потоки редко прослеживаются на расстояния более 5–10 км от коренных источников.

Алюминий. В Северо-Быррангской складчато-надвиговой зоне Карского сводового поднятия, на границе франского яруса верхнего девона и нижнего карбона в ряде мест обнаружены бокситоподобные породы – аллиты. В истоках р. Нюнькаракутари (I-2-9), по данным М. Н. Злобина [56], аллитовые образования мощностью от 1,9 до 2,7 м прослежены по простиранию на 20 км. Химический состав аллитов (%): SiO_2 – 20,27, Fe_2O_3 – 30,85, FeO – 1,54, Al_2O_3 – 33,02, TiO_2 – 2,23, CaO – 2,07, MgO – следы, Na_2O – 0,59, K_2O – следы, MnO – 0,54, P_2O_5 – 0,18, V_2O_5 – 0,05, п.п.п. – 9,82, сумма – 100,66.

Позднее бокситоносный горизонт был прослежен на этом стратиграфическом уровне в верховьях р. Траутфеттер, Северная, Жданова, Преградная, Ключевка [18]. В верхнем течении р. Ключевка (в 15 км севернее рамки листа) аллиты залегают в пачке пестроцветных пород мощностью 30–50 м, прослеженных на 10 км. В них заключены два слоя аллитов, один мощностью 3 м, другой с неустановленной мощностью.

Вблизи северной границы Южно-Быррангской складчатой зоны в верховьях р. Встречная, правом притоке р. Траутфеттер, выявлен гидрохимический поток алюминия протяженностью 6 км с коэффициентом концентрации до 12 относительно кларка в воде (I-1-22). Непосредственно севернее этого участка находится периклинальное замыкание складки, крылья которой сложены породами девона и карбона, где также можно ожидать выход бокситоносного горизонта.

Ртуть. Гидротермальные проявления ртути, выявленные на площади листа, относятся к двум формациям – ртутной аргиллизитовой терригенной и ртутной аргиллизитовой карбонатной. В «Переходной» черносланцево-карбонатной зоне Северо-Быррангского геологического района выявлены проявления мышьяково-золото-ртутной минерализации. В проявлениях атомно-абсорбционным методом установлены пункты минерализации ртути с невысокими содержаниями, превышающими кларковые значения по типам пород в 3–50 раз. В устье руч. Светлый, правого притока р. Ленинградская в сланцах черного и кремового цвета и известняках выявлены содержания ртути $0,16 \times 10^{-4}$ %, 0,011 % мышьяка и P_2O_5 – более 1 % (III-1-2). В золото-черносланцевом проявлении в верхнем течении р. Ленинградская в алевро-аргиллитах нижнего ордовика обнаружена ртуть в количестве $0,14 \times 10^{-4}$ % (I-2-2). Здесь же, в левом борту притока Ленинградской в черных известковистых сланцах ордовика выявлена ртуть в количестве $0,14 \times 10^{-4}$ % (I-2-4). Во всех этих проявлениях ртуть является индикатором гидротермальных близповерхностных процессов для поисков объектов золото-черносланцевой мышьяково-ртутной формации.

Кроме того, в левом притоке р. Заозерная, вблизи слияния с р. Ленинградская в трахибазальтовой брекчии с обломками известняка позднерифейского светлинского эруптивного комплекса содержание ртути колеблется от $0,12 \times 10^{-4}$ % до $1,33 \times 10^{-4}$ % (пять проб, I-1-8). На левобережье среднего течения р. Траутфеттер в триасово-юрской дайке лампрофиров,

секущих карбонатные породы ордовика, содержание ртути составляет $0,81 \times 10^{-4} \%$ (I-1-24). Дайка сопровождается шлиховым ореолом киновари, в единичных знаках на шлих.

В пределах Южно-Бырангской геологического района содержание ртути в серебро-полиметаллических рудах проявления Загадочное находится на уровне 260–1000 кларков ($13-50 \times 10^{-4} \%$), поэтому шлиховые пробы из голоценового аллювия этой площади содержат знаки киновари (до 5–10 знаков на 15 л пробы). Вблизи оз. Студеное в свинцово-цинковом проявлении установлена ртуть в количестве 0,1 % (ПКСА) [40].

На р. Загадочная около флюорит-редкоземельного рудопоявления в делювиальных развалах пермских пород встречены обломки измененного песчаника с примазками и редкими зернами киновари размером до 1 мм.

Шлихи, содержащие киноварь, в пределах Соколинской площади группируются в три крупных ореола, локализованных в центральной части территории. Предшествующими исследованиями за пределами Соколинской площади в бассейне р. Северная и низовьях р. Нюнькаракутари также были выявлены ореолы киновари (II-2-1, 2).

В верховьях руч. Узкий (II-1-8) в центральной части шлихового ореола киновари выявлена мощная тектоническая зона широтного простирания, сложенная кварц-карбонатной лимонитизированной брекчией, содержащей сульфидную минерализацию. Сульфиды представлены в основном пиритом и пирроотином и составляют до 80 % объема породы. В брекчии определены содержания золота 0,1–0,15 г/т (II-1-8).

Мышьяк. На территории листа S-48 распространены гидротермальные проявления мышьяковой арсенопиритовой березитовой и мышьяковой реальгар-аурипигментовой аргиллизитовой формаций. В Шренк-Фаддеевской складчатой зоне докембрия выявлены проявления мышьяковой арсенопиритовой березитовой формации разных минеральных типов – ртутно-мышьяковый, золото-полиметаллический и собственно мышьяковый. Ртутно-мышьяковое проявление в черных сланцах протерозоя с содержанием мышьяка 0,011 % (ICP MS) расположено в устье руч. Светлый (I-1-2). Кварцевые жилы в габбро-долеритах северобырангского комплекса с сульфидами в междуречье Светлый–Ясный помимо золота и высоких концентраций меди содержат более 3 % мышьяка (ПКСА) (I-1-4). В верховьях руч. Светлый в кварцевых жилах в вулканитах с серебро-полиметаллической минерализацией концентрация мышьяка по данным ПКСА составляет 0,1–0,3 % (I-1-6). Собственно мышьяковые пункты минерализации с содержанием мышьяка 0,02–0,03 % установлены в обохренных песчаниках коротковской толщи S_2 – P_1 в верхнем течении р. Подхребетная (I-2-8) и верхнем течении Ленинградской (I-2-5).

В Южно-Бырангской складчатой зоне на Соколинской площади известно одно проявление мышьяковой реальгар-аурипигментовой аргиллизитовой формации в пределах шлихового ореола киновари: в истоках р. Траутфеттер в брекчированных породах перми в протолокке весом 2 кг обнаружено 20 знаков реальгара и 60 % марказита (II-1-7) [40].

Сурьма. В Карском сводово-плутоническом поднятии, в северо-западной части листа S-48-I, II, выявлены контрастные гидрохимические потоки и ореолы с содержанием в сухом остатке сурьмы в количестве 0,3–1 %, что указывает на дренаж водными потоками сурьмяносодержащих руд, залегающих на глубинах до 100 м. Пробы с аномальными значениями сурьмы приурочены к площади развития становско-колосовской терригенно-карбонатной серии позднего рифея. Здесь выявлены безрудные кварц-карбонатные метасоматиты. В площади ореола в северной части участка (I-1-7) выявлена трубка взрыва с эруптивными брекчиями, сцементированными трахибазальтами с золото-ртутной минерализацией. В южной части данного участка в площади гидрохимического ореола сурьмы выявлена мощная дайка миндалекаменных габбро-долеритов раннетриасового угрюминского комплекса (I-1-16) с редкой вкрапленностью халькопирита. По геофизическим данным (минимуму магнитного поля), в площади ореола находится локальное мелкозалегающее интрузивное тело.

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ, РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

В пределах Южно-Быррангской складчатой зоны на Таймыроозерской площади располагаются незначительные пункты минерализации редкоземельного оруденения, связанного с гидротермально-метасоматическими образованиями флюорит-барит-гематит-кальцитового состава, расположенными локально и проявившимися преимущественно в тектонических зонах среди карбонатных массивов. На карте они показаны как флюорит-баритовые проявления. Лантан-цериевые редкие земли содержатся обычно в небольших количествах (0,03 %). Около зал. Ямубайкура (II-1-17) в барит-кальцитовой жиле с флюоритом, целестином, галенитом и сфалеритом содержание лантана и церия достигает 0,5, а тория – до 0,18 % [40]. На участке Южный эндоконтактные зоны и сами интрузии бостонитов по данным количественного спектрального анализа характеризуются повышенными концентрациями (%) Pb (до 0,4), Zn (0,04–0,05), радиоактивных и редких металлов: Rb (0,03–0,04), Zr (0,08–0,1), Nb (0,006–0,008).

Редкоземельные минералы часто встречаются в шлиховых пробах в предгорьях, горах Бырранга и в Енисей-Хатангском прогибе. Они представлены монацитом, ортитом, ксенотимом, торитом, бастнезитом, цирконом. В пределах рек Северная, Траутфеттер, Ноюто-Яму, Сырута-Яму-Тарида, Арылах в шлихах встречается монацит, циркон от единичных знаков до нескольких десятков зерен на пробу [123]. На северо-востоке территории монацит встречен в 13 % шлиховых проб в единичных знаках, редко до 2–5 % от веса электромагнитной фракции. В районе возвышенности Тулай-Киряка монацит часто встречается в количестве от 1 до 15, чаще по 3–5 знаков на шлих. В пределах Енисей-Хатангского прогиба монацит встречен в 81 % шлиховых проб в количестве единичных знаков [40].

В Карском сводовом поднятии на Барковской площади монацит присутствует в 672 пробах (66 % от общего количества шлихов) в количестве до 10 зерен (максимум 100 зерен). Монацит встречается чаще всего в виде мелких хорошоокатанных зерен медово-желтого цвета. Часть зерен монацита присут-

ствует в виде крупных угловатых обломков до 0,3 мм. Территориально шлихи с монацитом приурочены к метаморфическим, карбонатным и карбонатно-терригенным отложениям от протерозоя до карбона в поле развития гранатильменитовой шлихо-минералогической ассоциации [1406].

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Золото. На рассматриваемой территории основные проявления золота установлены в пределах Барковско-Ждановской площади Шренк-Фаддеевской складчатой области Карского сводового поднятия. В результате ранее проведенных работ (А. И. Забияка и др., 1979; В. В. Беззубцев и др., 1980; А. К. Уфлянд и др., 1990; В. К. Оябрь и др., 1988; и др.) на площади выявлены пункты золото-сульфидной минерализации и россыпепроявления. В рудопроявлении руч. Ясный содержание Au достигает 6,9 г/т. При поисковых работах на россыпи золота в 1985–1988 гг. [151а] колонковым бурением установлено два россыпных проявления золота в долине р. Ленинградская с россыпями Au по P_1 – 400 кг (пересчет авторский).

При прогнозно-минерагенических исследованиях на рассматриваемой территории выявлены проявления трех золоторудных формаций: золото-мышьяково-сульфидной (черносланцевой), золоторудной кварцевой, золоторудной полиметаллической, относящихся к метаморфогенно-гидротермальному и гидротермальному типам. Штуфным и бороздовым опробованием установлена комплексная золото-платино-палладиевая минерализация в черных сланцах, известняках, вулканитах, кварцевых жилах, секущих терригенные породы и магматические тела. Содержание золота в пределах Барковско-Ждановской площади составляет от 0,1 до 8,8 г/т (38 проб, АА), платины – 0,06 г/т, палладия 0,06–0,84 г/т (31 проба, АА). Кроме того, установлена золотоносность и платиноносность черносланцево-карбонатных пород ордовика Переходной зоны Северо-Бырангской складчатой зоны с ртутно-мышьяковой геохимической специализацией.

Золото-мышьяково-сульфидная (черносланцевая) формация.

Известно проявление (I-1-13) в среднем течении р. Баркова. Линзы и вкрапленность сульфидов в зоне смятия и березитизации черных сланцев ждановской толщи нижнего–среднего рифея содержат 0,3 г/т золота, здесь же пункт минерализации бария с концентрацией 0,4–0,6 % в актинолит-хлоритовых сланцах с линзами кварца.

Пункт минерализации (I-1-11) с содержанием Au – 1 г/т (СЗМ) в хлорит-амфиболовом сланце ждановской толщи выявлено в бассейне р. Ленинградская, в 2 км ниже устья р. Баркова.

Пункт минерализации (I-2-2) выявлен в верхнем течении Ленинградской в алевро-аргиллитах с сульфидами грустнинской толщи. Содержание Au – 0,16 г/т, и 0,97 г/т – в монофракции сульфидов, содержание ртути $0,14 \times 10^{-4}$ % (четыре пробы АА).

Золоторудная кварцевая формация.

Проявление (I-1-5) выявлено в верховье руч. Светлый. Кварцевые жилы в метабазах и габбро-долеритах с малахитом содержат Au – 0,13–8,4 г/т, (АА), Cu – 0,18–0,67 г/т (ХА, КСПА, 4 пробы).

Проявление (I-1-10) располагается в верхнем течении Ленинградской в 10,5 км выше устья р. Баркова. Кварцевые прожилки в метагаббро-долерите с сульфидами Au – 0,16, 8,8 г/т (пробирный анализ, 2 пробы). Здесь же известно проявление золота в кварцевых жилах с пиритом, халькопиритом, пирротинном, галенитом, блеклой рудой мощностью 1–2 м, протяженностью до 30 м, в зоне смятия и березитизации черных сланцев протерозоя. Жильная зона размером 2 × 9 км. Содержание золота до 5,7 г/т (ХА, ПКСА, 192 пробы) [40].

Золоторудная полиметаллическая формация.

Проявление (I-1-4) выявлено в междуречье Светлый–Ясный. В метагаббро-долеритах северобыррангского комплекса в элювиально-делювиальных развалах установлена зона сульфидно-кварцевого прожилкования протяженностью более 100 м северо-восточного простирания при ширине 10–20 м; кварц – с обильной малахитовой зеленью, среди сульфидов отмечаются халькопирит, пирит, арсенопирит с содержанием Au – 1,49 г/т (АА), Ag – 5–10 г/т (ПКСА), Cu – 0,5 и более 1 % (ПКСА), As – от 0,02 до более 3 % (ПКСА) (3 пробы).

Проявление (I-1-6) с концентрацией элементов Au – 0,3–0,82 г/т, Pd – 0,24 г/т, (АА), Zn – 0,3–1 и более 1 %, Cd – 0,006 %, Ag – 1–4 г/т, As – 0,1–0,3 %, Pb – 0,05–0,3 % (ПКСА) установлено в окварцованных сланцах по метатуфоандезитам с сульфидами – от 30 до 60–80 % (5 проб).

В левом притоке р. Заозерная у слияния с р. Ленинградская закартирована трубка взрыва в колосовской свите нижнего протерозоя. Базальтовая эруптивная брекчия с обломками онколитовых известняков с сульфидами содержит: Au – 0,18–0,19 г/т (АА) (5 проб), Hg – 0,12–1,33 × 10⁻⁴ % (АА) (I-1-8).

В среднем течении р. Ленинградская между ручьями Моховой и Озерный (I-2-1) в листовниках по вулканитам с сульфидами (5 %), серпентинитах с сульфидами (до 10 %), окварцованных метариолитах, телах метагаббро-долеритов атомно-абсорбционным анализом определены Au – 0,13–0,37 г/т, Pd – 0,07–0,17 г/т (4 пробы).

В верховье р. Баркова, правый борт (I-2-6), в пачке переслаивания пелитоморфных известняков, темно-серых аргиллитов и риолитов барковской свиты ордовика атомно-абсорбционным анализом определены Au – 0,11–0,91 г/т, Pd – 0,03–0,28 г/т (АА) (11 проб).

В Южно-Быррангской позднепалеозойско-раннемезозойской складчатой зоне золото как попутный компонент присутствует в проявлениях серебро-полиметаллической формации и крупных габброидных массивах с платиноидами и медь-никель-кобальтовой минерализацией с содержанием до 0,15 г/т.

Золотоносные россыпи. Россыпное проявление золота, выявленное предшественниками при буровых поисковых работах на золото в верхнем течении р. Ленинградская в поле развития палеозойских пород, имеет длину 9050 м, ширину 92 м, мощность торфов 7,3 м, песков – 0,75 м, среднее содержание 0,64 г/м³, ресурс категории Р₁ металла около 400 кг (I-2-3). Первые три блока этой россыпи включают неоплейстоцен-голоценовое мелкозалегающее аллювиальное проявление, с невысоким средним содержанием. Его параметры: мощность торфов 3 м, песков – 0,6 м, среднее содер-

жание $0,60 \text{ г/м}^3$, ширина 100 м, протяженность 5650 м, ресурс категории P_1 — 250 кг золота. Россыпное проявление золота, выявленное в правой составляющей р. Ленинградская, относится к более древнему, видимо плиоцен-нижнелепистоценовому погребенному долинному аллювиальному типу, с значительной мощностью перекрывающих пески отложений. Его параметры: мощность торфов 20 м, песков — 1 м, среднее содержание $0,66 \text{ г/т}$, ширина 60 м, длина 3400 м, ресурс металла категории P_1 — 150 кг.

При проведении прогнозно-минерагенических работ ниже по течению Ленинградской от известного россыпного проявления в пределах развития протерозойских пород установлено еще два россыпных проявления золота: на 1,5-километровом отрезке долины в районе устья р. Баркова, в 7–7,5 км выше по течению от устья р. Баркова (I-1-9). Россыпное проявление правобережья Ленинградской в районе устья р. Баркова локализовано в нижней части аллювиальных отложений I надпойменной террасы, склоне террасы и высокой поймы. Содержание золота достигает 1 г/м^3 при рядовых $0,2 \text{ г/м}^3$. Золото в россыпном проявлении пластинчатое, со значительной степенью механического износа, с крупностью 1 мм.

Второе россыпное проявление р. Ленинградская приурочено к валунно-галечному аллювию с глинистым заполнителем и структурному элювию низкой поймы и валунно-галечной косе левого берега. Содержание золота составляет $0,71–1,23 \text{ г/м}^3$ (мелкообъемные пробы, канавы), предполагаемая ширина пласта 50 м, прослеженная протяженность 600 м, мощность продуктивного горизонта 1 м (I-1-9). Золото отличается повышенной крупностью — до 8 мм, пластинчатостью выделений и вторичной уплотненностью, что свидетельствует о его поступлении из более древней россыпи, видимо аллювиальных отложений первой надпойменной террасы. Большая часть золотин (52 %) отличается высокой пробностью (более 900), частицы с низкой пробой чаще встречаются среди мелких разностей. Состав элементов-примесей весьма разнообразный, помимо меди отмечаются сурьма, свинец, мышьяк и железо, что видимо, связано с включениями в золоте галенита, арсенопирита, пирита.

В связи с пониженной пробностью части россыпного золота (до 650), наличием геохимических аномалий серебра, можно предполагать развитие золото-серебряной формации, связанной с вулканитами.

В бассейне р. Баркова установлено два мелких голоценовых россыпных проявления золота в отложениях низкой поймы, совмещенных с интенсивно сульфидизированными черными сланцами и доломитами, что указывает на их потенциальную золотоносность. Россыпные проявления с содержанием $0,2–0,5 \text{ г/м}^3$ выявлены в 1 и в 5–5,5 км от устья р. Баркова. Золото мелкое — $0,2–0,5 \text{ мм}$.

В бассейне р. Подхребетная, от устья р. Баркова, вверх по течению известен шлиховой поток золота длиной 10 км (I-2-7), установленный бурением и мелкообъемным опробованием, содержание золота в верхнем слое аллювия до глубины 0,5 м составляет от 0,2 до $4,39 \text{ г/м}^3$. Еще один шлиховой поток длиной 16 км установлен при проведении ОГХС-200 в среднем течении р. Коралловая и в семи правых и двух левых притоках в поле развития ордовикско-силурийских карбонатно-терригенных отложений. Золото выявлено в знаковых содержаниях, крупность частиц $0,1–0,3 \text{ мм}$.

На площади проведения ОГХС-200 (Барковская площадь) золото обнаружено в 248 шлиховых пробах в количествах от 1 до 16 знаков (20 % шлихов). Наибольшее количество находок золота отмечается в локальной области, включающей бассейны рек Коралловая (среднее и верхнее течение), Нижняя (верхнее течение), левые притоки р. Траутфеттер, на участке между реками Встречная и Кривая.

Самый большой по площади ореол золота оконтурен в бассейне среднего течения р. Траутфеттер, с охватом его левых притоков и выходит за рамки листа в западном направлении (I-1-20).

Россыпное золото выявлено на Соколинской площади в 76 из 805 шлиховых проб. Знаковые содержания золота варьируют в пределах от 1 до 250 знаков, в основном 1–5 знаков, с максимальным содержанием 0,1 г/м³.

В Усть-Енисейском геологическом районе при специализированных геолого-геохимических исследованиях масштаба 1 : 500 000 [123] установлен шлиховой ореол золота, совмещенный с ореолом ртути в бассейне рек Яму-Тарида, Ноютуркуяму длиной 9 км, шлиховой ореол золота и цинка в бассейне Дюма-Турку-Яму длиной 10 км, с содержанием 9–13 знаков золота на шлиховую пробу (III-1-7, III-2-9). Еще четыре шлиховых ореола располагаются южнее, в пределах Хатангско-Анабарского геологического района в бассейнах рек Ноюто-Яму, Сырута-Яму-Тарида, Арылах, которые образуют комплексный протяженный ореол золота, хромита, монацита, циркона с содержанием мелкого (0,1 × 0,1 мм, 0,2 × 0,3 мм) пластинчатого золота в количестве от 1–3 до 9–13 знаков (IV-1-2; IV-2-1, 2, 3). Судя по набору минералов, небольшой крупности золота, приуроченности ореолов к геоморфологическим барьерам, шлиховые ореолы имеют дельтовое прибрежно-морское происхождение.

В пределах северной части Анабарской антеклизы, восточнее листа S-48 установлена золотоносность (г/т) базальных горизонтов ранней юры – 0,36–1,2, поздней юры – 0,42–0,85, раннего мела – 0,005–0,02, а также плиоцен-нижнелепестовых галечников – до 1,1. Повышенная концентрация золота отмечается в доюрской коре выветривания (2,0–5,4 г/т). В голоценовом аллювии и прибрежно-морских отложениях золото встречено в 17,4 % шлиховых проб в количестве 1–12 знаков. Совместно с золотом в аллювии рек часто встречается монацит, касситерит, иногда платиноиды, спутники алмазов и алмазы [142].

В верховьях рек Нижняя и Далдын в 43 шлиховых пробах установлено золото по 1–10 знаков, в шести пробах – от 12 до 16, в трех – от 24 до 37 знаков [157].

Металлы платиновой группы на площади листа содержатся в стратифицированных черносланцевых и терригенно-карбонатных проявлениях, магматических породах медно-никелевой формации дифференцированной интрузии кирыкатасского перидотит-габбро-диоритового комплекса, в Соколинской интрузии боотонкагского комплекса и в мелких телах бырангского долеритового комплекса раннего триаса. В пределах Барковско-Ждановской площади Карского сводово-плутонического поднятия МПП обнаружены как в золоторудных проявлениях, так и в самостоятельных. Из 31 значащей пробы с платиноидами платина выявлена в девяти пробах, палладий – в 20 пробах, и в одной пробе обнаружены оба элемента.

По разрезу платина и палладий установлены на разных стратиграфических уровнях. В медистых сланцах октябрьской толщи нижнего—среднего рифея р. Коралловая (III-1-18) палладий составляет 0,43–0,44 г/т (АА). В черносланцевом проявлении ждановской толщи нижнего—среднего рифея, расположенном в 150 м выше устья р. Баркова, содержание платины по 2 пробам составляет 0,06 г/т (АА), а по разрезу выше в 50 м содержание палладия равно 0,84 г/т (I-1-12). В проявлении меди на р. Прямая, в кварцевых гравелитах венда совместно с халькопиритом встречена платина с содержанием 0,06 г/т (I-1-17). В верхнем течении р. Баркова в барковской свите ордовика выявлена минерализованная зона длиной 30 м, мощностью 2 м с золото-полиметаллическими проявлениями (I-2-6). В 11 пробах, отобранных из ингимбритоподобных пород, пелитоморфных известняков, оруденелых алевро-аргиллитов с обломками кислых вулканитов, в восьми установлено золото, из них в трех пробах с палладием (Pd – 0,03–0,1 г/т, АА), и еще в двух пробах выявлен только палладий с содержанием 0,09–0,28 г/т (АА). По всей Барковско-Ждановской площади зафиксированы невысокие равные содержания платины в черных углеродистых сланцах ждановской толщи и в кварцевых жилах, метагаббро-долеритах северобыррангского комплекса в пределах – 0,043–0,062 г/т. В среднем течении р. Ленинградская между ручьями Моховой и Озерный в золото-полиметаллическом проявлении в листовниках по вулканитам установлены содержания Pd – 0,07–0,17 г/т (АА), в серпентинитах – Pd – 0,11 г/т (АА) (I-2-1). В верховье руч. Светлый (I-1-6) в золото-полиметаллическом проявлении в вулканитах и сланцах по метатифам андезибазальтов с содержанием сульфидов от 30 до 60–80 % Pd встречается в двух пробах в количестве 0,095–0,24 г/т (АА).

В Южно-Быррангской складчатой зоне, вблизи Пограничного надвига в интрузиях быррангского долеритового комплекса содержание палладия по двум штучным пробам составляет 0,09–0,33 г/т, платины – 0,05 г/т (АА) (I-1-21). На Соколинской площади из делювия габбро-долеритов ботонкагского комплекса по методу Кнауфа выявлены зерна платиноидов: изоферроплатины, потарита (PdHg). Также платина установлена в четырех шлихах южнее интрузии траппов, причем в одном пункте с содержанием 0,05 г/м³.

В дифференцированной Тулай-Киряжской интрузии повышенная сульфидная минерализация связана с горизонтами оливиновых и оливинсодержащих габбродолеритов. Наиболее высокие концентрации сульфидов отмечаются в пикритовых разностях в подошве западного фланга интрузии. Сульфидная минерализация представлена (%): пирротином – 60–70, пиритом – 20–25, пентландитом – 0–5, сфалеритом – 0–5, халькопиритом – 0–5, присутствуют кристаллы сперрилита (II-3-9). К амфиболовым перидотитам нижней части интрузии приурочено вкрапленное сульфидное оруденение (пирротин, халькопирит, пентландит, пирит) с содержанием меди 1 %, никеля до 1 %, в такситовых габбро-долеритах (II-3-9) отмечается повышенное содержание платиноидов – до 2,22 г/т (ХА, КСА)[147].

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Уран, торий. В ходе производства шлихо-геохимических и прогнозно-минерагенических исследований при ГКК-1000 пункты минерализации урана и тория обнаружены в бостонитах южнореченского комплекса и их зонах контактового метасоматоза. Содержание урана и тория здесь составляют: U — 19—33 г/т, Th — 70—90 г/т. Бостонитовые интрузии расположены в зоне влияния двух крупных рудоконтролирующих разломов восток-северо-восточного направления, которые контролируют размещение тектонического карбонатного блока в междуречье Оленья—Волчья. Данное обстоятельство служит благоприятным фактором образования проявлений радиоактивного сырья.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ОПТИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ

Флюорит оптический, пригодный для плавки, впервые был обнаружен в 1950 г. П. С. Вороновым на горе Белая [162]. Он установлен в кепроках соляных куполов горы Белая, горы Серая (Кирыка-Тас).

Месторождение горы Белая (Белогорское) (IV-3-1) возвышается 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. 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 собою 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). Во флюорите наблюдаются газово-жидкие включения как двухфазовые, так и трехфазовые (пузырек газа, жидкость и кристалл соли NaCl). Газово-жидкие включения гомогенизируются при температуре 90—120 °С, что свидетельствует об относительно низкой температуре образования флюорита. 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 %. 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 в объеме 22 308 кг, из них: С₁ – 540 кг, С₂ – 16 424 кг, Р₁ – 8674 кг. Среднее содержание флюорита составляло 1,54 кг/м³, средний выход сортового флюорита – 83,45 %, извлекаемые запасы 21 862 кг. Месторождение относится к крупным.

На хр. Киряка-Тас, гора Серая (III-2-5) в протолочке из гипса отмечено присутствие мелких (0,2–0,5 мм) корродированных зерен бесцветного флюорита [40].

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Флюорит. Группа флюорит-баритовых проявлений Загадочное (II-1-14) расположена в верхнем течении р. Загадочная в ее правом борту. Все проявления сближены в пространстве и приурочены к тектоническому нарушению север-северо-западного направления. Протяженность рудоносной зоны 5 км. Она включает в себя пять проявлений барит-флюоритовой минерализации и многочисленные участки кварц-карбонатных брекчий и метасоматитов. Барит-флюоритовые проявления и кварц-карбонатные брекчии тяготеют к узлам сочленения тектонической зоны с субширотными рудоконтролирующими разломами.

Проявления флюорит-баритовой формации представляют собой либо отдельные крупные жилы, либо жильно-штокверковые зоны. Отдельные крупные барит-флюорит-кальцитовые жилы имеют длину до 100 м и более, при ширине 10–20 м. Наиболее хорошо изученная жила прослежена двумя канавами. Она сложена белым дымчатым кальцитом с включениями кристаллов флюорита и барита. Флюорит фиолетового и розовато-фиолетового цвета присутствует в виде крупной (0,1–1 см), неравномерно распределенной, вкрапленности линейного характера. Содержание флюорита варьирует от 40–50 до 0–5 % (в среднем 10–20 %). Барит в породе распространен также неравномерно, составляя 0–10 % ее объема. В экзоконтактовых частях жилы отмечаются брекчии ожелезненных песчаников с линзами (до 0,5 м) сплошных пирит-пирротиновых руд. По данным спектрального анализа содержания бария в жиле варьирует в пределах 0,3–10 %, стронция – 0,1–0,3 %, марганца – 0,15–0,6 %. Для жильных и околожильных пород характерны также повышенные концентрации свинца, цинка и серебра. В барит-флюорит-кальцитовой жиле их содержания достигают: Pb – до 0,1 %, Zn – до 0,07 %, Ag – до 1,2 г/т. В сплошных сульфидных рудах экзоконтактовой зоны: Pb – 0,6 %, Zn – 0,03 %, Ag – 1,5 г/т, Mn – 0,3 %. Жила расположена в субширотной зоне (протяженностью 300 м) сильно измененных и обохренных пород.

Жильно-штокверковые зоны представляют собой развалы смешанного состава – кварц-флюорит-кальцитовых брекчий, пиритизированных

кварц-карбонатных брекчий, метасоматически измененных терригенных пород. Размеры таких зон достигают 300 м в диаметре. Флюоритовая вкрапленность в том или ином количестве отмечается во всех разновидностях пород. Брекчий кавернозные фиолетово-серого цвета. Обломочный материал (20–40 %) представлен осветленными, сильно карбонатизированными и окварцованными терригенными породами. Жильная масса имеет кварц-кальцит-флюоритовый состав. Флюорит в породе присутствует в виде небольших (1–2 мм) изометричных зерен и составляет 30–60 % жильной массы. Глыбы кварц-карбонатных брекчий содержат богатую сульфидную вкрапленность, участками до 30 %. Все жильные породы жильно-штокверковых зон, как и отдельные крупные жилы, отличаются несколько повышенными значениями элементов серебро-полиметаллической группы: Pb – до 0,3 %, Zn – до 0,3 %, Ag – до 15 г/т. Содержания бария в брекчиях на уровне фона.

Описанные выше проявления и приуроченные к ним зоны метасоматоза относятся к кварц-барит-полиметалльно-флюоритовому типу оруденения флюоритовой гидротермальной формации. Они не содержат повышенных концентраций радиоактивных элементов, как собственно флюорит-баритовые проявления западных территорий. Проявления флюорита сопровождаются шлиховым потоком флюорита в ассоциации с баритом. Содержания полезных компонентов в шлихах составляют десятки зерен (до 10 % тяжелой фракции).

Перспективы площади на обнаружение промышленно-значимых проявлений барита и флюорита низкие.

Боросиликаты. Борная минерализация (данбурит и датолит) выявлена в кепроках соляных структур горы Белая (IV-3-1) [164]. 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 мм, редко достигает 30 мм. Содержание окиси бора в данбурите равно 25,18 %.

Кристаллы данбурита обнаружены в семи пунктах на обнаженной части кепрока «Белая». Они длиннопризматические, с тонкой комбинационной штриховкой на гранях, отличаются чистотой и прозрачностью. Размеры кристаллов от 0,5 до 7 см по вертикальной оси. Датолит встречен в элювиальных и делювиальных образованиях кепроков в семи пунктах на участке «Гора Белая» [164]. На участке «Гора Белая» зона, минерализованная датолитом, вскрыта в коренном залегании канавой. Он 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 [164].

Ретинит (янтареподобные ископаемые смолы). Янтареподобные ископаемые смолы на изученной площади связаны с меловыми отложениями. В Енисей-Хатангском прогибе они, по данным В. Н. Сакса [112], встречаются в отложениях бегичевской свиты и осадках позднемелового возраста (ледяная, хетская свиты) и по классификации С. С. Савкевича [112] относятся к группе ретинита.

Ретинит весьма хрупок, для использования в качестве ювелирного или поделочного камня не пригоден, но может представлять интерес как химическое сырье.

МИНЕРАЛЬНЫЕ УДОБРЕНИЯ ФОСФАТНЫЕ

Фосфорит. Фосфориты приурочены к нижним горизонтам крупных трансгрессивных циклов мезозойских отложений и встречаются в отложениях зимней, аиркатской и сайбылахской объединенных свит нижней–средней юры ($J_{1-2}m \div sb$).

В бассейне рек Попигай и Половинная (VI-3-2) установлена фосфоритоносность, приуроченная к отложениям средней юры и нижнего мела. Максимальное содержание окиси фосфора (6,67 %) установлено в гравелитах валанжинского яруса мела (харабьльская свита). Фосфаты содержатся в конкрециях и в составе цемента гравелитов [144].

Выявленные при геологической съемке фосфатонасные горизонты подтверждают региональное распространение фосфоритов в юрских и меловых отложениях, окаймляющих с севера Сибирскую платформу.

ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Графит. На возвышенности Тулай-Киряка (II-3-10) в катаклазированных граниты тулайского граносиенитового комплекса включены гнезда графита размером до 1,5–2,5 м на площади около 2,5 км². Содержание чистого графита в породах достигает 80 %, местами он почти без примесей. Графит рассыпчатый, аморфный или комковатый [40, 147].

ДРАГОЦЕННЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

Алмазы. В юго-восточной части территории листа известны только единичные находки алмазов в прибрежно-морских и аллювиальных отложениях. Значительно больше распространены спутники алмазов [36, 128, 129].

Прибрежно-морские отложения опробованы в прибрежной полосе шириною от 1 до 8 км по правому берегу Хатангского залива. Выявленные содержания алмазов вдоль побережья убогие (0,15–9,1 мг/м³), не превышают в среднем 1 мг/м³, причем один кристалл алмаза приходится на 80–100 км. Алмазы в основном мелкие, встречаются в классе –4 + 2 мм со средним весом 3,9 мг; в пункте V-3-2 промыто 1 м³, вес извлеченных алмазов 16,8 мг; в пункте V-3-4 промыто 1,5 м³, вес алмазов 61,1 мг [129]. Аллювиальные отложения опробованы по густой сети (через 1 км) по всем устье-

вым частям рек, впадающих в Хатангский залив, в них встречены спутники алмазов.

Типоморфные признаки алмазов свидетельствуют, что они претерпели значительный, неоднократный перенос. Большинство из них в голоценовые отложения попали при размыве вторичных коллекторов (триас, юра, мел, неоген).

Спутники алмазов. На территории спутники (пиропы, пикроильмениты и хромдиопсиды) в кайнозойских отложениях встречаются чаще алмазов. Из голоценовых прибрежно-морских отложений в 44 % шлихов содержится по одному знаку пироба, в 36 % — до 10, в 8 % — до 20, в 7 % — до 50, в 5 % — до 100 знаков. Наиболее богаты спутниками голоценовые прибрежно-морские отложения (V-3-3) и юрские породы. В аллювиальных отложениях пиробы распространены равномерно по всей площади в количестве редких знаков на 10-литровую пробу. [129]. Пиробы, имеющие первичные поверхности, характерные для пиробов из кимберлитов, в районе не встречены. Средний размер пиробов из прибрежно-морских отложений равен 0,78 мм. В голоценовом аллювии содержание пиробов ниже по сравнению с прибрежно-морскими отложениями этого возраста и составляет 1–12 знаков на 10-литровую шлиховую пробу.

Пикроильменит распространен значительно шире, чем пиробы. Он встречается в 20 % шлиховых проб, обычно в единичных знаках, реже «знаковых» содержаниях. По правым притокам р. Хатанга, в бассейнах верхних течений рек Нижняя, Далдын, Блудная, Рассоха, Сенька (VI-2-1) выявлены спутники алмазов [157]. Здесь обнаружено 45 зерен пироба, в 53 шлиховых пробах отмечены редкие зерна хромдиопсида, в 55 шлихах — значительное количество пикроильменита. Знаки пироба приурочены в основном к бассейну р. Далдын, а остальные спутники распространены повсеместно.

При прогнозно-минерагенических исследованиях установлено широкое развитие спутников алмазов в бассейнах рек Половинная, Блудная, Далдын, Сенька. При этом выявлено, что хромдиопсиды поступают также в аллювиальные отложения при размыве оливинсодержащих массивов габбро-долеритов, т. е. они имеют двойственную природу. Из коренных мезозойских пород отбирались очень редкие пробы для выявления в них алмазов и их спутников. Наиболее перспективны как промежуточные коллекторы породы нижней и верхней юры. В основании нижней юры обычно залегают конгломераты мощностью около 0,5 м, не выдержанные по простиранию.

Севернее гор Бырранга на Барковской площади в двух шлихах встречено по одному знаку пироба в бассейне Ленинградской, в морских кайнозойских отложениях вблизи устья р. Баркова, и в 8 км выше по течению Ленинградской, ниже устья руч. Ясный. Пикроильмениты обнаружены в пяти шлихах в редких знаках южнее р. Коралловая. Севернее Пограничного надвига в верховьях междуречий Кривой и Коралловой хромдиопсид встречен в 22 шлихах в количестве 2–4 % от выхода тяжелой фракции. Его источник, по-видимому, интрузивные тела быррангского раннетриасового долеритового комплекса, локализованные в байкурской и соколинской свитах перми.

Кварц-волосатик. На горе Белая (IV-3-1) 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 просвечивающие и полупросвечивающие 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 [158].

Сердолик. На пляжах Хатангского залива, в дельтовых отложениях Хатанги, Сеньки, Гусихи и других рек широко распространены гальки сердолика. Они имеют красновато-бурую, желтовато-бурую расцветку, иногда с зональным распределением окраски. Размер гальки до 10 см. Содержание сердоликовой гальки среди современных песчано-галечных отложений достигает 2—3 % [120]. Данные о его качестве не приводятся.

Арагонит. Агрегаты арагонита («ежи») приурочены к тонкозернистым песчаникам нижнего мела, обнаженным в береговых обрывах р. Бол. Бадахня. В 1975 г. на проявлении арагонита была проведена опытная добыча. Арагонит получил высокую оценку как коллекционное сырье [120].

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

В качестве строительных материалов на площади работ могут быть использованы изверженные породы и песчано-гравийно-галечные смеси.

Из **изверженных пород** практический интерес могут представлять силлы и дайки долеритов и покровы базальтов. Силлы и дайки долеритов широко распространены по всей площади среди терригенных образований. Пластовые интрузии выдержаны по простиранию на 2—15 км, мощность их колеблется в пределах 5—40 м, в подавляющем большинстве составляя 10—15 м. Форма интрузий и характер их залегания удобны для разработки. Химический состав и структурно-текстурные особенности долеритов позволяют использовать их в качестве каменного литья и бутового камня (ТУ-21-73-87). Кроме того, щебень долеритов может быть использован в дорожном строительстве (ГОСТ 8267-82). В центральной части площади находится поле выходов изверженных пород, сложенное покровами базальтов массивных и миндалекаменных, общей мощностью до 1000 м. Массивные базальты наиболее пригодны для изготовления бутового камня, щебня, брусчатки. Базальты хр. Киряка-Тас изучались на сжатие [125]. Первые трещины на параллелепипеде появились при нагрузке 10 500 кг, разрушающая нагрузка 12 100 кг, временное сопротивление сжатию равно 2087—2115 кг/см².

Песчано-гравийно-галечные смеси (ПГС) присутствуют на описываемой территории в юрско-меловых отложениях, морских осадках казанцевско-муруктинского возраста, флювиогляциальных образованиях муруктинского и сартанского горизонтов и аллювиальных осадках голоценового воз-

раста. Практический интерес могут представлять аллювиальные образования русла и первой террасы некоторых крупных рек. ПГС могут использоваться в качестве заполнителей бетона, балласта и других строительных целях.

Глинистые породы. Енисей-Хатангская впадина богата глинистым сырьем [158]. Среди меловых отложений глинистые породы играют существенную роль в разрезах некоторых свит. Например, в ледяной свите верхнего мела глины составляют 177 м, в отложениях верхнего сантона—кампана (60 м) содержание глинистых пород достигает 60–80 % разреза. Среди кайнозойских отложений глины слагают почти целиком разрез бахтинского и других горизонтов.

В бассейне р. Попигай глинистые породы имеются в составе пермских, юрских и четвертичных отложений. В пермских отложениях глинистые породы образуют пласты мощностью 5–10 м в составе мисайлапской и верхнекожевниковской свит, которые прослеживаются по рекам Попигай, Сопочная, Половинная, Блудная и др. В юрских отложениях глины встречаются на реках Попигай, Половинная в виде пластов мощностью 15–30 м. Четвертичные глины образуют линзы мощностью 2–3 м в составе каргинского горизонта [144].

ПРОЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Гипс, ангидрит. Месторождения гипса приурочены к штокам каменной соли на участках Гора Белая и к тектоническим блокам в горах Бырранга.

Месторождение гипса горы Белая (IV-3-1) 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 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 обычна примесь целестина, рудных минералов. Полосчатые гипсы представлены чередованием серых и светлых гипсов мощностью от нескольких миллиметров до 2–3 см. Пятнистые гипсы являются разновидностью полосчатых, текстура которых обусловлена тектоническими подвижками, приведшими 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.

В южной части хр. Киряка-Тас (III-2-5) гипсы с прослоями ангидрита выходят у подножия гор на протяжении 300 м при видимой мощности 40 м. Среди гипсов много (20 %) обломков известняков размером 15–20 см (ред-

ко до 2–3 м). Ангидрит, кроме тонких прослоев, присутствует в виде глыб размером 0,5–1 м. Проведенное испытание одной пробы гипса на опытном заводе ВНИИстром показало, что сырье удовлетворяет требованиям 2-го сорта [158].

СОЛИ НАТРИЕВЫЕ (ГАЛИТ)

Солянокупольная структура выявлена на горе Белая (IV-1-1). 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.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Минерагеническая характеристика дана по двум направлениям анализа прогнозирования: региональному (комплексному) и специальному (отраслевому). Первое, опирающееся на структурно-формационный и геодинамический анализы, наиболее важно для листа как слабо изученной территории и основывается на сведениях о геологическом строении, тектонике и истории геологического развития территории. За основу таксонов минерагенического районирования принимается соответствие их тектоническим и структурно-формационным (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, рудоносная зона, поле, месторождение). Второе направление (отраслевое – на определенный вид ПИ или рудную формацию) характеризуется минерагеническим анализом на базе сведений о закономерностях размещения определенных типов месторождений, рудоносных формаций, рудных узлов, районов, рудоконтролирующих их факторах и критериях прогнозирования (карта прогноза на золото и ЭПГ, карта прогноза на нефть и газ). Последовательность анализа при отраслевом прогнозировании обратная от рудной зоны (узла) к провинции.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И ОСНОВНЫЕ ЭПОХИ РУДООБРАЗОВАНИЯ

В пределах листа, в соответствии с геологическим [70а] и тектоническим районированием [84], намечаются четыре крупных металлогенических цикла: допоздневендский, поздневендско-среднекаменноугольный, среднекаменноугольно-раннеюрский и юрско-неоплейстоценовый (табл. 17).

Допоздневендский минерагенический цикл определяет формирование на северо-западе листа Шренк-Фаддеевской энзиматической минерагенической области (древней конвергентной границы литосферных плит), характеризующейся золото-сульфидно-кварцевыми, золото-сульфидными черносланцевыми и вулканогенными хромово-медноколчеданными проявлениями.

Минералогические области территории листа S-48

Цикл	Минералогические области (МО)			
	Таймыро-Североземельская буроугольно-золото- россыпная	Устьенисейская буроуголь- но-нефтегазовая	Нордвикско-Цветковская каменноугольно- нефтегазовая	
C_2-J_1	Карская редкометалльно (Cu, Mo, W)-золоторудная	Южно-Бырангская плати- но-никелево-меднорудная	Нордвикско-Цветковская	Анабарская алмазо- буроугольная
V_2-C_2	Северо-Бырангская потенциально золото-ртутно- мышьяковорудная		Фалабигай-Нордвикская редкоземельно-флюорит- солёносная нефтегазонас- ная	Анабарская нефтегазо- носная
AR(?) – PR	Шренк-Фаддеевская хромово-медно-золоторудная			

Область сформирована на рассматриваемой площади в течение ранне-средне-позднерифейского и позднерифейско-ранневендского этапов. В течение каждого из них образованы два структурно-металлогенических комплекса (СМК): Барковско-Дорожнинский протоперикратонно-вулканогенный (геодинамический режим основания перикратонной части Сибирского континента и энсиалических зрелых островных дуг), слагаемый вулканогенно-карбонатно-терригенным углеродистым базальт-андезит-риолитовым рядом формаций золоторудным потенциально платинорудным, и Становско-Колосовский протонаважно-рифтогенный (режим внутреннего шельфа с рассеянными континентальными рифтами) с вулканогенно-терригенно-карбостромовым трахибазальтовым рядом формаций титан-апатитоносным.

Первый этап протоперикратонно-вулканогенный характеризуется формированием Барковско-Дорожнинского СМК. Его минералогия определяется широким развитием на начальной стадии мощных грубообломочных толщ (фалаховая формация по [Забияка, 1986]), с проявлениями формации древних золотоносных конгломератов, «медистых сланцев», на средней стадии – карбонатно-терригенных углеродистых с проявлениями золото-

сульфидной (черносланцевой) формации. На завершающей стадии формируются вулканоплутонические комплексы известково-щелочного ряда (дорожнинская толща, снежинский гранодиорит-гранитовый комплекс, I-гранитоиды, каледонский тип), сопровождающиеся региональным метаморфизмом, пропилитизацией, березитизацией и проявлениями золото-кварцевой, золото-сульфидной (аповулканитовой, лиственит-березитовой) рудных формаций. Рудоносность Барковско-Дорожнинского СМК определяется двумя факторами: зеленосланцевым метаморфизмом с широким развитием гидротермально-метасоматических процессов и типом вмещающих пород («черносланцевые», «конгломератовые», «вулканогенные»). В соответствии с этим, а также известными выходами СМК на поверхность, на листе S-48 выделяется юго-западное окончание Барковско-Песцовской золотоносной металлогенической зоны. Наиболее изученные проявления золото-(сульфидно)-кварцевой формации на рассматриваемой площади образуют Верхне-Ленинградский платино-золоторудный потенциальный узел, проявление «медистых сланцев» – часть Кораллового серебро-меднорудного потенциального узла, особенности строения которых отмечаются ниже при рассмотрении закономерностей размещения полезных ископаемых.

Второй минерагенический этап (рифейско-ранневендский) протоплатформенный обуславливает формирование терригенно-карбонатно-вулканогенного протоавлакогенно-рифтогенного Колосовско-Светлинского СМК. Его отложения метаморфизованы в зеленосланцевой фации. В Колосовско-Светлинском СМК интересны базальные грубообломочные отложения становской толщи на выявление месторождений U-типа «несогласий», а также светлинские трубки взрыва, связанные с вулканоплутонической трахибазальт-щелочноабброидной ассоциацией позднего рифея, специализированной на TiO_2 и P_2O_5 (титаномагнетит, апатит).

Поздневендско-среднекаменноугольный металлогенический цикл для региона характеризуется вхождением в единую эпибайкальскую платформенную систему с существованием на всем протяжении трех минерагенических областей – Северо-Бырангской потенциально золото-ртутно-мышьяковорудной, Фалабигай-Нордвикской редкоземельно-флюорит-соленосной нефтегазоносной, Анабарской нефтегазоносной. Первая и вторая формируются на складчатом Шренк-Фаддеевском предпоздневендском (байкальском) основании, третья – на протоплатформенном чехле Сибирской платформы. Каждая из них сформирована в течение трех этапов: поздневендско-среднеордовикского, среднеордовикско-силурийского и позднесилурийско-среднекаменноугольного. В пределах листа не все они выражены структурно-металлогеническими комплексами.

На раннем и среднем этапах СМК проявлены главным образом в Северо-Бырангской минерагенической области. Ее потенциальная рудоносность определяется наличием на трансгрессивной стадии базальных грубообломочных (нижнеостанцовская свита) отложений и на регрессивной – позднекембрийско-раннеордовикской существенно углеродистых (степановская, грустнинская свиты). Первые потенциально россыпные и перспективны на месторождения U-типа «угловых несогласий», вторые – потенциально металлоносны (Mo, V, U, Th, Au и др.). На регрес-

сивной стадии закладывается разделение области на три структурно-фациальные зоны: «черносланцевую», «переходную» и «карбонатную».

Позднеордовикско-силурийский минерагенический этап отражает время максимальной трансгрессии (инундационный этап) эпиплатформенного цикла на Таймыре с максимальными размерами илового прогиба. Последний располагается в пределах Шренк-Фаддеевской металлогенической области и слагается песчано-алевролитом-аргиллитовым углеродистым формационным рядом (V_2-S_2) осадочных прогибов надрифтовых систем. Кремнисто-известняково-аргиллитовый ряд формаций (V_2-S_2) «переходной» зоны осадочных бассейнов континентального склона со структурным, угловым и стратиграфическим несогласием залегает на рифейских отложениях Шренк-Фаддеевской области. В ордовике на плече прогиба отмечаются проявления вулканической деятельности, осадки заражены углеродистым веществом. Рудоносность определяется залеганием базальных горизонтов песчаников и гравелитов нижнеостанцовской свиты верхнего венда на меденосных сланцах рифея и формировании оруденения формации «меденосных песчаников» при гидротермально-метасоматическом перераспределении за счет позднепалеозойско-раннемезозойской тектономагматической активизации. Проявления «медистых песчаников» являются второй составной частью Кораллового серебро-меднорудного потенциального узла и протягиваются более чем на 20 км.

В целом вулканогенно-карбонатно-терригенные углеродистые отложения ордовика и силура «переходной» зоны характеризуются высоким содержанием сульфидов, содержание Au достигает 0,11–0,97 г/т, Pd – 0,03–0,28 г/т, отмечается примесь ртути, мышьяка 0,02–0,03 %. В шлихах постоянно встречается киноварь. В связи с этим площадь развития отложений нижнего–среднего палеозоя «переходной» зоны выделена в Барковский платино-золоторудный потенциальный узел. Последний, приуроченный к проявлениям в ордовике средне-кислого вулканизма и стратиформной сульфидизации, протягивается от среднего течения р. Баркова в верховья р. Ленинградская более чем на 30 км.

Доломито-мергелево-известняковый формационный ряд «карбонатной» зоны Северо-Быррангской области, а также известняки и доломиты среднего кембрия Анабарской минерагенической области, сформированные в осадочных бассейнах шельфа, безрудны. Нефтегазоносность Анабарской области обосновывается ее принадлежностью к рифейско-палеозойской Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции и присутствием в карбонатных формационных рядах благоприятных коллекторов.

В течение позднесилурийско-среднекаменноугольного этапа в Северо-Быррангской минерагенической области в основном развиты безрудные карбонатные ряды формаций, в Фалабигай-Нордвикской области отмечаются сульфатно-терригенно-карбонатный в Фалабигайской зоне и сульфатно-карбонатный соленосный нефтегазоносный 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 мезовала и образует Белогорский соле-гипсо-флюоритовый рудный район.

Позднепалеозойско-раннемезозойский минерагенический цикл тектоно-магматической активизации является наиболее продуктивным (после протерозойского) в отношении полезных ископаемых. В течение цикла выделяются четыре минерагенические области (МО): Карская редкометалльно-золотоносная, Южно-Бырангская потенциальная платино-никелево-меднорудная, Нордвикско-Цветковская и Анабарская буроугольные. Области сформированы тремя крупными минерагеническими этапами: среднекаменноугольно-пермским, позднепермско-раннетриасовым и среднетриас-раннеюрским.

Первому этапу (C_2-P_2) соответствует салический (гранитоидный) интрузивный ряд формаций, развитый преимущественно севернее рассматриваемой территории в пределах Карской МО, второму (P_2-T_1) – мафический (туфобазальтовая эруптивная, долеритовая, троктолит-габбродолеритовая, перидотит-габбро-диоритовая, реже гранитовая формации), третьему этапу (T_2-J_1) – мафически-салический (габбро-диорит-сиенитовая, бостонитовая, кварцево-диорит-граносиенитовая, карбонатитовая формации). Цикл завершается во всех областях эмерсивной стадией – мощными процессами выравнивания и корообразования.

Минерагения областей определяется ведущим геодинамическим режимом, существовавшим в течение цикла.

Карская МО характеризуется сводово-плутоническими движениями на протяжении всего цикла, охватившими сначала Шренк-Фаддеевскую МО в среднем карбоне, а затем Северо-Бырангскую – в поздней перми. В среднем карбоне отмечаются реликты латеритного корообразования с проявлениями бокситов, сменившегося формированием на борту Южно-Бырангского прогиба мощных терригенных толщ потенциально россыпных среднекаменноугольно-раннепермского возраста. Редкие всплески интрузивного магматизма (дайки) наблюдаются в раннем триасе и на границе позднего триаса–ранней юры. Интрузии приурочены к зонам разломов соответствующего возраста; раннетриасовые – к Траутфеттерскому разлому, раннекиммерийские – к Пограничному надвигу. В пределах Карской МО выделяется по экономической значимости Барковско-Ждановский платино-медно-золоторудный потенциальный район, объединяющий разновозрастные потенциальные рудные узлы с проявлениями разных геолого-промышленных типов. Они объединяются по своей потенциальной россыпеобразующей роли и обнаружении прямых поисковых признаков – россыпепроявлений золота. В составе Барковско-Ждановского района на рассматриваемом листе выделяются Верхнеленинградский платино-золоторудный допозднерифейский, Барковский платино-золоторудный ордовикский, Коралловый серебро-меденорудный ранне-среднерифейско-позднепалеозойский потенциальные узлы.

Южно-Бырангская платино-никелево-меднорудная 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 выделены в качестве Ньюнкаракутаринской зоны угленакпления.

Средний этап (P_2-T_1) характеризуется формированием туфобазальтовой, туфобазальтовой эруптивной, габбродолеритовой, троктолит-габбродолеритовой формаций внутриплитных трапповых областей рассеянного рифтогенеза, сопровождающихся платино-медно-никелево-кобальтовой минерализацией. На площади листа S-48 выделяется Соколинско-Малахайтаринский платино-кобальтово-никелеворудный потенциальный район с Соколиным потенциальным рудным узлом, в пределах которого выявлена крупная дифференцированная троктолит-габбродолеритовая интрузия вблизи оз. Соколиное и Киряка-Тасский медно-полиметаллический потенциальный рудный район.

В заключительный этап (T_2-J_1) терригенные и вулканогенные породы среднего карбона—перми и триаса смяты в складки и разбиты на блоки разломами сбросо-взбросового характера. Осадочные комплексы Северо-Бырангского геологического района по Пограничному надвигу надвинуты на образования Южно-Бырангского. Максимум тектонической активности фиксируется широким развитием малых интрузий бостонитовой, 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 рудопроявлений, проявлений урана и тория. Севернее и восточнее оз. Таймыр выделяются: Таймыроозерский платино-полиметаллический рудный район с Загадочнинским потенциальным рудным узлом; Муруптуматаринский серебро-полиметаллический рудный район; Киряка-Тасский медно-полиметаллический потенциальный рудный район; Буйнинско-Траутфеттерский ртутнорудный потенциальный район с Узкинским потенциальным рудным узлом.

Нордвикско-Цветковская полиметаллическо-флюоритовая МО выделяется в виде реликтовых выступов (щитов) — Тулай-Кирыякского и Белогорского — среди меловых и кайнозойских образований.

В Тулай-Кирыякском поднятии выделяются аргиллит-песчаниково-алевритовая шельфовая формация безрудного среднекаменноугольно-раннепермского этапа. Интрузивные формации раннего триаса (габбродолеритовая, перидотит-габбро-диоритовая и гранитовая) Тулай-Кирыякского поднятия этапа рифтогенных систем и горячих точек внутриплитных и коллизионных поднятий являются потенциально рудоносными на платиноиды. Выделяется мощный вулканогенно-терригенный ряд формаций ранне-позднетриасового этапа режима осадочных бассейнов континентального склона. С раннекиммерийскими складчатыми движениями связываются

проявления тел формации карбонатных инъекционных тектонитов в блоках среди пермских отложений и серебро-полиметаллического оруденения. Соответственно весь выступ выделяется как Тулай-Кирыкский серебро-полиметаллический потенциальный рудный район. Раннеюрско-берриасовый этап (J_1-K_1) на данной площади достаточно условно представлен терригенным рядом формаций осадочных прогибов и надрифтовых зон, полого смятых в берриасский век. По аналогии с Оленекской ветвью мезозойд Верхоянской складчатой области на рассматриваемой площади можно ожидать россыпепроявления золота, в терригенных базальных слоях верхнего триаса (карнийский и норийский ярусы) — алмазов. Палеороссыпепроявления не исключены и в начальных трансгрессивных отложениях карбона, триаса и юры.

В районе Белогорского поднятия соляными куполами на поверхность выведены полого-складчатые вулканомиктово-терригенный ряд формаций триасового этапа и терригенный песчано-аргиллитовый раннеюрско-берриасового. Рудоносность определяется преимущественно девонскими гипсами и солями, которые активизированы позднекимерийскими верхоянскими тектоническими движениями. В результате сформированы соляные купола с рудоносными флюоритовыми кепроками. Вместе они объединяются в Белогорский соле-гипсо-флюоритовый рудный район.

Анабарская потенциальная алмазо-буроугольная МО, приуроченная к Тустахской антеклизе, сформирована так же, как и Южно-Бырангская потенциальная МО, в три этапа, которые характеризуются близкого типа формационными рядами и геодинамическими режимами. Главными отличительными особенностями является отсутствие раннекимерийской складчатости и сопровождающих ее 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 два 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-Попигаевского буроугольного района Тунгусского угленосного бассейна.

Средний этап (P_2-T_1) характеризуется формированием туфобазальтовой, туфобазальтовой эруптивной, габбродолеритовой, субщелочнодолеритовой формаций внутриплитных трапповых областей рассеянного рифтогенеза, сопровождающихся незначительной медно-никелево-кобальтовой минерализацией.

В заключительный этап (T_3-J_1) терригенные и вулканогенные породы раннего и среднего этапов прорваны интрузиями габбро-диорит-сиенитовой формации. Рудоносность не установлена.

Юрско-кайнозойский минерагенический цикл характеризуется формированием четырех минерагенических областей: Таймыро-Североземельской буроугольно-золото-россыпеносной, Устьенисейской буроугольно-нефтегазоносной, Нордвикско-Цветковской каменноугольно-нефтегазоносной

и Хатангско-Анабарской каменноугольно-нефтегазоносной. Принципы выделения и характеристика последних трех областей рассматриваются ниже при оценке перспектив нефтегазоносности территории. Они сформированы в четыре этапа: раннеюрско-раннемеловой, раннемеловой, ранне-позднемеловой, палеоген-голоценовый.

Таймыро-Североземельская буроугольно-золотороссыпеносная МО в тектоническом отношении отвечает молодой платформе, заложенной на раннекиммерийском основании (Карской и Южно-Быррангской минерагенических областях). В ее пределах проявлены юрско-раннемеловой этап (унгинская, мухинская и шренковская свиты), редуцированный ранне-среднемеловой (траутфеттерская свита апт-альбская), выраженные терригенным рядом формаций внутриконтинентального шельфа, сохранившихся в Траутфеттерской впадине и сформированных после поздне триас-раннеюрской стадии пенепленизации, и палеоген-четвертичный этап с ортошельфовым терригенным рядом формаций, сформированным после позднемеловой—раннепалеогеновой эмерсивной стадии. Россыпепроявления золота приурочены к «трансгрессивным» фациям лито-стратиграфических рядов (нижне-среднеюрские отложения, палеогеновый каменский горизонт, современные аллювиальные россыпи) и к территории (Шренк-Фаддеевская металлогеническая область) с россыпеобразующими рудными формациями. В соответствии с этим в пределах листа выделяется Барковско-Ждановский россыпеносный узел. Кроме того, в Южно-Быррангском районе отмечаются шлиховые ореолы золота, выделяемые в качестве самостоятельной Траутфеттерской потенциальной золотороссыпной площади.

Проявления бурого угля установлены в регрессивных и эмерсивных фациях юрско-ранне-среднемелового ряда формаций (шренковская и траутфеттерская свиты).

Устьенисейская буроугольно-нефтегазоносная МО сформирована тремя рядами формаций: юрско-раннемеловым терригенным песчаниково-аргиллитовым — формаций осадочных прогибов и надрифтовых систем, частично размытым вдоль Центрально-Таймырского шва на Владимирском и Киряка-Тасском поднятиях, терригенным буроугольным — формаций внутриконтинентального мелководья; ранне-позднемеловым терригенным — формаций субаэральных внутриплитных пенепленов и палеоген-голоценовым терригенным ледниково-морским Северо-Сибирской низменности. В минерагеническом отношении наиболее интересными представляются регрессивные члены юрско-раннемелового ряда формаций, содержащие углепроявления, и трансгрессивные (долганская свита) — ранне-позднемелового ряда формаций — как потенциально россыпеносные на платиноиды и золото. В соответствии с этим, как продолжение с запада, на рассматриваемом листе выделяется потенциальный Таймырский буроугольный район Усть-Енисейского буроугольного бассейна.

Нордвикско-Цветковская каменноугольно-нефтегазоносная МО сформирована тремя этапами: юрско-раннемеловым трансгрессивно-инундационным с вулканомиктовым терригенным песчаниково-аргиллитовым рядом формаций осадочных прогибов и надрифтовых систем, полого смятым вдоль Центрально-Таймырского шва (Тулай-Кирия-

катасского поднятия) и Нордвикского разлома (Белогорского поднятия) и регрессивным терригенным каменноугольным рядом формаций внутриконтинентального мелководья; ранне-поздне меловым терригенным рядом формаций субэзральных внутриплитных пенеппенов и палеоген-голоценовым терригенным ледниково-морским Северо-Сибирской низменности. В минерагеническом отношении наиболее рудоносными являются регрессивные члены юрско-раннемелового ряда формаций, содержащие углепроявления, и трансгрессивные (бегичевская свита) – ранне-поздне мелового ряда формаций – как потенциально россыпеносные на платиноиды и золото. В соответствии с этим, как продолжение с востока, на рассматриваемом листе выделяется Хатангский каменноугольный район.

Хатангско-Анабарская каменноугольно-нефтегазоносная МО сформирована также тремя этапами: юрско-раннемеловым трансгрессивно-инундационным с вулканомиктовым терригенным песчаниково-аргиллитовым рядом формаций осадочных прогибов и надрифтовых систем, частично размытым вдоль северного склона Анабарской антеклизы, и регрессивным терригенным каменноугольным рядом формаций внутриконтинентального мелководья; ранне-поздне меловым терригенным рядом формаций субэзральных внутриплитных пенеппенов, терригенным янтареносным алеврито-песчаным рядом формаций осадочных прогибов и палеоген-голоценовым терригенным ледниково-морским Северо-Сибирской низменности. В минерагеническом отношении наиболее рудоносными являются регрессивные члены юрско-раннемелового ряда формаций, содержащие углепроявления, и трансгрессивные (бегичевская свита) – ранне-поздне мелового ряда формаций – как потенциально россыпеносные на платиноиды, золото и алмазы. В соответствии с этим, как продолжение с востока, на рассматриваемом листе выделяется Анабаро-Хатангский каменноугольный район раннего мела.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ИХ ПЕРСПЕКТИВ

Практический интерес на территории листа могут представлять рудные проявления золота, платины, меди, россыпи золота Барковско-Ждановского потенциального рудного района – в Карской МО; оптического флюорита, каменной соли, гипса, ангидрита в соляных куполах Белогорского соле-гипсо-флюоритового рудного района – в Нордвикско-Цветковской МО. Хатангско-Анабарская и Анабарская МО перспективны на бурые и каменные угли, россыпные алмазы кимберлитового генезиса, строительные материалы и прогнозируемые месторождения и проявления нефти и газа.

Закономерности размещения полезных ископаемых среднекаменноугольно-раннеюрской Карской минерагенической области. Карская позднепалеозойско-раннемезозойская МО рассматриваемого листа охватывает проявления полезных ископаемых допоздневендской Шренк-Фаддеевской, поздневендско-среднекаменноугольной Северо-Быррангской минерагенических областей, а также россыпной ряд проявлений, связанный с СМК раннеюрско-кайнозойской Таймыро-Североземельской МО. Разновозрастные рудопроявления

рудной и россыпной минерализации в ее пределах группируются в Барковско-Ждановский платино-медно-золоторудный потенциальный район площадью 1500 км² (в границах листа) и одноименный золотороссыпной узел.

Барковско-Ждановский потенциальный платино-медно-золоторудный район. Северо-западная граница Барковско-Ждановского района совпадает с северо-восточным окончанием Траутфеттерской юрско-меловой впадины и юго-восточным контактом позднерифейской становско-колосовской литостратиграфической серии, который на юго-западе района перекрыт базальными верхневендскими образованиями, ограничивающими рудный район в бассейне р. Траутфеттер, где отмечается затухание золотоносности (проявлений золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой россыпеобразующих формаций). Юго-восточная граница района оконтуривает поля россыпепроявлений и предположительный контур Барковского (раннепалеозойского) рудного узла. Северо-восточная граница района расположена за пределами листа S-48-I, II, где частично охватывает перспективную на золото Ждановскую площадь.

К основным факторам контроля и выделения потенциального рудного района на золото и платиноиды относятся широко развитые формации потенциально золотоносных «древних конгломератов» в ранне-среднерифейской октябрьской толще, золото-сульфидной черносланцевой в ранне-среднерифейской ждановской толще и ордовикской барковской свите, березитов в средне-кислых вулканитах ранне-среднерифейской дорожнинской толщи. Поля выходов толщ характеризуются повышенной дисгармоничной складчатостью, сильным рассланцеванием и неравномерным метаморфизмом пород. Контур рудного района подчинен зеленосланцевой фации метаморфизма. Одним из благоприятных факторов контроля золотого оруденения является развитие в пределах рудного района гранитоидных интрузий снежинского комплекса и многочисленных даек, силлов основного состава северобыррангского комплекса. Основными критериями выделения района явились прямые поисковые признаки золотого оруденения: обширный ареал россыпного золота (содержания золота в аллювии до 1,61 г/м³ в долине р. Ленинградская), многочисленные геохимические аномалии и пункты минерализации (содержания Au — до 8,8 г/т, Pd — 0,28 г/т, Pt — 0,06 г/т). В его составе выделяются два платино-золоторудных потенциальных узла — Верхнеленинградский площадью 200 км² и Барковский площадью 150 км². Золотое оруденение на площади рассматриваемых минерагенических подразделений относится к золоторудной кварцевой и золоторудной полиметаллической формациям, в меньшей мере — к золото-сульфидно-черносланцевой. В Верхнеленинградском платино-золоторудном потенциальном узле встречены проявления всех трех формаций, в Барковском платино-золоторудном потенциальном узле отмечаются проявления только золото-сульфидной черносланцевой формации.

Кроме золоторудных образований, в пределах Барковско-Ждановского района выделен Коралловый серебро-меднорудный потенциальный узел, приуроченный к зоне структурного и стратиграфического несогласия — границе Карской и Северо-Быррангской минерагенических областей. Наиболее высокие содержания Cu (до 8 %) и Ag (до 60 г/т) установлены на контакте «меденосных сланцев» нижнего—среднего рифея с секущим орудене-

нием медно-кварц-сульфидной жильной формации и базальных песчаников верхнего венда.

Ресурсы золота Барковско-Ждановского платино-медно-золоторудного района оценивались методом подобия. Прогнозируемым геолого-промышленным типом оруденения в пределах рудоносных зон района предполагаются поля с жильно-прожилковой и прожилково-вкрапленной минерализацией протяженностью сотни метров, с глубиной прогноза до 100 м и средним содержанием — не менее 5 г/т.

Эталонном-аналогом Барковско-Ждановского ПРР являются месторождения Енисейского кряжа — Благодатное, Советское. Рудный узел сопоставляется с Перевальнинским рудным узлом Восточно-Сибирской провинции с месторождениями Советское и Эльдorado. Общими признаками узла с прогнозируемыми месторождениями золото-кварцевой формации и месторождением Советское являются: приуроченность к крупной антиклинальной структуре со складками более высоких порядков; наличие рудоконтролирующих продольных разломов, субпараллельных шарнирам складок; наличие зон катаклаза и рассланцевания пород; простирание жильных зон, согласное с простиранием складок; приуроченность оруденения к углеродистым отложениям; альбитизация, хлоритизация и серицитизация вмещающих пород; кварц-карбонатный состав жил; пирит-арсенопирит-полисульфидная минеральная ассоциация.

Ресурсы золота Барковско-Ждановского района с площадью в рамках листа (половина района обрезается северной рамкой карты) 1500 км² составляют 200 т золота по категории P₃. Ресурсы категории P₃ Барковской площади апробированы в установленном порядке (2006 г.) и рекомендованы к утверждению в количестве 200 т (табл. 18). Выделяемые минерагенические подразделения в ранге рудоносных зон характеризуются высокой продуктивностью при малоблагоприятной для всей провинции инфраструктуре.

Верхнеленинградский платино-золоторудный потенциальный узел охватывает ряд золото-палладиевых рудных и золотороссыпных проявлений верхнего течения р. Ленинградская, ручьев Светлый и Ясный в пределах развития отложений ждановской, октябрьской и дорожнинской толщ раннего—среднего рифея. В структурно-геологическом отношении выделяемый узел приурочен к опрокинутой на юго-восток лежащей антиклинальной складке, в ядре которой вскрыта ждановская карбонатно-терригенная углеродистая толща. На пологом северо-западном крыле она перекрывается вулканитами дорожнинской толщи с силлами метагаббро-долеритов. Юго-восточное, опрокинутое крыло осложнено разломами взбросо-надвигового характера. В связи с пачками углеродистых сланцев в зонах смятия отмечаются проявления золото-сульфидной — черносланцевой, платиноидной черносланцевой и золоторудной кварцевой формаций. В вулканитах дорожнинской толщи и метагаббро-долеритах северобыррангского комплекса оруденение представлено проявлениями золоторудной полиметаллической формации в связи с широким развитием процессов березитизации и лиственитизации.

Для углеродистых сланцев золото-сульфидной—черносланцевой и платиноидной черносланцевой формации характерна обильная вкрапленность пирита, пирротина от 1—4 до 12—15 % и более. Углеродистые сланцы образуют прослой и пласты (0,3—0,6 м), пачки (от 15—20 до 150 м).

Наиболее мощная пачка ассоциирует с мраморизованными доломитами и углеродистыми известняками. Рудная минерализация представлена сфалеритом, халькопиритом, галенитом, свинцово-висмутовыми сульфателлуридами, арсенидами никеля и кобальта, редко — золотом, в единственном случае осмистым иридием. Золото и осмистый иридий в мелких выделениях располагаются в пирите. Золоторудные проявления приурочены к линзам и вкрапленным сульфидам в зонах смятия и березитизации черных сланцев ждановской толщи. Содержание золота по единичным пробам составляет 0,3–1 г/т. Незначительные проявления платиноидной черносланцевой формации обнаружены в черных сланцах ждановской толщи. Платина определена в невысоких содержаниях — 0,04–0,06 г/т, является породной геохимической аномалией. Платина не встречается совместно с палладием и золотом. Безрудные углеродистые сланцы характеризуются значительным содержанием $C_{орг.}$ — 2,4–3,4 % и «тяжелым» изотопным составом (–22,2–22,5‰), что свидетельствует о первичном седиментационном органическом веществе, без привноса рудного флюида.

Рудопроявления золоторудной кварцевой формации выявлены в бассейнах рек Ленинградская, Баркова, ручьев Светлый, Ясный. Они представлены кварцевыми жилами мощностью до 0,5 м и длиной в десятки метров и кварцево-прожилковыми зонами (штокверками) на участках смятия мощностью от 1–2 до 20–30 м и протяженностью 200–300 м. Кварцевые жилы с плотностью несколько десятков жил на 1 пог. км развиты практически повсеместно в рудном узле и локализуются в габброидах и углеродистых сланцах. В сланцах отмечаются субсогласные протяженные мощные зоны окварцевания с проявлением углеродистого метасоматоза. Кварц сливной, молочно-белый, сахаровидный, серый, черный от включений углеродистого вещества, иногда гранулированный. В кварце отмечается сульфидная вкрапленность, представленная пиритом, халькопиритом, пирротинном, галенитом, блеклой рудой, с содержанием меди 0,18–0,67 %. Рудные минералы развиты в виде рассеянной вкрапленности, иногда гнезд, реже прожилков пирита с халькопиритом в количестве до 10 %. По данным спорадического бороздowego и штуфного опробования содержания золота составляют 0,13–8,8 г/т.

Проявления золоторудной полиметаллической формации представлены зонами сульфидно-кварцевого прожилкования в метагаббро-долеритах северобыррангского комплекса и метаандезито-базальтах, метариолитах, метатюфах дорожнинской толщи. Среди сульфидов отмечаются халькопирит, пирит, арсенопирит, сфалерит в количестве от 10–30 до 60 %. Содержание Cu, Zn составляет 0,5–1 и более 1 %, Pb — до 0,3 %, Ag — 5–10 г/т, характерно высокое содержание As — до 3 %. Проявления мышьяка относятся к мышьяковой арсенопирит-березитовой формации, меди — к медно-кварц-сульфидной формации. Содержание золота 0,3–1,49 г/т, палладия — 0,07–0,28 г/т. Для галенитов рудных проявлений характерны невысокие значения «тяжелых» изотопов серы δ^{34} — 6–6,6‰. Зоны сульфидно-кварцевого прожилкования, сопровождающиеся березитизацией вмещающих пород, характеризуются значительной протяженностью (более 200 м) северо-восточного простирания при ширине 10–20 м.

Наиболее перспективной на рудное золото является северная часть Верхнеленинградского узла, расположенная на междуречье Светлый–Ясный и верховьев р. Ленинградская, рассматриваемая как Ясенское потенциальное рудное поле. К указанному участку приурочен относительный «раздув» свиты даек метагабброидов; отмечаются интрузивные пластовые тела метариолитов в углеродистых сланцах, ранне-среднерифейские породы интенсивно дислоцированы с образованием многочисленных линейных складок и разрывных нарушений. В пределах потенциального рудного поля установлено пять рудопроявлений: Ясный-1, Ясный-2 (на участке впадения руч. Ясный в р. Ленинградская), Светлый-1, Светлый-2 (верховье руч. Светлый на правом берегу Ленинградской), Верхнеленинградское. Выделенное потенциальное рудное поле хорошо проявляется в геохимических ореолах рассеяния халькофильных элементов, особенно серебра и меди. На фоне относительно слабоконтрастного ореола рассеяния серебра и меди, охватывающего бассейны рек Прямая, Баркова, Ленинградская, отчетливо проявлены ореолы с их аномальными содержаниями (а также с аномальными содержаниями свинца и цинка), отвечающие участкам с наиболее ярко проявленным золотым оруденением, включая зоны окolorудной сульфидной прожилково-вкрапленной минерализации. На фоне россыпной золотоносности со знаковым и относительно невысоким содержанием металла (не более $0,2 \text{ г/м}^3$) отчетливо выделяется Ясенский участок с контрастными шлиховыми потоками золота (долины рек Ленинградская и Баркова). По данным поискового бурения содержание золота в аллювии в пределах потенциального рудного поля возрастает до $1,61 \text{ г/м}^3$ в долине р. Ленинградская, увеличивается доля его крупных зерен (60 % золотин класса 3–4 мм).

Площадь Верхнеленинградского рудного узла – 200 км^2 , при продуктивности $0,25 \text{ т/км}^2$, ресурс золота P_3 составит 50 т. Верхнеленинградский потенциальный рудный узел с ресурсами золота категории P_3 – 50 т в авторском варианте входит в состав Барковско-Ждановского потенциального рудного района с апробированными ЦНИГРИ в 2006 г. ресурсами золота категории P_3 в сумме 200 т.

Барковский платино-золоторудный потенциальный узел выделен в составе кремнисто-известняково-аргиллитового углеродистого ряда формаций верхнего венда–девона «Переходной» зоны Северо-Бырангской МО в верховьях рек Баркова, Подхребетная, Ленинградская.

Оруденение представлено проявлениями золото-сульфидно-черносланцевой и платино-черносланцевой формаций стратиформного типа. Оно приурочено к сульфидизированным углеродсодержащим карбонатно-терригенной весеннинской толще нижнего–среднего ордовика и вулканогенно-терригенно-карбонатной барковской свите среднего–верхнего ордовика. В первой толще содержание Au достигает $0,16–0,97 \text{ г/т}$, отмечается примесь ртути – $0,14 \times 10^{-4} \%$. Черные сланцы, в которых локализуется проявление, содержат 1 % углерода с легкими изотопами углерода $d^{13}\text{C}$ – 27,9 ‰, свидетельствующими об углеродистом метасоматозе и поступлении рудного флюида. В барковской толще (Среднебарковское проявление) отмечаются две сульфидизированные пачки переслаивания пелитоморфных окремненных известняков, темно-серых аргиллитов, игнимбритопо-

добных пород и андезидацитов мощностью 2–4 и 15–20 м. Сульфиды образуют тонкую вкрапленность, крупные порфиробласты размером 2–5 см и прожилки мощностью 1–10 мм, иногда пирит-кварц-кальцитового состава. Содержания Au составляют 0,11–0,91 г/т, Pd – 0,03–0,28 г/т. В пределах рудоносной зоны отмечаются собственные проявления мышьяка мышьяковой арсенопиритовой березитовой формации, характеризующиеся содержанием 0,02–0,03 %.

Практически на всем протяжении рудоносной зоны, имеющей северо-восточное простирание, в долинах верхних течений рек Баркова, Подхребетная, Ленинградская, пересекающих ее, отмечается россыпное золото с весовыми содержаниями, а в аллювии р. Ленинградская содержание близко к промышленному. Участкам развития россыпной золотоносности пространственно соответствуют геохимические ореолы рассеяния – серебра, меди, свинца, цинка, мышьяка, ртути. Набор рудогенных элементов отражает, вероятно, золоторудную парагенетическую минеральную ассоциацию (галенит, сфалерит, халькопирит, арсенопирит, киноварь), типичную для оруденения золоторудной полиметаллической формации и формации типа Карлин. Возможно, в пределах Барковского рудного узла совмещены проявления этих формаций, т. к. в северной части рудного района выявлены россыпные проявления золота, а в южной части – только шлиховые ореолы с мелким золотом и отмечается затухание россыпной золотоносности до полного исчезновения шлихового золота.

Барковский потенциальный рудный узел площадью 150 км² характеризуется ресурсами золота P_3 – 22,5 т, при удельной продуктивности 0,15 т/км², ресурсы палладия оцениваются по соотношению Au/Pt в 25 т. Эталон-аналогом является месторождение Сухой Лог с проявлением золото-сульфидной (черносланцевой) и черносланцевой платиноносной формаций. Барковский потенциальный рудный узел с ресурсами золота категории P_3 в авторском варианте входит в состав Барковско-Ждановского потенциального рудного района с ресурсами рудного золота P_3 в количестве 200 т, апробированными ЦНИГРИ в 2006 г.

Юго-восточная часть Барковско-Ждановского района охватывает Ленивенско-Клюевскую «Переходную» зону Северо-Быррангской МО в пределах развития пород верхнего венда, кембрия, ордовика, силура и девона углеродисто-вулканогенно-терригенно-карбонатного состава. Она ограничена с юго-востока от «карбонатной» зоны Пограничным надвигом, с северо-запада – базальным горизонтом нижнеостанцовской свиты и Фаддеевским разломом от Шренк-Фаддевской МО. В юго-западном и северо-восточном направлениях Ленивенско-Клюевская структурно-фациальная зона продолжается за пределами листа. В северо-восточной части «Переходной» зоны листа оконтурен Барковский рудный узел. «Переходная» зона характеризуется присутствием в золоторудно-палладиевых проявлениях повышенных концентраций мышьяка и ртути. В пределах «Переходной» зоны выявлен протяженный шлиховой поток золота в бассейнах р. Подхребетная и р. Коралловая, секущих все фациальные зоны Северо-Быррангской МО. Золотоносность верхней части аллювиальных отложений, более высокая в бассейне р. Подхребетная, свидетельствует о современном вскрытии золоторудных проявлений и затухании золотоносности в юго-

Сводный перечень прогнозных ресурсов и минерагенического

Полезные ископаемые			Количество прогнозируемых объектов
Группа	Подгруппа	Вид	
Горючие	Твердые горючие	Уголь каменный	Восточно-Таймырский каменноугольный район
			Нюнькаракутаринская зона угленакопления
			Преграднинское проявление (вне района)
			Итого:
			Анабаро-Хатангский каменноугольный район
			Итого:
Металлические	Цветные металлы	Медь	Барковско-Ждановский рудный район, потенциальный
			Коралловый рудный узел, <i>потенциальный</i>
			Соколиноско-Малахайтаринский рудный район, потенциальный
			Соколинский рудный узел, <i>потенциальный</i>
			Итого:
		Свинец	Таймыроозерский рудный район
			Загадочнинский рудный узел, <i>потенциальный</i>
			Муруптуматаринский рудный район, потенциальный
			Кирьяка-Тасский рудный район, потенциальный
			Итого:
		Цинк	Таймыроозерский рудный район
			Загадочнинский рудный узел, <i>потенциальный</i>
			Муруптуматаринский рудный район, потенциальный
			Кирьяка-Тасский рудный район, потенциальный
			Итого:
		Никель	Соколиноско-Малахайтаринский рудный район, потенциальный
			Соколинский рудный узел, <i>потенциальный</i>
			Итого:
		Кобальт	Соколиноско-Малахайтаринский рудный район, потенциальный
			Соколинский рудный узел, <i>потенциальный</i>
			Итого:
		Ртуть	Буйнинско-Траутфеттерский рудный район, потенциальный
			Узкийский рудный узел, <i>потенциальный</i>
			Итого:

потенциала полезных ископаемых территории листа S-48

Единицы измерения	Прогнозные ресурсы по категориям		Минералогический потенциал (МП)	Тип ресурсов
	P ₁	P ₃		
млн т			2650	Авторы. Данная работа
			2000	
			650	
			2650	
		130		
		130		
тыс. т		1000		
		1000		
			800	
			300	
		1000	800	
			2000	
			1200	
			400	
			600	
			3000	
			3500	
			2000	
			900	
			900	
			5300	
			2500	
	тыс. т			250
				90
			250	
			600	
			250	
			600	

Полезные ископаемые			Количество прогнозируемых объектов
Группа	Подгруппа	Вид	
Металлические	Цветные металлы	Кадмий	Таймыроозерский рудный район
			Загадочнинский рудный узел, <i>потенциальный</i>
			Муруптуматаринский рудный район, потенциалный
			Киряка-Тасский рудный район, потенциалный
		Итого:	
		Германий	Таймыроозерский рудный район
			Загадочнинский рудный узел, <i>потенциальный</i>
			Муруптуматаринский рудный район, потенциалный
	Киряка-Тасский рудный район, потенциалный		
	Итого:		
	Благородные металлы	Золото рудное	Барковско-Ждановский рудный район, потенциалный
			Барковский рудный узел, <i>потенциальный</i>
			Итого:
		Золото россыпное	Барковско-Ждановский рудный район, потенциалный
			Верхнеленинградский рудный узел, <i>потенциальный</i>
			Итого:
		Серебро	Барковско-Ждановский рудный район, потенциалный
			Коралловый рудный узел, <i>потенциальный</i>
			Таймыроозерский рудный район
			Загадочнинский рудный узел, <i>потенциальный</i>
Муруптуматаринский рудный район, потенциалный			
Киряка-Тасский рудный район, потенциалный			
Итого:			
Металлические	Благородные металлы	Платина и МПГ	Барковско-Ждановский рудный район, потенциалный
			Барковский рудный узел, <i>потенциальный</i>
			Итого:
Неметаллические	Оптические материалы	Флюорит оптический	Белогорский рудный район
			Белогорское месторождение
			Итого:

Единицы измерения	Прогнозные ресурсы по категориям		Минерагенический потенциал (МП)	Тип ресурсов
	P ₁	P ₃		
тыс.т			8	Авторы. Данная работа
			6	
			2	
			3	
			13	
			1	
			0,6	
			0,2	
			0,3	
		1,5		
т		150		Апроб.ЦНИГРИ
		22,5		Авторы Данная работа
		150		Апроб. ЦНИГРИ
	0,4	10		Авторы. Данная работа
	0,4	10		
	0,4	10		
		250		
		250		
			4500	
			3000	
			500	
			800	
		5800		
т		25		Авторы. Данная работа
		25		
		25		
кг	8674			
	8674			
	8674			

западном направлении, где в бассейне Коралловой отмечается только знаковая золотоносность. Юго-западнее р. Коралловая, в бассейне р. Траутфеттер у западной границы листа выявлены аллювиальные россыпные проявления золота мелких ручьев, с содержанием $0,5 \text{ г/м}^3$, что свидетельствует о проявлении россыпной золотоносности и россыпеобразующей золоторудной формации после перерыва в районе рек Прямая—Коралловая. Вся площадь «Ленивенско-Клюевской» зоны перспективна для поисков проявлений золото-черносланцевой (типа Карлин) и золоторудной полиметаллической формаций, а на флангах зоны – россыпных проявлений.

В пределах «Переходной» палеозойской рудоносной зоны ЦНИГРИ в 2006 г. апробированы ресурсы рудного золота по категории P_3 в количестве 50 т (в числе 200 т по Барковско-Ждановскому потенциальному рудному району) и рекомендованы к утверждению.

Коралловый серебро-меднорудный потенциальный узел выделен на границе Шренк-Фаддеевской и Северо-Быррангской минерагенических областей. В структурно-геологическом отношении рудная минерализация приурочена к зоне структурного и стратиграфического несогласия между вулканогенно-карбонатно-терригенным углеродистым формационным рядом нижнего—среднего рифея с силлами метагаббро-долеритов и кремнисто-известняково-аргиллитовым углеродистым – верхнего венда—силура. Протяженность рудоносной зоны вдоль контакта от каньона р. Коралловая до среднего течения р. Прямая достигает 35 км. В ее пределах установлены три рудопроявления – Коралловое-1, Коралловое-2 и Прямое. Зона также оконтуривается аномальным геохимическим полем протяженностью более 20 км и шириной до 3 км по вторичным литохимическим потокам рассеяния элементов с коэффициентом концентрации относительно кларка: меди (3–5), серебра (2–10), олова (4–20), молибдена (4–6), бария (3–7), кобальта (2–4), цинка (2–2,5).

Оруденение представлено тремя разновозрастными морфологическими и генетическими типами: «медистыми сланцами» вулканогенно-осадочного генезиса в метаморфизованной конгломерато-песчаниково-сланцевой октябрьской толще нижнего—среднего рифея, сульфидно-кварцевыми жилами с шунгитом и медистыми песчаниками нижеостанцовской свиты верхнего венда. Предварительно первый тип руд относится к эксгаляционно-вулканогенно-осадочному, второй – к гидротермальному прожилково-вкрапленному и третий – к гидротермально-инфильтрационному.

Рудопроявление Коралловое-1 вскрыто в каньоне р. Коралловая на протяжении 500 м под углом $20\text{--}40^\circ$ к простиранию контакта в ядре антиклинальной складки, крылья которой слагаются верхневендско-кембрийскими отложениями с углами падения $30\text{--}40^\circ$ и северо-восточным простиранием. Мощность базального горизонта песчаников и гравелитов – $0,8\text{--}1,2 \text{ м}$. В ядре картируются ниже-среднерифейские сложносмятые карбонатно-терригенные отложения октябрьской и ждановской толщ с силлами метагаббро-долеритов. Угол углового несогласия при близком простирании составляет $60\text{--}80^\circ$.

Оруденение представлено пластом медистых темно-серых и черных кварц-серицитовых сланцев октябрьской толщи мощностью 1 м, вскрытым и протягивающимся вдоль левого борта до вендских песчаников на

расстояние не менее 300 м. В силлах метагаббро-долеритов и вмещающих их сланцах кроме вкрапленного оруденения отмечаются сульфидно-кварцевые жилы мощностью 10–60 см. В кварцевых гравелитах, песчаниках и карбонатных брекчиях венда по напластованию пород развита прожилково-вкрапленная минерализация. На протяжении всего рудоносного участка развита малахитовая зелень, азуритовая синь. Рудная минерализация во всех типах руд представлена главным образом халькопиритом, малахитом, реже отмечаются пирротин, пирит, марказит, галенит. К кварцевым жилам, секущим силлы габброидов, приурочены крупные выделения (до 1–2 см) шунгита. В образце с шунгитом установлены легкие изотопы углерода $d^{13}C$ – 31,9 ‰, свидетельствующие о гидротермальном процессе и поступлении глубинного флюида.

По данным опробования, при содержаниях меди 0,01–0,2 % на рудоносном участке каньона р. Коралловая меденосная складчатая зона выделяется на протяжении 500 м. Мощность меденосной зоны с повышенным содержанием меди (0,1–0,2 %) составляет 10 м. В нижней части этой зоны выделяется рудный интервал мощностью 4–5 м, предполагаемой шириной 600 м с содержанием меди 0,2–2 % (до 8,1 %), содержание меди на пласт меденосных сланцев мощностью 1 м составляет 4 % при среднем содержании серебра 15 г/т. По данным химических и количественных (ICP MS) анализов из 40 проб содержания меди составляют в среднем 1,5 %. Основными полезными компонентами формации «медистых сланцев» являются медь и серебро.

Рудопроявление Коралловое-2 располагается по простиранию меденосной зоны в 2–2,5 км выше по каньону, где на контакте вендских песчаников и сланцев октябрьской толщи нижнего–среднего рифея отмечается прожилковая и вкрапленная рудная минерализация, представленная борнитом, ковеллином, халькопиритом во всех типах руд. Содержание меди достигает 1 % и более, мощность оруденелой зоны 10 м, протяженность 800 м. С учетом непрерывности оруденения между двумя рудопроявлениями р. Коралловая установленная длина рудоносной зоны по породам венда составит 3 км.

Рудопроявление Прямое находится в 35 км на северо-восток от проявления меди р. Коралловая по простиранию контакта пород верхнего венда и нижнего–среднего рифея. На правобережье среднего течения р. Прямая в зоне углового несогласия встречен пласт песчаников и гравелитов с содержанием меди до 0,55 %, т. е. в северо-восточном направлении по простиранию зоны отмечается уменьшение содержаний меди.

Ресурсы Коралловой серебро-меденосной рудоносной зоны оцениваются прямым расчетом: при ширине залежи 600 м, глубине прогноза 50 м, мощности пласта 4 м для меди и 1 м для серебра, объемном весе 2,8 т/м³ (по аналогии с Арылахским месторождением меди), протяженности 10 000 м, мощности пласта 4 м для меди и 1 м для серебра, содержании меди 1,5 %, серебра 15 г/т прогнозные ресурсы категории P_3 меди составят – 1000 тыс. т, серебра – 250 т.

Барковско-Ждановский золотороссыпной узел. Ареал распространения россыпного золота с постоянно встречающимися весовыми содержаниями целиком охватывает Барковско-Ждановский платино-медно-золотоносный прогнозируемый рудный район.

Наиболее значимое россыпное проявление золота, выявленное при буровых поисковых работах на золото [78а] в верхнем течении р. Ленинградская в поле развития палеозойских пород, имеет длину 9050 м, ширину 92 м, мощность торфов 7,3 м, песков — 0,75 м, среднее содержание 0,64 г/м³, ресурс металла категории Р₁ около 400 кг. Первые три блока этой россыпи включают голоценовое мелкозалегающее аллювиальное проявление, с невысоким средним содержанием.

Россыпное проявление золота, выявленное в правой составляющей р. Ленинградская, относится к более древнему, видимо N₂–Q₁, погребенному долинному типу, с значительной мощностью перекрывающих пески отложений. Погребенное россыпное проявление участка древней долины ориентировано по диагонали (на северо-восток) по отношению к широтному отрезку современной долины. Предполагается широкое развитие древних погребенных долин неоген-неоплейстоценового возраста северо-восточного направления, частично совпадающих с долиной р. Ленинградская и вскрытых на отдельных участках современными реками. Типоморфные признаки золота позволяют предполагать, что коренными источниками его являлись кварцево-жильные и прожилково-вкрапленные образования с арсенопирит-галенит-сурьмяной минерализацией. Ограниченность вторичного преобразования большей части золотин с некоторым увеличением степени преобразования металла из погребенных россыпей свидетельствует о присутствии в россыпях золота, связанного в основном с плиоцен-нижненеоплейстоценовыми, средне-верхненеоплейстоценовыми и голоценовыми эпохами россыпеобразования. Находки единичных золотин с признаками эпигенетического преобразования, характерного для золота юрских конгломератов, указывают на ограниченное участие в голоценовом россыпеобразовании продуктов мезозойской и палеогеновой эпох.

Ниже по течению р. Ленинградская в пределах развития протерозойских пород установлено два россыпных проявления золота: на 1,5-километровом отрезке долины в районе устья р. Баркова, в 7–7,5 км выше по течению от устья р. Баркова с содержанием 1–1,23 г/м³. Золото крупное — до 8 мм. Протяженность проявлений 1,5 и 0,5 км. Ресурс незначительный.

В бассейне р. Баркова установлено два мелких россыпных проявления золота, совмещенных с интенсивно сульфидизированными черными сланцами и доломитами. Содержание золота в россыпепроявлениях 0,2–0,5 г/м³. Золото мелкое — 0,2–0,5 мм.

На простирании Барковско-Ждановского потенциального рудного района в юго-западном направлении, у западной рамки листа карты на левобережье р. Траутфеттер после перерыва в районе рек Прямая–Коралловая вновь проявляется россыпная золотоносность в поле распространения объединенных пряминской и приморской свит (S₂–D₂*pr* + *pm*), перекрытых незначительным чехлом элювиально-делювиальных отложений, где выделяется шлиховой ореол на площади 40 км² (в рамках карты), не оконтуренный с запада. Содержание по пробам составляет 0,2–0,5 г/м³. В южном направлении этот шлиховой ореол продолжается до границы Соколинско-Малахайтаринского платино-никелево-кобальторудного потенциального района. Здесь россыпное золото, с более низким содержанием (знаки — 0,1 г/м³), локализовано на площади 200 км² в кайнозойских морских и ал-

лювиальных отложениях, т. е. южная часть шлихового ореола имеет аллохтонный генезис.

Таким образом, на россыпное золото перспективна территория в пределах Барковского и Верхнеленинградского платино-золоторудных узлов в верхнем течении Ленинградской, где можно ожидать погребенные неоген-плейстоценовые россыпи золота с суммарной протяженностью 100 км, при линейной продуктивности 100 кг/пог. км, ресурс россыпей P_3 составит 10 т золота. Также перспективна на россыпное золото площадь на левобережье р. Траутфеттер в пределах северной части шлихового ореола I-1-20. Общие ресурсы россыпного золота по категории P_3 Барковско-Ждановского золотороссыпного узла с учетом погребенных, разобренных с современной гидросетью, и террасовых россыпей оцениваются в 10 т, голоценовых россыпей по категории P_1 – 400 кг.

Закономерности размещения полезных ископаемых среднекаменноугольно-раннеюрской потенциальной Южно-Бырангской минерагенической области. В Южно-Бырангской потенциальной МО прогнозируются площади, перспективные на выявление платино-медно-никелево-кобальтового оруденения, серебро-полиметаллического, флюорит-баритового, уран-ториевого. Выделяются проявления ртутной аргиллизитовой терригенной и карбонатной формаций. Вся северная часть области листа S-48 входит в Восточно-Таймырский каменноугольный район Таймырского угленосного бассейна.

На сопредельной с запада территории (лист S-47) проявления флюорита связаны с карбонатными тектоническими блоками и их метасоматической проработкой. Большинство пунктов минерализации расположены внутри таких блоков или на их контакте с породами перми и отличаются повышенной радиоактивностью. Также флюоритовая вкрапленность отмечалась в ураноносных баритово-карбонатных породах проявлений Гном-1, 2, 3. Поэтому флюорит-баритовую минерализацию в пределах Южно-Бырангской зоны Таймыра считают ураноносной. В пределах Южно-Бырангской зоны (лист S-48) отмечаются как классические для Таймыра проявления флюорита в карбонатных блоках массива Тулай-Кирыка, так и проявления флюорита вне связи с тектоническими блоками.

Флюоритовая карбонатная и баритовая жильная формации являются самыми молодыми на исследованной площади. Они связаны с формированием в поздне триасовое—раннеюрское время карбонатных тектонических блоков и пространственно приурочены к ним. Образование карбонатных флюорит-баритовых жил происходило в постмагматический этап внедрения интрузий бостонитов южнореченского комплекса. Рудоконтролирующими факторами оруденения служат крупные субширотные разломы, вдоль которых происходило внедрение рудогенерирующих интрузий и «выдавливание» тектонических блоков гидротермально переработанных пород.

Несколько иную природу имеют проявления флюорита в бассейне р. Загадочная. Они относятся к кварц-барит-полиметаллически-флюоритовому типу оруденения флюорит-карбонатной среднетемпературной гидротермальной формации и занимают промежуточное положение в пространстве и во времени между серебро-полиметаллической и флюорит-барит-урановорудной минерализацией. Это говорит о единстве процесса

рудообразования серебро-полиметаллических руд, флюорит-баритового и радиоактивного сырья и о связи этого процесса с внедрением в позднеэриасовое—раннеюрское время щелочных и субщелочных интрузий. Перспективы площади на обнаружение промышленно-значимых проявлений барита и флюорита низкие. Скорее флюоритовые жилы кварц-барит-полиметаллически-флюоритового типа следует рассматривать как поисковый признак обнаружения проявлений серебро-полиметаллической формации.

Повышенные концентрации радиоактивных элементов отмечаются в бостонитах южнореченского комплекса и их зонах контактового метасоматоза. Бостонитовые интрузии расположены в зоне влияния двух крупных рудоконтролирующих разломов восток-северо-восточного направления, которые контролируют и размещение тектонических карбонатных блоков в этом регионе. Данное обстоятельство служит благоприятным фактором образования проявлений радиоактивного сырья. Таким образом, наиболее перспективным объектом для обнаружения проявлений урана и тория на площади листа S-48 следует считать интрузии бостонитов и их экзоконтактовые зоны.

В табл. 19 приведена схема перспективных площадей, выделяемых в ранге потенциальных рудных районов и узлов, для Южно-Бырангской потенциальной МО.

Восточно-Таймырский каменноугольный район Таймырского угленосного бассейна. Перспективы района на каменные угли связаны с верхнекаменноугольно-пермскими угленосными терригенными от-

Таблица 19

**Районирование Южно-Бырангской потенциальной МО
позднепалеозойско-раннемезозойского минерагенического цикла**

Минерагенический этап	Рудные районы (П – потенциальные)	Потенциальные рудные узлы	Минерагеническая специализация
C ₂ –P ₂	Восточно-Таймырский	Нюнькаракутаринский	Каменный уголь
P ₂ –T ₁	Соколино-Малахайтаринский (П)	Соколинский	Ni, Co, Cu, Pt
	Киряка-Тасский (П)		Ag, Pb, Zn, Cu, Ni, Co
T ₃ –J ₁	Таймыроозерский	Загадочнинский	Ag, Pb, Zn, Pt
	Муруптуматаринский (П)		Ag, Pb, Zn
	Буйнинско-Траутфеттерский (П)	Узкий	Hg

ложениями. По степени угленосности они подразделяются на нижнюю, среднюю слабоугленосные и верхнюю — продуктивную толщи. В быррангское—соколиное и раннечерноярское время фациальная обстановка и тектонический режим не способствовали накоплению мощных пластов торфяников. Поэтому соколинская свита и нижняя подсвита черноярской свиты малоперспективны в отношении промышленной угленосности. В позднечерноярское время торфонакопление в тектонически спокойной обстановке опресненных лагун с болотистыми берегами привело к образованию мощных (до 10 м) пластов угля. На сопредельных с запада площадях в разрезе верхней подсвиты черноярской свиты выявлено до 25 пластов угля, 14 из которых достигают продуктивной мощности. На отчетной территории крупные пласты угля продуктивной мощности выявлены лишь в двух местах, где в ядрах синклиналей вскрываются образования верхнечерноярского возраста. Эти площади выделяются в качестве зон угленакопления.

Нюнькаракутаринская зона угленакопления охватывает верховья р. Круговой и правый борт р. Нюнькаракутари. Угленосный горизонт образует симметричную синклинальную складку с падением крыльев под углами 5—25°, северное крыло складки перекрыто по Пограничному надвигу нижнепалеозойскими отложениями. Площадь выхода на поверхность продуктивного горизонта составляет 120 км². Средний коэффициент угленосности верхней подсвиты черноярской свиты в этом районе оценивается в 4 %. Удельный вес углей принимается по данным С. Б. Шишлова и составляет 1,35 т/м³. Минерагенический потенциал Нюнькаракутаринской зоны угленакопления до глубины 300 м составляет:

$$120\ 000\ 000\ \text{м}^2 \times 300\ \text{м} \times 4\ \% : 100 \times 1,35\ \text{т/м}^3 = 1\ 944\ 000\ 000\ \text{т} \text{ (2000 млн т)}.$$

Преграднинское проявление (I-3-1) охватывает долину р. Преградная. Угленосный горизонт образует синклинальную складку сундучного типа с падением крыльев под углами 40—60°. Площадь выхода на поверхность продуктивного горизонта 55 км². Средний коэффициент угленосности оценивается в 3 %. Удельный вес углей составляет 1,35 т/м³. Минерагенический потенциал Преграднинского проявления до глубины 300 м составляет:

$$55\ 000\ 000\ \text{м}^2 \times 300\ \text{м} \times 3\ \% : 100 \times 1,35\ \text{т/м}^3 = 668\ 250\ 000\ \text{т} \text{ (650 млн т)}.$$

В целом же Южно-Быррангская площадь малоперспективна в плане обнаружения крупных углепроявлений.

Соколино-Малахайтаринский платино-кобальтово-никелеворудный потенциальный район. Район выделяется в пределах северной части Южно-Быррангской потенциальной МО, где в связи со становлением боотанкагского и дябакатаринского комплексов широко развиты проявления медно-никелевой сульфидной формации. В качестве рудоуправляющего фактора можно рассматривать наличие крупных интрузивных тел этих комплексов, локализованных в толще терригенных пород верхнего палеозоя. В пределах Соколино-Малахайтаринского потенциального района выделяется потенциальный Соколинский рудный узел. Основные перспективы площади на медь-никель-кобальтовое оруденение связаны с дифференцированной Соколинской интрузией и подобными ей телами.

Соколинский потенциальный рудный узел выделен в составе Соколинско-Малахайтаринского района на основе крупной дифференцированной Соколинской интрузии основного состава боотанкагского комплекса. Выходы Соколинской интрузии на дневную поверхность занимают площадь 12 км² (6 × 2 км). Интрузия представляет собой крупное пологосекущее интрузивное тело, возможно краевую разветвленную часть лополитообразного массива. Общая мощность интрузива достигает 300–400 м. Соколинская интрузия подразделяется на две части: основное тело и нижнюю ветвь. Основное тело представлено троктолитовыми и пикритовыми габбродолеритами, порфиридовыми трахидолеритами и крупнокристаллическими пегматоидными габбро. Нижняя ветвь интрузии отделена от основного тела клиньями ороговикованных терригенных пород и представлена габбродолеритами плагиофиловыми мелкозернистыми биотитсодержащими. В основном теле интрузии выявлено два горизонта вкрапленных сульфидных руд мощностью до 10–15 м и протяженностью до 150 м. Вкрапленность тонкая интерсервальная неравномерная составляет 10–30 % объема породы и представлена пирротинном, пентландитом и халькопиритом. В мелко-среднекристаллических габбро Соколинской интрузии при микрозондовом изучении установлены зерна золота с пробностью 742, в пегматоидном габбро – зерна сперрилита – PtAs₂, потарита – PdHg. Минерагенический потенциал Соколинского рудного узла оценивается: по никелю – в 1000 тыс. т, по меди – в 300 тыс. т, по кобальту – в 90 тыс. т.

К западу от Соколинской интрузии в правом борту р. Траутфеттер (руч. Заречный) в габбро-долеритах интрузии дябакатаринского комплекса установлены железистая платина – Pt₂Fe и хромит. Таким образом, Соколинская интрузия и мелкие интрузии дябакатаринского комплекса являются перспективными на элементы платиновой группы медно-никелевой формации. Минерагенический потенциал Траутфеттерского рудопоявления оценивается: по никелю – в 450 тыс. т, по меди – в 150 тыс. т, по кобальту – в 50 тыс. т.

Общий минерагенический потенциал Соколинско-Малахайтаринского платино-кобальтово-никелеворудного потенциального района с учетом прогнозируемых рудоносных интрузий в пределах листа S-48 оценивается: по никелю – в 2500 тыс. т, по меди – в 800 тыс. т, по кобальту – в 250 тыс. т.

Выявленные проявления медно-никелевой сульфидной формации с вкраплено-прожилковыми рудами в дифференцированных и недифференцированных интрузиях являются, кроме того, поисковым признаком на выявление проявлений и месторождений платины малосульфидной платиновой формации.

Кирыка-Тасский медно-полиметаллический потенциальный рудный район. На хр. Кирыка-Тас выявлены небольшие проявления медно-кварц-сульфидной и свинцово-цинковой жильной формации.

Перспективы Кирыка-Тасского потенциального рудного района в отношении серебро-полиметаллической минерализации более скромные, чем в Таймырозерском потенциальном рудном районе. Здесь выявлены слабоконтрастные шлиховые ореолы галенита, сфалерита и отдельные мелкие проявления и пункты минерализации. Наиболее интересным объектом является рудопоявление Кирыка-Тасское, расположенное на южном склоне одноименной гряды. Оно представляет собой серию отдельных участков

интенсивного брекчирования и метасоматоза в сложнопостроенной тектонической зоне, вблизи тектонических карбонатных блоков. Зона субширотного направления прослежена на 1,5–2 км. Обогащенные участки размером от 20 до 100 м содержат тонкую галенит-сфалеритовую вкрапленность.

Минерагенический потенциал Кирыка-Тасского потенциального рудного района в пределах листа S-48 составляет: по свинцу – 600 тыс. т, по цинку – 900 тыс. т, по серебру – 800 т, по кадмию – 3000 т, по германию – 300 т.

Таймыроозерский платино-полиметаллический рудный район. Наиболее перспективным на серебро-полиметаллические руды является Таймыроозерский рудный район и входящий в него Загадочнинский потенциальный рудный узел. В пределах Таймыроозерского потенциального района выявлено и опробовано четыре проявления и три пункта минерализации серебро-полиметаллической формации. Проявления отличаются высоким содержанием галенитовых руд (10–50 %). Геологические условия локализации рудных жил, а также минеральный состав жильных пород и руд, позволяют проводить их сравнительную характеристику с месторождением Партизанское, где выявлены высокие содержания полезных компонентов (Pb, Zn, Ag, Ge, Cd). Кроме самих рудных тел, в пределах Таймыроозерского рудного района выявлены крупные (до 1,5 км²) участки кварц-карбонатного метасоматоза. Спектральным анализом в этих метасоматитах установлены повышенные, по сравнению с фоновыми, концентрации свинца (в 5–100 раз), цинка (в 3–15 раза) и серебра (в 5–10 раз). В значимых количествах присутствует германий. Наличие таких участков метасоматоза говорит о возможности обнаружения в этом районе не только жильных рудных тел, но и штокверковых зон. По данным площадных шлихо-геохимических исследований в пределах Таймыроозерского рудного района выделяются высококонтрастные комплексные геохимические ореолы и потоки Pb, Zn, Ag, Mo, Sn, а также шлиховые потоки галенита и сфалерита.

Наиболее благоприятными для локализации оруденения являются узлы сочленения разрывных нарушений диагонального и широтного направления между собой. Севернее оз. Таймыр серебро-полиметаллическая минерализация отмечается в тектонической зоне двух сближенных разломов восток-северо-восточного направления, контролирующих размещение карбонатных тектонических блоков и бостонитовых интрузий. Благоприятными для локализации серебро-полиметаллического оруденения являются терригенные отложения пермского возраста и ядра крупных антиклинальных складок, а также зоны интенсивных деформаций сжатия, где крылья сопряженных складок срезаны тектоникой, а их оси сближены.

Загадочнинский потенциальный рудный узел площадью 240 км² протягивается в широтном направлении от р. Оленья до р. Южная, охватывая бассейны верхних течений рек Загадочная, Мезозойская и Южная. Узел выделен по серии сближенных контрастных комплексных геохимических аномалий в донных осадках Pb, Zn, Ag, Mo, Sn, Ga, а также широкому повсеместному присутствию в тяжелой фракции современного аллювия зерен галенита и сфалерита. В пределах его выявлено два проявления и три пункта минерализации серебро-полиметаллических руд.

В Загадочнинском потенциальном рудном узле в верховьях р. Загадочная выделяется группа серебро-полиметаллических рудопроявлений «Загадочное». Группа представлена двумя рудопроявлениями и одним пунктом минерализации серебро-полиметаллических руд сходного геологического строения. Рудопроявления представляют собой участки (до 300—400 м) кварц-карбонатного метасоматоза и брекчирования терригенных пород перми. Наиболее обогащенные рудные участки размером до 50 м в поперечнике содержат 5—20 % рудных минералов (галенит, сфалерит). Группа проявлений «Загадочное» локализуется вдоль тектонически ослабленной зоны северо-восточного простириания протяженностью порядка 4 км, при ширине в 1,5 км. Рудоконтролирующим фактором здесь служит узел сопряжения крупного разлома северо-северо-восточного направления с широтной тектонической зоной. Минерагенический потенциал группы рудопроявлений «Загадочное» до глубины 200 м оценивается: по свинцу — в 80 тыс. т, по цинку — в 140 тыс. т, по серебру — в 350 т, по кадмию — в 600 т, по германию — в 60 т.

На Южнинском участке в метасоматитах экзоконтактовых зон бостонитовых интрузий установлены повышенные содержания свинца. Сами бостонитовые интрузии также отличаются повышенными значениями таких элементов как Cu, Pb, Zn, Ag. Наряду с метасоматитами экзоконтактовой зоны, на Южнинском участке присутствуют и гидротермальные зоны кварц-карбонатного метасоматоза с галенит-сфалеритовой минерализацией. Серебро-полиметаллическую минерализацию Южнинского участка можно подразделить на два типа: гидротермальные жилы и брекчии и зоны экзоконтактового метасоматоза бостонитовых интрузий. В качестве основных рудоконтролирующих факторов выступают бостонитовые интрузии и тектонические нарушения восток-северо-восточного и северо-западного направления. Повышенные концентрации рудных элементов в бостонитах свидетельствуют о том, что они могут являться одним из рудогенерирующих факторов образования серебро-полиметаллической формации.

В рамках Таймыроозерского рудного района выявлены многочисленные зоны кварц-карбонатного метасоматоза и брекчирования с интенсивной лимонитизацией и гематитизацией пород. Спектральным анализом в этих зонах установлены повышенные концентрации Pb, Zn, Ag, Cu, что указывает на их перспективность в плане обнаружения серебро-полиметаллических руд. Севернее Таймырского озера в четырех шлиховых пробах установлены зерна платиноидов, причем в одной пробе — с весовым содержанием 0,05 г/м³, что свидетельствует о наличии проявлений коренной платины вследствие ее малой подвижности. Таким образом, на площади Таймыроозерского рудного района совмещены проявления серебро-полиметаллической, медно-никелевой платиносодержащей, уран-ториевой в связи с раннемезозойскими сиенитами формаций.

Минерагенический потенциал Южнинского участка оценивается: по свинцу — в 500 тыс. т, по цинку — в 1200 тыс. т, по серебру — в 1500 т, по кадмию — в 2000 т, по германию — в 200 т.

Минерагенический потенциал Загадочнинского потенциального рудного узла в целом составляет: свинца — 1 200 тыс. т, цинка — 2000 тыс. т, серебра — 3000 т, кадмия — 6000 т, германия — 600 т.

Минерагенический потенциал Таймыроозерского рудного района в рамках листа S-48 можно оценить: по свинцу — в 2000 тыс. т, по цинку — в 3500 тыс. т, по серебру — 4500 т, по кадмию — 8000 т, по германию — 1000 т.

Муруптуматаринский серебро-полиметаллический потенциальный рудный район охватывает области верхних течений рек Муруптуматари, Малахайтари на площади распространения отложений верхнего карбона—перми, насыщенных малыми интрузиями быррангского, дябакатаринского и верхнетаймырского комплексов. В его пределах выявлены обширные шлиховые ореолы галенита и сфалерита, которые продолжаются за рамкой карты на листе S-49. В северо-западном и юго-восточном направлении район ограничен рудоконтролирующими разрывными нарушениями, в целом приурочен к ядру и крыльям антиклинальной структуры, юго-восточное крыло которой срезано пологим надвигом. В юго-западном и южном направлении район ограничен мезозойско-кайнозойским прогибом, в северо-восточном — в пределах листа не оконтурен, продолжается на листе S-49. Серебро-полиметаллическая минерализация выявлена в интрузивных телах с медь-никель-кобальтовой минерализацией.

Минерагенический потенциал Муруптуматаринского потенциально-го рудного района в пределах листа S-48 составляет: по свинцу — 400 тыс. т, по цинку — 900 тыс. т, по серебру — 500 т, по кадмию — 2000 т, по германию — 200 т.

Буйнинско-Траутфеттерский ртутнорудный потенциальный район. По результатам шлихового и геохимического опробования выделена Буйнинско-Траутфеттерская перспективная площадь в ранге ртутнорудного потенциального района. Он охватывает центральную часть Быррангского грабен-синклинория, выклиниваясь на запад за пределы листа S-48 и частично погружаясь под чехол рыхлых осадков в восточном направлении. Внутри этого района крупные шлиховые ореолы киновари выделены в качестве Узкинского перспективного участка в ранге потенциального рудного узла. Ртуть установлена в серебро-полиметаллических и флюорит-редкоземельных рудах группы проявлений «Загадочное».

Наиболее благоприятными для локализации оруденения являются субширотные восток-северо-восточные разломы и узлы их сочленения с диагональными нарушениями северо-западного и северо-восточного направления. Наиболее крупной рудоконтролирующей структурой является тектоническая зона двух крупных сблизженных разломов восток-северо-восточного направления, прослеженная от р. Черные Яры до р. Северная. В целом следует отметить, что ртутная минерализация тяготеет к ядру Быррангского грабен-синклинория. Проявления ртутной формации относятся к классу среднетемпературных гидротермальных.

Узкийский потенциальный рудный узел расположен в междуречье Западная—Соколиная, охватывая ручьи Узкий и Овражный. Площадь его около 140 км². В верховьях руч. Узкий выявлена мощная тектоническая зона широтного направления, сложенная кварц-карбонатной лимонитизированной брекчией с богатой сульфидной минерализацией (до 80 %). Сульфиды представлены главным образом пиритом и пирротинном. Можно предположить, что именно эта зона и является одним из источников киновари в

современном аллювии. Подобные тектонические зоны отмечались и на руч. Овражный, где также высокие содержания киновари в тяжелой фракции речных осадков.

Выявленные гидротермальные проявления ртути относятся к ртутной аргиллизитовой карбонатной формации.

Закономерности размещения полезных ископаемых среднекаменноугольно-триасово-юрской Нордвикско-Цветковской МО. Нордвикско-Цветковская полиметаллическо-флюоритовая минерагеническая область представлена двумя выходами в валлообразных поднятиях: хр. Тулай-Киряка, сложенного каменноугольно-пермско-триасовыми образованиями, и Белогорское – оз. Сопочное, сложенное соленосно-гипсоносными породами девона и перекрывающими породами перми, триаса и юры.

Тулай-Кирякский серебро-полиметаллический потенциальный рудный район. В пределах Тулай-Кирякского потенциального рудного района известна одна дифференцированная интрузия и малая интрузия (силл), содержащие медно-никелево-кобальтовую минерализацию. Интрузив Тулай-Киряка представляет собой субпластовое пологосекущее тело широтного простирания, протяженностью 20 км, при мощности 350–450 м. Интрузия круто погружается в северном направлении с углом падения 55–80°. С запада интрузия срезается серией разломов, ограничивающих горст, и в опущенном блоке перекрыта четвертичными отложениями, на восток она постепенно выклинивается. Для интрузии характерно ритмичное строение. 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 %). В подошве интрузии, в экзоконтактной и эндоконтактной частях отмечаются мелкие жильные выделения сульфидов мощностью от нескольких до десятков сантиметров. Средние содержания полезных компонентов в различных дифференциатах невелики. В Тулай-Кирякской 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 платиносодержащей формации.

Белогорский соле-гипсо-флюоритовый рудный район. Крупное месторождение оптического флюорита, малое месторождение гипса и проявление каменной соли горы Белая (Белогорское) приурочено к соляной структуре, возвышающейся на 90 м над равниной, сложенной 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. Прогнозные ресурсы оптического флюорита категории Р₁ составляют 8674 кг, запасы категории С₁ – 540 кг, С₂ – 16 424 кг. Продуктивность узла высокая, инфраструктура малоблагоприятная.

Наличие гидрохимических осадков девона можно рассматривать как благоприятную геологическую предпосылку для поисков оптического флюорита.

Закономерности пространственного размещения полезных ископаемых среднекаменноугольно-триасовой Анабарской потенциальной МО. В Анабарской потенциальной 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.

Анабаро-Попигайский бурогольный район Тунгусского угленосного бассейна. Терригенные пермские образования северного обрамления Анабарской антеклизы объединены в северо-восточную часть бурогольного Анабаро-Попигайского района Тунгусского угленосного бассейна.

Закономерности размещения полезных ископаемых юрско-кайнозойской Усть-Енисейской потенциальной МО. Таймырский потенциальный бурогольный район. В Таймырском потенциальном бурогольном районе мелкие пропластки бурых углей присутствуют в разрезе континентальных образований среднеюрского возраста на северном борту оз. Таймыр, в долине нижнего течения р. Западная и по притокам р. Ньюнкаракутари. Пропластки угля мощностью до 20–30 см содержат многочисленные тонкие прослои и линзы песчанистого материала (нередко до 50 % от объема породы). Угли некондиционные и вряд ли могут представлять какой-либо практический интерес. На северном и южном побережье Таймырского озера и в бассейне р. Ямутарида выявлены пласты бурых углей в нерасчлененных отложениях малохетской–яковлевской свит нижнего мела. Проявления слабо изучены.

Закономерности пространственного размещения полезных ископаемых юрско-кайнозойской Нордвикско-Цветковской МО. Хатангский каменноугольный район. Пласты каменных углей выявлены в районе р. Тикян-Сене, на юго-западном склоне хр. Киряка-Тас в отложениях нижнего мела, слагающих пологую синклинали. На остальной территории угли перекрыты более молодыми отложениями, но залегают близко к поверхности. Угленосный район выделен по отложениям нижнего мела огневской, бегичевской, рассохинской, сангасалинской свит, продолжается на восток (лист S-49), где известны Подкаменная и Бегичевская зоны угленосности.

Закономерности пространственного размещения полезных ископаемых юрско-кайнозойской Хатангско-Анабарской МО. В Хатангско-Анабарской МО располагаются прибрежно-морские проявления россыпных алмазов кимберлитового генезиса, для которых предполагается местный источник – промежуточные коллекторы разного возраста от перми, триаса, юры до кайнозоя. Менее вероятно нахождение в данном районе кимберлитовых тел. Пиропы значительно потеряли в массе при перемещении от коренного источника, имеют небольшой средний размер и т. н. «обтаянную» поверхность, которая является полированной в прибрежно-морских условиях. В. А. Милашевым, на основании находок глыб коматиитов и алмазов на юго-западном побережье моря Лаптевых, находок алмазов на о. Бегичева и палеогеографических и тектонических построений, прогнозируется на шельфе моря Лаптевых новая Северо-Сибирская кимберлитовая провинция. Предполагается, что она является источником алмазов на юго-западном побережье моря Лаптевых.

В пределах позднекаменноугольно-триасовых образований северной части Тустахской антеклизы установлена золотоносность доюрской коры выветривания, базальных горизонтов ранней юры, поздней юры, раннего мела и плиоцен-эоплейстоценовых галечников. В современном аллювии встречено золото, монацит, касситерит, иногда платиноиды, спутники алмазов. Эта площадь является перспективной на россыпное золото и алмазы базальных горизонтов юры, мела, плиоцена, карбона, а также современных аллювиальных отложений крупных речных долин.

Анабаро-Хатангский каменноугольный район. В каменноугольном районе на юго-западном побережье Хатангского залива выделяется перспективная Сындасская зона угленакопления, с Сындасским месторождением каменных углей Анабаро-Хатангского района, разведанным по высоким категориям за пределами листа, вблизи восточной рамки, для которого приводятся прогнозные ресурсы. Месторождение состоит из отдельных многочисленных выходов пластов угля в огневской, рассохинской, сангасалинской свитах нижнего мела. Прогнозные ресурсы P_3 каменного угля Сындасского месторождения (по аналогии с восточной частью месторождения) составляют 130 млн т. Продуктивность узла средняя, инфраструктура малоблагоприятная.

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

На характеризуемой территории проявления нефти и газа к настоящему времени не выявлены. Резервный фонд подготовленных локальных поднятий как по мезозойским, так и домезозойским НГК отсутствует, а вся территория относится к нераспределенному фонду недр. Оценка перспектив нефтегазоносности территории листа S-48, вследствие относительно незначительного объема сейсмологических и буровых работ (на всей территории пробурены лишь три параметрические скважины), обосновывается в первую очередь трассированием нефтегазоносных и потенциально нефтегазоносных структур, известных на

сопредельных листах, в первую очередь мезо-кайнозойского Енисей-Хатангского регионального прогиба (ЕХРП), рассматриваемого в общем плане как нефтегазоносный бассейн.

Нефтегазогеологическое районирование (НГГР) восточной части ЕХРП, вследствие слабой изученности района, проводится достаточно условно. Традиционно территория Енисей-Хатангского прогиба рассматривалась в составе Хатангско-Вилуйской нефтегазоносной провинции (НГП), в составе которой в пределах территории листа S-48 выделялись Енисей-Хатангская нефтегазоносная область (НГО) в западной части и Анабарская – в восточной [67, 68, 77, 103, 145]. Граница областей, секущая вкрест простирания Турку-Логатинский, Жданихинский прогибы и Центрально-Таймырский шов, не ясна, тем более что большинством исследователей [40] основные перспективы обнаружения месторождений нефти и газа связываются с положительными структурами этих прогибов.

В рамках работы по составлению комплекта карт ГГК-1000/3 листа S-48 в основу выделения единиц НГГР положены схемы тектонического и минерагенического районирования, отвечающие сводной легенде Таймыро-Североземельской серии листов ГГК-1000. В соответствии с этим, на рассматриваемой территории представлены части областей (НГО) четырех нефтегазоносных провинций: трех мезо-кайнозойских – Западно-Сибирской (Усть-Енисейская НГО), Хатангско-Вилуйской (Енисей-Хатангская НГО), Хатангско-Лаптевоморской и одной рифейско-палеозойской – Лено-Тунгусской (Анабарская НГО).

Западно-Сибирская НГП, Усть-Енисейская НГО. Для данной области доказана перспективность только юрско-меловых отложений. На территорию листа S-48 попадает наиболее слабо изученная северо-восточная часть Енисей-Хатангской НГО [9], в которой мощности юрско-меловых отложений составляют до 4000 м. Доюрские комплексы находятся на доступных бурению глубинах только в бортовых частях прогиба, а также на Балахнинском мегавалу. Из семи выделенных в пределах ЕХРП региональных нефтегазоносных комплексов (НГК), продуктивность которых установлена в западной части прогиба, в рассматриваемом районе территории могут быть представлены лишь среднеюрские вымский и малышевский, а также нижнемеловой (неокомский). По строению разреза плитного комплекса выделяются Туровский ПНГР и Балахнинский НГР.

К Туровскому ПНГР отнесена наиболее восточная часть Турку-Логатского прогиба, в которой мощность верхнеюрско-мелового подкомплекса достигает 2200 м, ниже-среднеюрского – 1000 м. По юрским отложениям район сопоставим с Енисей-Пясинским НГР в западной части ЕХРП, однако в отличие от последнего в Туровском ПНГР прогнозируется преимущественное развитие нефтяных (а не смешанных газоконденсатных и газоконденсатнонефтяных) залежей в ниже- и среднеюрских отложениях.

Балахнинский НГР представлен на территории листа своей наиболее восточной частью (площадью 2000 км²) и соответствует Владимирскому куполовидному поднятию амплитудой более 1000 м, в пределах которого средне-верхнеюрские отложения (наиболее перспективная часть разреза) полностью размыты. Соответственно, перспективными могут считаться только меловые НГК. Данный район попадает в зону прогноза в меловых

НГМК преимущественно газовых и газоконденсатных залежей, сформировавшихся за счет преобладающей латеральной миграции из Жданихинского прогиба [145]. Однако ввиду неблагоприятного строения разреза (залегание потенциальных коллекторов на глубинах менее 1000 м, ограниченный набор коллекторов, невыдержанный литологический состав отложений, увеличение роли глинистых пород и соответствующее снижение качества коллекторов в направлении к востоку, небольшая концентрация $C_{\text{орг}}$) потенциальная нефтегазоносность района низкая. Кроме того, отрицательная оценка этого НГР обусловлена приуроченностью его к фронтальной части Центрально-Таймырского шва, вертикальная амплитуда которого по подошве юры более 4 км. Подтверждением этому выводу служат пробуренные пустые глубокие скважины на Владимирской и соседней Балахинской площадях, расположенных вблизи зоны шва, и Восточнокубалахская скважина, расположенная в 45 км к северо-западу от надвиговой зоны в Турку-Логатинском прогибе, которая в 1986 г. дала мощный фонтан газа из отложений средней юры с глубины 3670 м.

Хатангско-Виллойская НГП, Енисей-Хатангская НГО. Хатангско-Виллойская НГП соответствует Хатангско-Ленскому перикратонному прогибу Сибирской платформы. В ее составе выделяются Жданихинский ПНГР, отвечающий одноименному прогибу, и Попигайско-Анабарский НГР, соответствующий одноименной седловине.

Жданихинский ПНГР представлен на территории листа своей восточной частью, площадью около 18 000 км², и характеризуется чрезвычайно низкой геолого-геофизической изученностью. Плотность сейсмопрофилей МОВ, МОГТ менее 0,1 км/км². При такой плотности здесь могли быть не обнаружены локальные поднятия площадью до 170 км², которые могут быть выявлены при сгущении сети поисковых сейсмопрофилей МОГТ.

Перспективы района связываются с юрским и меловым НГК [145]. Строение юрско-мелового комплекса района известно лишь по материалам единственной пробуренной в 80 км от западной границы листа S-48 параметрической скважины Мсс-363 и единичных сейсмопрофилей МОВ, МОГТ. Согласно этим данным, мощность разреза плитного комплекса в наиболее погруженных зонах мегапрогиба может достигать 5000–7000 м [22].

По аналогии с более западными частями Жданихинского ПНГР, в отложениях балагачанской, тигянской и сангасалинской свит нижнего мела прогнозируется распространение яковлевского, малохетско-верхнесухудинского и сухудинского меловых резервуаров. Нижнехетский резервуар в этом районе заглинизирован. Согласно прогнозу фазового состава залежей УВ, Жданихинский ПНГР относится к территориям высоких перспектив нефтегазоносности мелового НГК с преобладающим развитием в нем нефтяных, нефтегазовых и нефтегазоконденсатных залежей.

Характерными особенностями разреза юрского НГК Жданихинского района можно считать большую его мощность, достигающую во впадинах 5000 м, в том числе 3000–3200 м ниже-среднеюрских отложений. Мощность верхнеюрского комплекса может достигать здесь 2000 м. Согласно схеме нефтегазогенерациональной зональности, отложения ниже- и среднеюрских комплексов Жданихинского ПНГР находятся в основном в зо-

нах смешанной нефтегазовой генерации, а в глубоких впадинах — в зоне преимущественной генерации газа и газоконденсата. В соответствии с этим в них прогнозируется развитие во впадинах газовых и газоконденсатных залежей, на бортах — смешанных газоконденсатных и газоконденсатнонефтяных. В верхнеюрских отложениях Жданихинского ПНГР возможно формирование нефтяных, нефтегазовых и нефтегазоконденсатных залежей.

Хатангско-Анабарский НГР площадью в пределах листа 7000 км² отличается развитием относительно маломощного (до 1,5 км) чехла юрско-меловых терригенных отложений, перекрывающих верхнепалеозойско-нижнемезозойские вулканогенно-терригенные комплексы. В пределах района расположены два выявленных (Старорыбнинское и Сындасско) и четыре намеченных локальных поднятия площадью от 20 до 70 км², выраженных как в палеозойских, так и мезозойских отложениях. Потенциально нефтегазоносными являются верхнепалеозойские и триасовые НГК, которые на восточном продолжении района (Южно-Суолемская, Северо-Суолемская площади) характеризуются незначительными нефтегазопроявлениями (в виде пятнистого насыщения нефти керном, пленки нефти в буровом растворе, растворимого в пластовой воде газа). Содержание $C_{орг}$ в целом выдержанное и более значительное, чем в юрско-меловом комплексе (в среднем 2 % в глинах и 0,4 % в алевролитах и песчаниках). В целом, однако, отложения верхнепалеозойского комплекса характеризуются отсутствием выдержанных по простиранию и толщине песчаных горизонтов как в средне-верхнекаменноугольных, так и в пермских отложениях, а также низкими коллекторскими свойствами песчаников. Основная причина последнего заключается, по-видимому, в специфике их минералогического состава: песчаники являются аркозовыми и преимущественно глинистыми, полевые шпаты в них легко поддаются разрушению, образуя в большом количестве глинистый материал, резко снижающий проницаемость пород. Таким образом, скопления нефти и, возможно, газа могут быть связаны с локально распространенными пачками песчаных пород с повышенной открытой пористостью.

Хатангско-Лаптевоморская НГП. В состав Хатангско-Лаптевоморской НГП, выделенной в соответствии со схемами тектонической и минералогической зональности для Таймырско-Североземельской серии листов ГКК-1000/3 и отвечающей одноименной молодой платформе, в пределах листа S-48 включены Белогорско-Тигянский, Кирыка-Тасский ПНГР, традиционно относившиеся к Анабаро-Хатангской НГО. Суммарная площадь их здесь составляет 8500 км². Основные перспективы связывают с верхнепалеозойскими отложениями. В целом провинция характеризуется неравномерной геолого-геофизической изученностью: основной объем нефтепоисковых работ был выполнен на площадях восточнее рамки листа S-48, тогда как в пределах листа S-48 сеть профилей МОВ и МОГТ весьма редкая (менее 0,2 км/км²).

Кирыка-Тасский НГР соответствует одноименной положительной структуре второго порядка, в пределах которой наибольший интерес представляет Осиповский вал — линейное поднятие размером 10 × 30 км и амплитудой до 400 м, выраженный как в верхнепалеозойских, так и в мезозойских отложениях. Белогорско-Тигянский НГР выделяется в пределах Ти-

гяно-Анабарского мегавала (структуры второго порядка), на территории которого к востоку от рамки листа S-48 известны непромышленные нефтяные месторождения (Южно-Тигянское, Нордвикское, Ильинское и др.). Отличительной особенностью района является широкое развитие солянокупольных структур.

Выделяется три потенциально нефтегазоносных комплекса: среднепалеозойский, верхнепалеозойский, раннемезозойский; с двумя последними на сопредельной территории связаны нефтепроявления различной интенсивности, которые зафиксированы как непосредственно на дневной поверхности, так и в скважинах [60, 77, 140 и др.]. Среднепалеозойский НГК, включающий карбонатные породы верхнего девона—нижнего карбона, залегающие предположительно на глубинах до 5 км, изучен крайне слабо и выделяется лишь условно вследствие развития в его составе контрастных по коллекторским свойствам пород. Верхнепалеозойский (нижне-верхнепермский) и раннемезозойский (нижне-среднетриасовый) НГК включают в качестве коллекторов высокопроницаемые горизонты песчаников; флюидоупорами могут служить глинистые горизонты (наиболее мощный из которых развит в верхней части верхнекожевниковской свиты). По аналогии с сопредельной территорией, основные потенциально продуктивные горизонты выделяются здесь в составе кожевниковского зонального резервуара верхнепалеозойского НГК, приуроченного к границе нижнекожевниковской и верхнекожевниковской свит, глубина залегания которой в пределах Сопочной группы локальных поднятий и Осиповского вала существенно варьирует (от 1 до 4 км).

Лено-Тунгусская НГП, Анабарская НГО. На территории листа S-48 находится северо-западная часть Анабарской НГО площадью около 4500 км². Она отвечает области развития рифей-верхнепалеозойского осадочного чехла Сибирской платформы суммарной мощностью 3–5 км. Степень ее геолого-геофизической изученности крайне низкая. Перспективы оцениваются лишь на основании данных по смежным листам и могут быть связаны с рифейско-вендскими и палеозойскими НГК [30]. В разрезе Анабарской НГО выделяется пять возможно нефтегазоносных комплексов: рифейский терригенно-карбонатный; венд-нижнекембрийский терригенно-карбонатный; нижне-среднекембрийский карбонатный; среднепалеозойский карбонатный; верхнепалеозойский терригенный.

Региональные горизонты-коллекторы могут быть приурочены к мукунской серии рифея (прикровельные части бурдурской и лабазтахской свит) и чабурскому горизонту нижнего кембрия, локальные — к верхам котуйканской свиты верхнего рифея (в местах полного размыва старореченской свиты) и к старореченской свите венда; возможно наличие проницаемых горизонтов в верхах отложений среднего кембрия. Региональными крышками будут являться отложения билляхской серии рифея и куранахского горизонта кембрия.

На сопредельной территории близ юго-восточной границы листа S-48 к рифейскому НГК приурочены крупные скопления нафтидов в чабурском горизонте. Мощность битуминозного горизонта 15–20 м. Черные битумы приурочены к пачке базальных песчаников. Битумы селективно насыщают породу, придавая ей черный цвет и запах керосина. Содержание битума 0,67–1,54 % [76].

ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ТЕРРИТОРИИ

Поскольку рассматриваемая территория характеризуется весьма слабой геолого-геофизической изученностью, проявления нефти и газа не обнаружены, отсутствует фонд подготовленных объектов современными методами сейсморазведки, могут быть условно оценены лишь начальные геологические запасы углеводородов. Основой для районирования листа S-48 по оценке вероятной плотности начальных геологических запасов УВ являются данные, приведенные на Карте нефтегазоносности Сибирской платформы масштаба 1 : 5 000 000 [103].

Наиболее перспективной (начальные геологические запасы до 30 тыс. т/км² УУВ) в отношении нефтегазоносности является восточная часть территории, входящая в состав Хатангско-Лаптевоморской НГП. Здесь развиты крупные по площади и амплитуде, часто линейно-вытянутые поднятия, в числе которых наибольший интерес представляет Журавлиный вал (западное продолжение которого входит в территорию рассматриваемого листа), в пределах которого до 2010 г. планируется проведение поисковой сейсморазведки МОГТ-2Д с задачей подготовки локального объекта по кондициям подстадии выявления с последующими рекомендациями для бурения параметрической скважины.

По совокупности всех данных в поле мезозойских пород ограниченно перспективными являются Жданихинский и Туровский ПНГР (начальные геологические запасы до 20 тыс. т/км² УУВ). Потенциально продуктивными здесь могут быть толщи юрских отложений и низов нижнего мела. Залежи нефти и газа должны быть связаны с локальными поднятиями и неантиклинальными (литологическими, стратиграфическими, дизъюнктивными экранированными) ловушками, однако строение обоих районов в этом плане остается малоизученным.

Район Балахнинского мегавала малоперспективен в отношении нефтегазоносности по юрско-меловому комплексу, поскольку наиболее перспективная часть разреза (отложения средней юры) здесь отсутствует, а потенциал возможных нижнемеловых резервуаров ограничен с точки зрения консервации УВ, поскольку район приурочен к фронтальной части Центрально-Таймырского регионального надвига, вертикальная амплитуда которого по подошве юры достигает 3–4 км [40]. Вместе с тем, благодаря повышенной тектонической активности, обусловившей определенную гетерогенность строения вала, здесь могли сформироваться небольшие антиклинальные и неантиклинальные залежи, скорее всего газа и газоконденсата, как это установлено на смежной собственно Балахнинской площади.

К практически бесперспективным территориям относится входящая в состав листа S-48 часть Анабарской НГО. Хотя с позиций катагенетических критериев отложения нижнего–среднего палеозоя вполне могут вмещать залежи нефти (о чем свидетельствуют упомянутые нафтидопроявления), близповерхностное положение потенциальных резервуаров сводит прогнозную оценку к минимуму [30].

Выявление признаков углеводородсодержащих объектов является наиболее перспективным аспектом глубинного минерагенического прогнозирования, основанного на сравнительном анализе совокупности геофизи-

ческих полей. В его основе лежит физико-геологическая модель строения нефтегазового месторождения и вмещающей его среды, разработанная в 1980-х годах специалистами ВНИИЯГиГ. В модели выделяется ряд элементов строения геологического разреза, которые связаны с присутствием в ловушках залежей, характеризуются аномальными физико-химическими свойствами и могут находить отражение в геофизических полях. Для подбора программно-математической процедуры выделения аномально дифференцированных по физическим свойствам участков и соответственно прогнозирования углеводородных объектов использованы в качестве эталонов располагающиеся на соседних листах мелкие нефтяные объекты Белогорско-Тигянского мезовала – Ильинское, Южно-Тигянское и др. (лист S-49), а также и Балахнинское газовое месторождение (лист S-47). Наиболее эффективным оказывается исследование распределения на площади локальных экстремумов геофизических полей – расчет в сканирующем окне произведения количества и среднего модуля локальных экстремумов.

На фоне слабоконтрастных магнитного и гравитационного полей ЕХРП все нефтепроявления листа S-49 выделяются аномалиями магнитной трансформанты (аномальной дифференцированности магнитного поля), а Балахнинское газовое месторождения листа S-47 – аналогичной трансформанты гравитационного поля. Такое различие признаков скорее всего обусловлено не фазовым составом углеводородных залежей, а различием физико-геологических условий их локализации. С формальных позиций как наиболее перспективный на площади листа объект на углеводородное сырье выделяется Сопочная структура в пределах Хатангско-Лаптевоморской НПП, отвечающая выраженной как в верхнепалеозойских, так и в мезозойских отложениях группе поднятий. Сопочная структура характеризуется полным комплектом аномальных признаков – как магнитных, собственных нефтяным объектам Белогорско-Тигянского мезовала, так и гравиметрических, установленных на Балахнинском месторождении.

Данный локальный аномальный объект представляет собой отчетливо подчиненное разрывной тектонике Z-образное локальное тело с весьма высокой избыточной плотностью и невысокой намагниченностью. В региональной структуре потенциальных полей этот объект практически исчезает, что свидетельствует о его относительно небольшой мощности и приповерхностном залегании – видимо под девонскими галогенными отложениями. Небольшая, но все же повышенная намагниченность, так же как и тектонический характер его границ, может свидетельствовать о наличии в его составе рудной минерализации. При полевых работах поискового характера здесь целесообразно выполнить гидрохимическое опробование.

Современная оценка ресурсов нефти и газа территории области была выполнена в 2003 г. в рамках количественной оценки суммарных начальных геологических ресурсов углеводородов (нефти, растворенного газа, свободного газа и газового конденсата) Сибирской платформы. Согласно уточненной оценке, проведенной СНИИГиМС (В.С.Старосельцев и др., 2006 г.), суммарные геологические ресурсы углеводородов территории листа S-48 составляют 435,6 млн т.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Для рассматриваемой территории имеются немногочисленные гидрогеологические данные, полученные в результате бурения на трех разведочных площадях, расположенных преимущественно в юго-восточной части листа и восточнее.

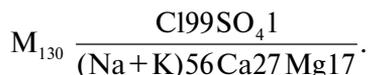
По условиям формирования, характеру распространения подземных вод и геоструктурным особенностям на территории листа выделяются Таймырская гидрогеологическая складчатая область, артезианские бассейны Енисей-Хатангского прогиба (Енисей-Хатангский и Анабаро-Хатангский артезианские бассейны) и Котуйский артезианский бассейн [19].

На всей территории листа распространена сплошная многолетняя мерзлота до глубин 350–500 м.

Большая часть листа в гидрогеологическом отношении может быть охарактеризована только в порядке прогноза.

На территории Таймырской геологической складчатой области, как и на всей остальной части листа, четвертичные отложения полностью проморожены и неводоносны. Исключение составляет 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/м³) HCO₃-Ca состава. Подмерзлотные воды в 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, солоноватые или соленые, о чем свидетельствуют нижеприведенные данные по смежному листу S-49.

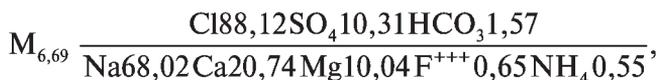
Енисей-Хатангский бассейн на территории изучен слабо. На левом берегу Хатанги известны источники подземных вод, находящиеся практически на юго-западной границе листа – Чарские и Селибирские, по предположению, связанные с меловыми отложениями (Обидин, 1957; Сиденко, 1957). Состав вод:



Имеются сведения (Сиденко, 1958), что в водах Хатангских источников содержится бром (от 25 до 80 мг/дм³) и нафтеновые кислоты (от 300 до 400 мг/дм³). Дебит источников не определялся.

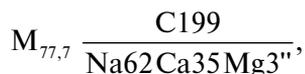
В пределах Анабаро-Хатангского бассейна подземные воды изучались на Хорудалахской разведочной площади, которая находится немного восточнее границ листа.

При испытании Хорудалахской параметрической скв. 1 были получены воды из отложений рифея из интервала опробования (2580–2600 м), представленного песчаником. Дебит 10 м³/сут, плотность воды 1,05 г/см³, вода хлоридно-натриевая.



pH 5,5, CO₂ своб. – 15,1 мг/л, жесткость общая 46,0 мг-экв/л, карбонатная – 2,34 мг-экв/л.

Подземные воды Котуйского артезианского бассейна изучались на Костроминской площади (немного восточнее границ листа S-48). Воды кембро-силура 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 установившемся уровне Н – 780 м от устья скважины, вода – хлоридно-натриевая:



pH 8,0; CO₂ своб. – 12,67 мг/л, жесткость (мг-экв/л): общая – 513, карбонатная – 12, некарбонатная – 501.

Поверхностные воды на данной территории характеризуются низкой температурой и слабой минерализацией. На схеме гидрогеологического районирования показана минерализация поверхностных вод центральной части листа S-48.

В целом гидрогеологические условия территории листа практически не изучены. Замеров пластовых давлений и статических уровней, как правило, не проводилось. Следует также иметь в виду, что большинство водоносных горизонтов могут не иметь широкого регионального распространения и представлять собой относительно замкнутые локальные гидравлические резервуары с ограниченными запасами воды. Поскольку даже на отдельных площадях по соседним районам дебиты и уровни подземных вод плохо поддаются корреляции, плохо согласуются между собой, экстраполировать имеющиеся сведения по гидрогеологии отдельных изученных площадей на всю территорию бассейнов не представляется возможным.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

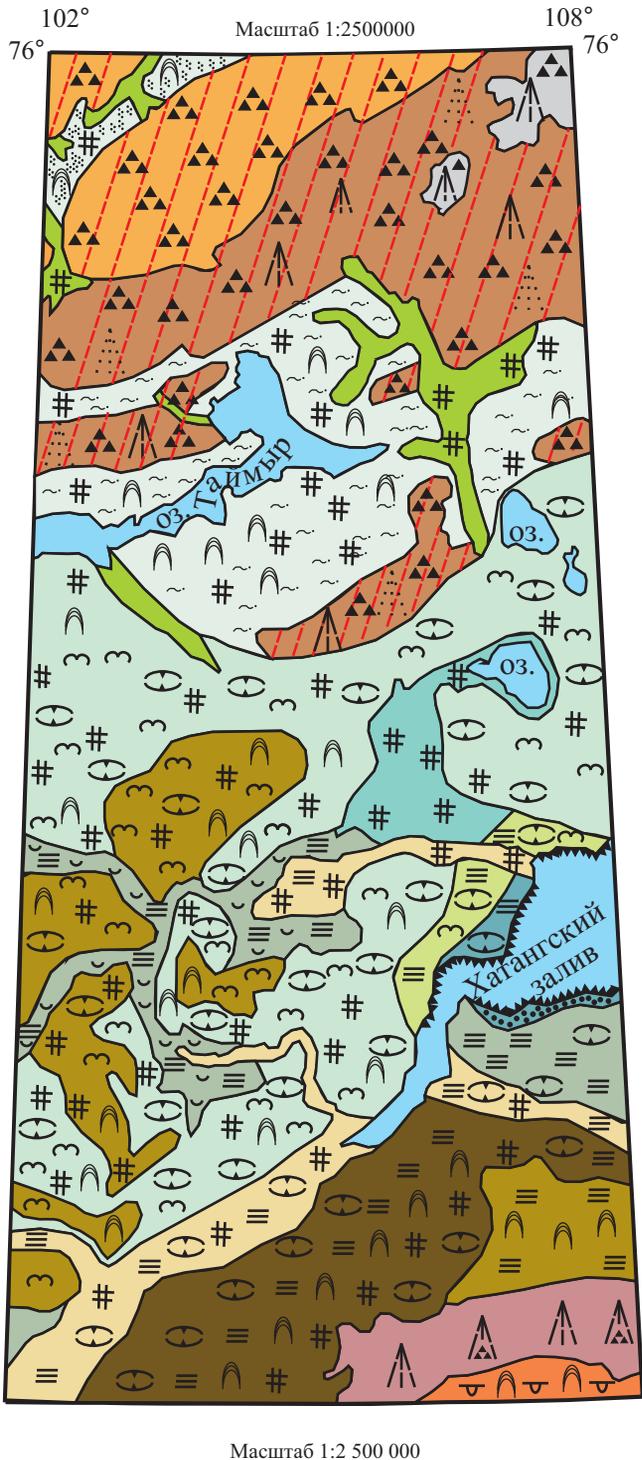
Территория листа покрывает восточную часть п-ова Таймыр и простирается от восточных хребтов гор Бырранга на севере до склонов Среднесибирского плоскогорья на юге. Ввиду исключительно малой заселенности этого района и прилегающих территорий (менее 4 человек на 1000 км²), отсутствия промцентров антропогенное воздействие на геологическую среду практически отсутствует; оно связано главным образом с водным транспортом в акватории Хатанги и Хатангского залива, а также рыболовством и оленеводством – основным занятием коренного населения. Эти обстоятельства позволяют считать экологическую обстановку местности благоприятной и близкой к природной.

Эколого-геологические условия здесь весьма сложные, и в первую очередь ввиду географического положения. Вся территория листа расположена в зоне многолетнемерзлых пород большой мощности, что наряду с большим разнообразием ландшафтов приводит к самому широкому проявлению разнообразных мерзлотных ЭГП. Поскольку распространение опасных природных процессов и явлений (ОПЯ) во многом определяется характером почво-грунтов и рельефа, то в качестве основы для эколого-геологической схемы был использован морфогенетический подход в отображении ландшафтов (рис. 7). Наряду с широтной зональностью, характерной для равнинных территорий, с последовательной сменой с севера на юг – от арктических тундровых до лесотундровых – здесь присутствует и высотнопоясная смена ландшафтов, характерных для осевого хребта гор Бырранга – арктические тундровые низкогорья и арктические пустынные низкогорья. Последние относятся к верхнему ландшафтному ярусу и характеризуются не только нивальными и ледниковыми формами, но и включают почти полностью два центра современного оледенения (площадь ледников на середину 1980-х гг. составляла около 40 км²). Всего на территории листа выделено 15 морфогенетических типов ландшафтов, характеризующихся, в том числе, и спецификой комплексов ОПЯ. Вторым слоем схемы является значковое отображение различных ОПЯ, органично дополняющее морфогенетическую основу. Следует отметить, что из-за практически полного отсутствия инфраструктуры и малой заселенности, ОПЯ имеют скорее потенциальный статус опасности.

Отдельно следует отметить также относящиеся к потенциально опасным явления геохимической и гидрогеохимической природы. К первым относятся высокие концентрации в мезозойских породах Cu, V, Mn, P, Co, Mo, Ge, а также Se, ко вторым – природное загрязнение надмерзлотных

вод в прибрежной части Хатангского залива (хлоридное загрязнение — хлоридов больше ПДК) [30].

В целом арктические и субарктические ландшафты относятся к весьма уязвимым к техногенному загрязнению и механическому воздействию ввиду исключительно слабой способности к самовосстановлению («Недра России», т. 2, 2002). Одной из действенных мер, направленных на сохранение геосистем Заполярья, является создание резерваций со статусом особоохраняемых территорий. Примером здесь может служить Таймырский заповедник, включающий второе по величине озеро Сибири и прилегающие территории.



Масштаб 1:2 500 000

Рис. 7. Эколого-геологическая схема.

I. Природные ландшафты (ландшафтные морфогенетические комплексы):

Арктических тундровых равнин

а) ~ б) Ледниковые аккумулятивные(а) и аккумулятивно-денудационные (б) и равнины волнисто-западные с останцами коренных пород солифлюкционными и полигональными формами с осоково-дриадно-моховыми пятнистыми и лишайниково-кустарничковыми тундрами

Аллювиальных пойм и низких террас со старичными озёрами и протоками с мерзлотными и полигональными формами, с мохово-лишайниковыми тундрами

Арктических тундровых плато и низкогорий

Денудационные структурные плато грядово-увалистые, местами кузцовые, сложенные терригенно-карбонатными породами с мохово-лишайниковыми пятнистыми тундрами

Денудационно-эрозийные глыбово-складчатые горы плосковершинные, расчленённые, местами со следами ледниковой обработки, осыпями, курумами, нивальными формами, сложенные терригенными породами, с кустарничково-лишайниковыми тундрами и каменистыми россыпями

Арктических пустынных низкогорий

Экзарционные глыбовые горы со сложенными водоразделами, с участками альпийских острогребневых вершин с троговыми, часто сквозными долинами, с ледниками, каменистыми россыпями, осыпями сложенные терригенными, карбонатными, терригенно-карбонатными и вулканогенно-осадочными породами с разреженной арктическо-пустынной лишайниковой растительностью скал и осыпей

Северо-тундровых равнин

Ледниковые и водно-ледниковые аккумулятивно-денудационные равнины эколого-холмистые верхнечетвертичные с многочисленными термокарстовыми озёрами, котловинами, буграми пучения и солифлюкционными формами с осоково-лишайниково-моховыми пятнистыми тундрами

Ледниковые аккумулятивные равнины плоские холмистые и грядовые верхнечетвертичные с термокарстовыми западинами, буграми пучения, солифлюкционными формами, с мохово-лишайниковыми кочкарными тундрами

Озёрно-аллювиальные аккумулятивные равнины полого-волнистые с термокарстовыми озёрами, буграми пучения, заболоченные, с осоково-моховыми кочкарными тундрами

Ледниково-морские аккумулятивно-денудационные равнины пологохолмистые расчленённые с лишайниковыми и моховыми полигональными тундрами

Морские аккумулятивные равнины плоские бугристо-западные с термокарстовыми озёрами и котловинами, заболоченные с разнотравно-осоково-моховыми пятнистыми тундрами

Водно-ледниковые аккумулятивные равнины плоские и волнистые, верхнечетвертичные с термокарстовыми озёрами и болотами с кустарничково-моховыми и травяно-моховыми пятнистыми тундрами

Аллювиальные аккумулятивные равнины пойм и низких террас плоские, заболоченные с термокарстовыми озёрами с пушицево-осоковыми и мохо-кустарничково-полигональными тундрами

Лесотундровых равнин

Ледниковые и водно-ледниковые равнины холмисто-грядовые и холмисто-западные средне- и верхнечетвертичные с солифлюкционными формами и термокарстовыми озёрами, заболоченные с лиственничными мохово-лишайниковыми редколесьями среди кочкарных пятнистых и полигональных тундр

Лесотундровых плато и плоскогорий

Денудационно-эрозийные траптовые плато грядовые, расчленённые с крутыми ступенчатыми склонами, осыпями, оползнями отседания, сложенные карбонатными и терригенными породами с многочисленными интрузиями трапов, образующих ступенчатые формы с редкостойными лиственничными лесами и редиными с мохово-лишайниковыми тундрами

Денудационные структурные плато пологоувалистые с солифлюкционными формами сложенные терригенно-карбонатными породами с кустарничково-лишайниковыми тундрами

II. Опасные природные процессы и явления:

- | | | | |
|--|----------------------|--|----------------------------------------------------------------------|
| | солифлюкция | | лавины |
| | термокарст | | осыпи |
| | курумы | | обвално-осыпные процессы |
| | бугры пучения | | засоление |
| | термоабразия | | заболочение |
| | полигональные грунты | | повышенные содержания тяжёлых токсичных элементов в коренных породах |
| | котловины выдувания | | |
| | оползни отседания | | |

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-минерагенических исследований, на территории листа S-48 – оз. Таймыр (восточная часть) 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 карт входят следующие обязательные карты:

1. Государственная 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. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 1 000 000. Карта дочетвертичных образований.
2. Карта прогноза нефтегазоносности масштаба 1 : 1 000 000.
3. Прогнозно-металлогеническая карта на Au и ЭПГ масштаба 1 : 1 000 000.
4. Литологическая карта дна акватории 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 масштаба 1 : 2 500 000.

На представленном комплекте карт и в объяснительной записке 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 (третье поколение), 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 минерагеническую специализацию. Впервые проведено опробование донных

отложений Хатангского залива, результаты которого были использованы при составлении литологической карты поверхности дна масштаба 1 : 1 000 000, схемы четвертичных отложений и геоморфологической схемы масштаба 1 : 2 500 000. Была произведена увязка всех карт комплекта территории суши и акватории Хатангского залива.

На площади листа S-48 выделены стратифицированные и магматические образования (доплейстоценовые) четырех тектоно-магматических циклов (рифейско-ранневендского, поздневендско-среднекаменноугольного, среднекаменноугольно-триасового и юрско-мелового), развитых в 13 геологических районах (структурно-формационных областях).

При изучении докембрийских образований на севере листа в пределах Шренк-Фаддеевской складчатой зоны закартированы и выделены новые интрузивные тела снежинского гранитового комплекса, вулканогенная стратифицированная дорожнинская толща базальт-андезит-риолитовая и трубки взрыва светлинского эруптивного комплекса субщелочно-долеритового. По результатам изотопно-геохронологических и изотопно-геохимических исследований установлен возраст гранитных массивов и становско-колосовской серии как позднерифейский, октябрьско-ждановско-дорожнинская серия датирована интервалом раннего—среднего рифея, что позволило с новых позиций взглянуть на древние структуры фундамента Таймырской складчатой системы и их минерагению. Несомненным шагом вперед является проведенное здесь расчленение и картирование рифейских толщ с учетом их первичной структурно-фациальной зональности. Вместе с тем, отсутствие среднемасштабных съемок негативно сказывается на точности отражения, расчленении докембрийских толщ и полноте их минерагенической оценки.

Изучение контакта сложномятых и метаморфизованных толщ рифея с ниже-среднепалеозойскими отложениями, отраженного на мелкомасштабных геологических картах Пясино-Фаддеевским надвигом и трактуемого как зона столкновения Карского и Сибирского континентов в позднем палеозое, показало «нормальное» залегание нижеостанцововской свиты верхнего венда (с угловым и стратиграфическим несогласием) на стратифицированных и магматических образованиях рифея.

Расчленение вендского комплекса на две части, по аналогии с Сибирской платформой, где установлен значительный перерыв в осадконакоплении между нижним и верхним вендом, получило дополнительное изотопно-геохронологическое обоснование — базальные горизонты нижеостанцововской свиты верхнего венда (по цирконам) содержат цирконы не моложе 608 ± 18 млн лет.

Установлен надвиг, отделяющий отложения переходной зоны ниже-среднепалеозойских отложений (Ленивенско-Клюевский геологический район) от южной (карбонатной) зоны (Тарейско-Фаддеевский стратиграфический район). Поверхность надвига смята в пологие складки, т. е. он сформировался раньше основной складчатости (раннекиммерийской T_3/J_1).

Выделение грустнинской толщи (E_3-O_1) в разных геологических районах и разных площадях требует дальнейшего обоснования. Установление данного факта в настоящее время однозначно свидетельствует об объединении Северокарского и Сибирского континентов в докембрии.

Для решения основных проблем геологии ордовика, силура, девона и карбона на рассматриваемой площади требуются дополнительные работы по обоснованию нижней возрастной границы весеннинской толщи, сочленению весеннинской толщи на Ленивенско-Клюевской геологической площади и одновозрастных ей толлевской и энгельгардтовской свит на Тарейско-Быррангской площади для подтверждения или опровержения предположения о том, что отчетливая дифференциация между этими геологическими площадями произошла в позднем лланвирне. Требуется уточнение нижней возрастной границы толмачевской свиты путем комплексного изучения всех органических остатков из ее нижней части. До сих пор нижняя граница свиты «не опускалась» ниже середины лландейло (зона *gracilis*). Однако конодонты, выявленные в последнее время из нижней части свиты, указывают на аналоги низов лландейло (зона *teretiusculus*). Необходимо также уточнение верхней возрастной границы мутнинской и поворотнинской свит верхнего ордовика: поиски фауны, отвечающей самым верхним частям ашгилла (аналогов бурского горизонта кетского надгоризонта на Сибирской платформе). Основные нерешенные вопросы силура связаны с характером границ, выделяемых силурийских толщ с выше- и нижележащими отложениями. На Ленивенско-Клюевской площади остается открытым вопрос о нижней границе пряминской свиты. Требуется дополнительного возрастного обоснования приморская свита. На Тарейско-Быррангской геологической площади для хрустальнинской толщи необходимо дополнительное возрастное обоснование. Крайне слабо изучены остаются средне-верхнедевонские отложения.

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 и коротковской толщи, однако остается неясным, совпадает ли нижняя граница этих свит с границей башкирского и московского ярусов или она проходит внутри башкирского яруса. При изучении отложений коротковской толщи среди них узнаются образования подсвит турузовской и быррангской свит. Возможно, выделение данного стратиграфического подразделения является излишним.

Большинство позднепермско-раннетриасовых вулканогенных подразделений не являются валидными. Они являются 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, комагматичности 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.

В пределах Южно-Быррангской складчатой зоны и Северо-Анабарской площади листа S-48 выделено 14 позднепермско-триасовых интрузивных комплексов: тарисеймитаринский трахидолеритовый, бетлинский толеитовый

эруптивный, быррангский и катангский долеритовые, рудоносные левлинский пикро-габбродолеритовый, боотанкагский оливинит-габбровый, кырякатасский перидотит-габбро-диоритовый, тулайский гранитовый, дябькатаринский анкармит-габбродолеритовый и верхнетаймырский габбродолеритовый, блуднинский трахидолеритовый, южнореченский бостонитовый, ланктохотский габбро-диорит-сиенитовый и озеротаймырский карбонатных инъекционных тектонитов. Наибольший поисковый интерес на платиноиды и никель представляет дифференцированная Соколинская интрузия боотанкагского комплекса, а также интрузивные комплексы малых интрузий (южнореченский бостонитовый, ланктохотский габбро-диорит-сиенитовый и озеротаймырский карбонатных инъекционных тектонитов). Возраст последних принят средне-позднетриасовым. Их формирование связывается с раннекиммерийской активизационной складчатостью. При многочисленности комплексов малых интрузий не всегда ясна их формационная принадлежность, возраст образования. Проблема их изучения заслуживает особого внимания в связи с тем, что они контролируют разнообразные типы оруденения (алмазность, золотоносность, молибденоносность, серебро-полиметаллические руды, барит-флюорит-редкоземельное и сурьмяно-ртутно-мышьяковое оруденение и др.).

Несмотря на длительную историю изучения юрско-меловых отложений Усть-Енисейского, Цветковско-Нордвикского, Хетско-Анабарского геологических районов они имеют наибольшее количество нерешенных вопросов. Как показатель, на листах S-47–48 (оз. Таймыр) юрские отложения были расчленены только до уровня ярусов. Рекомендуются постановка работ по составлению Серийной легенды Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 200 000 третьего поколения Хатангской серии (нового поколения ранее не составлялась).

Тектонический план территории листа S-48 определяется сочленением в его пределах четырех разновозрастных структурных элементов: Анабарской антеклизы Сибирской древней (эпикарельской) платформы; Таймырской байкальско-позднегерцинско-раннекиммерийской эпиплатформенной складчато-надвиговой системы; Западно-Сибирской эпигерцинской платформы; Хатангско-Лаптевоморской молодой (эпипозднекиммерийской) платформы. Данное сочленение отражает положение территории на стыке таких планетарных элементов, как Сибирская и Северокарская платформы и северные части Урало-Монгольского и Тихоокеанского подвижно-складчатых поясов. С этой точки зрения, Таймырская СНС входит в состав межплатформенной подвижной зоны (Таймыро-Североземельской), разделяющей Сибирский и Северокарский кратоны. «Современная» граница Сибирской платформы в результате проявления байкальской, ранне-позднегерцинской и раннекиммерийской эпох диастрофизма смещена к югу и приурочена к Центрально-Таймырскому конвергентному шву. 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 изучены. Суммарные начальные геологические ресурсы углеводородов составляют 435,6 млн т.

На территории листа S-48 выделяются следующие основные формации полезных ископаемых: золото-сульфидная черносланцевая, золоторудная кварцевая, золоторудная полиметаллическая, золотоносных россыпей, платиносная черносланцевая, медно-свинцово-цинковая вулканогенно-черносланцевая, медно-никелевая сульфидная платиносодержащая, медно-кварц-сульфидная, свинцово-цинковая жильная, серебро-полиметаллическая, ртутная аргиллизитовая терригенная и карбонатная, баритовая жильная, флюоритовая карбонатная, ураноноборудная в щелочных метасоматитах, каменноугольная, буроугольная, бокситовая латеритная, сульфатно-карбонатная, хлоридная натриевая галогенная. Исходя из этого, профилирующими полезными ископаемыми являются: Au, ЭПГ, Cu, Ni, Co, Pb, Zn, Ag, Hg, Cd, Ge, U, Th, каменный и бурый уголь, флюорит оптический, каменная соль.

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 эталоны-аналоги, определить ресурсы категории P_3 .

В Таймыро-Североземельской минерагенической провинции, Карской минерагенической области выделяется Барковско-Ждановский платино-медно-золоторудный потенциальный район с тремя потенциальными рудными узлами: Верхнеленинградский платино-золоторудный (R_{1-2}), Коралловый серебро-меднорудный (R_{1-2}, V_2), Барковский платино-золоторудный (PZ_1). Выделенные минерагенические подразделения в ранге рудных узлов характеризуются высокой продуктивностью при малоблагоприятной для всей провинции инфраструктурой. Ресурсы Барковско-Ждановского района с площадью в рамках листа (половина района обрезаются северной рамкой карты) 1500 км² составляют 200 т золота по категории P_3 .

Площадь Верхнеленинградского рудного узла 200 км², при продуктивности 0,25 т/км² ресурс P_3 рудного золота составит 50 т. Барковский рудный узел с площадью 150 км² характеризуется ресурсами рудного золота P_3 – 22,5 т, при удельной продуктивности 0,15 т/км². По Коралловому серебро-меднорудному узлу площадью 52,5 км² расчетные ресурсы P_3 составляют: меди – 1000 т, серебра – 250 т.

В Южно-Бырангской МО, Таймыро-Североземельской МП в прогнозируемых рудных районах и узлах подсчитанные ресурсы относятся к категории минерагенического потенциала с низкой продуктивностью узлов и малоблагоприятной инфраструктурой.

Соколинский медно-кобальтово-никелеворудный потенциальный узел характеризуется следующим металлогеническим потенциалом (тыс. т): никель – 1000, медь – 300, кобальт – 90. Загадочнинский серебро-полиметаллический потенциальный рудный узел имеет минерагенический потенциал: свинец – 400 тыс. т, цинк – 600 тыс. т, серебро – 1200 т, кадмий – 1800 т, германий – 250 т. Минерагенический потенциал Ньюнкаракутаринской зоны угленакопления – 2000 млн т каменного угля, Преграднинского проявления – 650 млн т каменного угля.

В Верхоянско-Колымской МП, Нордвикско-Цветковской МО выделяется Белогорский соле-гипсо-флюоритовый рудный район, в котором находится крупное Белогорское месторождение оптического флюорита, приуроченное к соляной структуре. Прогнозные ресурсы оптического флюорита категории P_1 составляют 8,674 т. Продуктивность узла высокая, инфраструктура малоблагоприятная.

В Восточно-Сибирской МП, Хатангско-Анабарской МО выделяется Анабаро-Хатангский каменноугольный район. На территории листа в этот район входит западная часть Сындасского бурогоугольного месторождения, для которого приводятся прогнозные ресурсы P_3 бурого угля (по аналогии с восточной частью месторождения) в 130 млн т. Продуктивность узла средняя, инфраструктура малоблагоприятная.

По результатам работ даны рекомендации по локализованным (за период 2003–2006 гг.) перспективным площадям для постановки региональных геологических исследований и прогнозно-поисковых работ на приоритетные виды минерального сырья.

1. На листах S-48-I, II и S-48-VII, VIII рекомендуется постановка ГГС-200 с широким использованием на детализационных участках геохимических, геофизических методов, буровых и горных работ.

2. На листе S-48-III, IV рекомендуется постановка ОГХС-200, на листах S-48-V; VI, S-48-IX, X; S-48-XI, XII – постановка ОГХС-500.

3. Прогнозно-поисковые работы масштаба 1 : 200 000, ориентированные на локализацию рудоносных зон с последующей детализацией выявленных проявлений, рекомендуются в пределах Барковско-Ждановского потенциального платино-медно-золоторудного района (1500 км²).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. Агеев К. С., Марковский В. А., Хапилин А. Ф. Пермские отложения на Северной Земле // Геология и геофизика, 1981, № 3. С. 140–144.
2. Аллер Г. Д. Новые данные о геологическом строении Таймырской складчатой области // ДАН СССР, 1936, т. XI, № 6 (92).
3. Аникеев Н. П. Материалы к петрографии изверженных пород западного побережья Таймырского полуострова. – М., 1941 (Тр. Горно-геол. упр., т. 12).
4. Аникеев Н. П., Гусев А. И. Геологический очерк юго-западной части Таймырского полуострова. – Л., 1939. 119 с. (Тр. Аркт. ин-та, т. 140).
5. Атлас палеозойской фауны Таймыра. Ч. 1. Брахиоподы, остракоды, конодонты // Ред. Р. Ф. Соболевская. – СПб.: СПб картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2003. 240 с.
- 5а. Астахов В. И. О хроностратиграфических подразделениях верхнего плейстоцена Сибири // Геология и геофизика, 2006, т. 47, № 11. С. 1207–1220.
- 5б. Астахов В. И., Мангеруд Я. О возрасте каргинских межледниковых слоев на нижнем Енисее // ДАН, 2005, т. 403, № 1. С. 63–66.
- 5в. Атлас палеогеографических карт «Шельфы Евразии в мезозое и кайнозое» / Отв. ред. М. И. Алексеев, И. С. Грамберг, Ю. М. Пушаровский. – Великобритания, Лландидно, Робертсон Групп ПЛК., 1991. 250 с.
6. 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. Л., 1968. С. 5–24 (Уч. зап. НИИГА. Региональная геология, вып. 12).
7. Байбородских Н. И., Бульникова А. А., Карцева Г. Н. Точинская свита (келловей) // Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. Ч.1. – Тюмень, 1969. 98 с.
8. Баклунд О. О. Кристаллические породы северного побережья Сибири. Ч. II. Кристаллические породы Таймыра // Л., Записки Академии наук СССР, сер. VIII, отд. физмат. 1929, XXI, № 7.
9. Балдин А. В. Усть-Енисейская нефтегазоносная область – новая территория наращивания запасов углеводородов в Западной Сибири // Геология нефти и газа. 2003, № 2. С. 16–25.
- 9а. Бардеева М. А., Исаева Л. Л. О выделении муруктинского горизонта в четвертичных отложениях Средней Сибири // Докл. АН СССР, 1980, т. 251, № 1, с. 169–173.
10. Беззубцев В. В. Структурно-вещественные комплексы позднего докембрия Таймыра и особенности их формирования // Тектоника байкальского (рифейского) мегакомплекса Сибири. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1981.
11. Беззубцев В. В., Коптев И. И., Мусатов Д. И. и др. К стратиграфии кембрия Центрального и Восточного Таймыра // Геология и геофизика, 1979, № 10. С. 39–46.

12. Беззубцев В. В., Залялеев Р. Ш., Мальцев Ю. М. Вулканы плато Лодочникова и их положение в разрезе позднего докембрия полуострова Челюскин // Минералы и горные породы Красноярского края. – Красноярск, 1977. С. 80–84 (Тр. СНИИГГиМС, вып. 4).

13. Беззубцев В. В., Залялеев Р. М., Сакович А. Б. Геологическая карта Горного Таймыра. Масштаб 1 : 500 000. Объяснительная записка. – Красноярск, 1986. 177 с.

14. Бондарев В. И., Бурский А. З., Красиков Э. М. Ордовикские отложения Таймыра. – Л., 1968. С. 5–32 (Уч. зап. НИИГА. Палеонт. и биостратигр., вып. 24).

15. Бондарев В. И., Черкесова С. В. Ордовикские и силурийские отложения Таймыра // Стратиграфия палеозоя Средней Сибири. – Новосибирск: Наука, 1967. С. 68–78.

15а. Бондаренко С. А. Донные отложения Лаптевоморского шельфа // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. – Вып.3. СПб: ВНИИ-Океангеология, 2000. С. 93–103.

16. Беус А. А. Геохимия литосферы. – М.: Недра, 1972; Изд. 2-е, 1981.

17. Вакар В. А. Трапповые формации Таймыра // Петрография Восточной Сибири. Т. 1. М., 1962. С. 256–340.

18. Вакар В. А., Дибнер В. Д., Молдавский М. Л. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые района Таймырского озера. – Л.–М., 1953. (Тр. Ин-та геол. Арктики, т. 63).

19. Валицкий В. В., Гидрогеология // Объяснительная записка. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Лист S-47-49 – оз. Таймыр. – СПб.: ВСЕГЕИ, с. 139–144.

20. Верниковский В. А. Особенности формирования метаморфических комплексов Северного Таймыра в рифее и палеозое // Петрология. Т. 3. – Новосибирск, 1995. С. 63–81.

21. Верниковский В. А., Неймарк Л. А., Проскурнин В. Ф. и др. О позднерифейском возрасте плагиогранитов Кунарского массива (Северо-Восточный Таймыр) по результатам U-Pb датирования цирконов // Докл. РАН, 1993, т. 331, № 6. С. 706–708.

22. Верниковский В. А., Неймарк Л. А., Понамарчук В. А. и др. Новые данные комплексного (U-Pb, Sm-Nd, Pb-Sr и K-Ar) датирования коллизионных гранитов и метаморфитов Северного Таймыра // Докл. РАН, 1995, т. 344, № 3. С. 359–363.

23. Верниковский В. А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. – Новосибирск: СО РАН, НИЦ ОИГТМ, 1996. 202 с.

24. Видмин-Лобзин Г. К., Непомилуев В. Ф. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые района побережий бухты Нордвик и Анабарского залива и левобережья Анабарской губы. – Л.: НИИГА, 1971.

25. Виттенбург П. В. Геология и полезные ископаемые северо-западной части Таймырского полуострова. – М., 1941. (Тр. Горно-геол. упр., т. 12).

26. Геологическая съемка метаморфических и метасоматических комплексов. Методическое пособие. – СПб.: ВСЕГЕИ, 1996. 416 с.

27. Гулин С. А. О формации щелочных и карбонатных метасоматитов // Сб. статей НИИГА. – Л., 1970.

28. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 4. Сибирская платформа // Ред. Н. С. Малич, В. Л. Масайтис, В. С. Сурков. – Л.: Недра, 1987. 448 с.

29. Геология и минерагения щелочно-ультраосновного магматизма Маймеча-Котуйской провинции / А. М. Сазонов, Т. В. Полева, Е. А. Звягина и др. // Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. – СПб: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 384–394.

30. Геология и полезные ископаемые России. Т. 3. Восточная Сибирь / Под ред. Н. С. Малича. – СПб.: ВСЕГЕИ. 2002. 396 с.

31. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. – М.: Недра, 1964. 789 с. (Тр. НИИГА, т. 8).

32. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 9, кн. 2. – М.: Недра, 1973. 400 с.

33. *Герке А. А.* Фораминиферы пермских, триасовых и лейасовых отложений нефтеносных районов севера Центральной Сибири. — Л., 1964. 518 с. (Тр. НИИГА, вып. 120).
34. *Гольберт А. В., Климова И. Г., Булынная С. П. и др.* Новые данные по стратиграфии неокома Средней Сибири // Новые материалы по стратиграфии и палеонтологии Сибири. — Новосибирск, 1978. С. 59–66 (Тр. СНИИГГиМС, вып. 260).
35. *Гор Ю. Г.* Стратиграфия и палеогеография верхнепалеозойских отложений бассейна реки Пясины (Западный Таймыр) // Литология и палеогеография Баренцева и Карского морей. — Л., 1981. С. 110–118.
36. *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.
37. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000. Лист Т-45, 46, 47 (архипелаг Норденшельда). Объяснительная записка / Ред. М. Г. Равич. — М., 1961. 32 с.
38. 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.
39. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Серия Таймырская. Листы Т-47-XXVIII, XXIX, XXX; Т-48-XIX, XX, XXI; Т-48-XII, XIII, XIV; Т-48-XXV, XXVI, XXVII; Т-48-XXVIII, XXIX, XXX. Объяснительная записка / Ред. Н.С.Малич. — СПб., 1996.
40. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000. Лист S-47-49 — оз. Таймыр. Объяснительная записка / Отв. ред. Ю. Е. Погребницкий (ч. 1), Шануренко (ч. 2). — СПб.: ВСЕГЕИ, 1998. 231 с.
41. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000. Лист S-44-46 — Усть-Тарей. Объяснительная записка / Отв. ред. Ю. Е. Погребницкий, Б. Г. Лопатин. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 251 с.
42. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист Т-45-47 — о. Октябрьской Революции. Лист Т-48-50. — о. Большевик. Объяснительная записка / Отв. ред. Н. С. Малич. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2003. 213 с.
43. *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.
44. *Гринсон А. С.* Глубинное строение Енисей-Хатангского прогиба и сопредельных территорий по геолого-геофизическим данным // Недрa Таймыра. Вып. 5. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2002. С. 117–125.
45. *Гулин С. А., Орлов В. П.* Объяснительная записка к Геологической карте СССР. Серия Таймырская. — М., 1971. 103 с.
- 45а. *Гуревич В. И. и др.* Разработка методики литолого-геохимических исследований при геологической съемке шельфа. — Л.: НПО «Севморгеология», Фонды МАГЭ, 1985.
46. *Дагис А. С., Казаков А. М.* Стратиграфия, литология и цикличность триасовых отложений севера Средней Сибири. — Новосибирск: Наука, 1984. 176 с.
47. *Дибнер А. Ф.* Корреляция разрезов пермских отложений гор Бырранга по спорово-пыльцевым данным. — Л., 1962. С. 78–82 (Тр. НИИГА, т. 130).
48. *Духанин С. Ф.* Объяснительная записка к Государственной геологической карте СССР. Серия Оленекская. — М., 1976. 47 с.
49. *Дюжиков О. А.* и др. Платиноносные плагиооливиниты — новая рудоносная магматическая формация Таймыра // Докл. РАН, 1995, т. 340. С. 212–217.
50. *Георов В. Н.* Расчленение и корреляция вулканогенных образований триаса Маймеча-Котуйской провинции // Недрa Таймыра. Вып. 1. — СПб.: ВСЕГЕИ, 1995, с. 141–154.

51. *Емельянец Т. М.* Геологическое строение и перспективы нефтеносности северной части Анабаро-Хатангского междуречья Нордвикского района. — М.—Л.: Изд-во Главсевморпути, 1953. С. 3—67 (Сб. статей по нефтеносности Советской Арктики).
52. *Жижина М. С.* Значение табулят для стратиграфического расчленения силурийских отложений Восточного Таймыра. — Л., 1959. С. 152—169. (Тр. НИИГА, т. 105, вып. 11).
- 52а. *Жуков В. В.* Возможные коренные источники алмазов из современных прибрежноморских отложений моря Лаптевых // Россыпная алмазосность Средней Сибири. — Л.: НИИГА, 1973. С. 36—37.
53. *Забияка А. И.* Стратиграфия и осадочные формации докембрия Северо-Западного Таймыра. — Красноярск, 1974б. 128 с. (Тр. СНИИГиМС, вып. 143).
54. *Забияка А. И.* Воскресенское регионально-метаморфическое поле — эталон рифейского метаморфического комплекса Таймыра. — Красноярск, 2000. 216 с. (Тр. КНИИГиМС, вып. 2).
55. *Забияка А. И., Забияка И. Д., Верниковский В. А.* и др. Геологическое строение и тектоническое развитие Северо-Восточного Таймыра. — Новосибирск: Наука, 1986. 144 с.
56. *Злобин М. Н.* Полуостров Таймыр // Геологическое строение СССР. Т. 1. Стратиграфия. — М., 1958. С. 208.
57. *Злобин М. Н.* Силурийские и девонские отложения Восточного Таймыра. — Л., 1962. С. 27—35. (Тр. НИИГА, т. 130).
58. *Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натанов Л. М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. — М.: Недра, 1990. 334 с.
- 58а. Инструкция по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). — СПб: ВСЕГЕИ, 2005. 240 с.
59. *Кабаньков В. Я., Соболевская Р. Ф.* Новый тип разреза кембрийских отложений на западе Центрального Таймыра // Стратиграфия и палеонтология Российской Арктики. — СПб., 1997. С. 5—6. (Сб. науч. тр. ВНИИОкеангеология).
- 59а. *Казаков А. М., Дагис А. С., Карагодин Ю. Н.* Литостратиграфические подразделения триаса севера Средней Сибири // Биолитостратиграфия триаса Сибири. — М.: Наука, 1982. С. 5—36. (Тр. ИГиГ СО РАН, вып. 462).
60. *Калинко М. К.* История геологического развития и перспективы нефтегазосности Хатангской впадины. — Л., 1959. 360 с. (Тр. НИИГА, вып. 104).
61. *Калинко М. К.* Геология соляного штока купола Нордвик // Тр. НИИГА, 1951.
62. *Кара-Мурза Э. Н.* Спорово-пыльцевые комплексы мезозоя северной части Центральной Сибири. — Л., 1951. 88 с. (Тр. НИИГА, т. 18).
- 62а. *Карцева Г. Н., Кузнецов Л. Л.* Суходудинская свита нижнего мела запада Енисей-Хатангского прогиба // Советская геология, 1985, № 6. С. 81—86.
63. *Карцева Г. Н., Ронкина З. З., Колокольцева Е. П.* Стратиграфия юрских и меловых отложений // Геология и нефтегазосность Енисей-Хатангского прогиба. — Л., 1971. С. 7—18.
64. *Карцева Г. Н., Ронкина З. З., Шаровская Н. В.* Сопоставление юрских и нижнемеловых отложений западной и восточной частей Енисей-Хатангского прогиба // Енисей-Хатангская нефтегазосная область. — Л., 1974. С. 33—37.
65. *Коптев И. И., Беззубцев В. В., Шипицын В. А.* О нижней границе кембрия на Таймыре // Советская геология, 1978, № 7. С. 122—125.
66. *Корень Т. Н., Соболевская Р. Ф., Шпикерман В. И.* Первые находки раннедевонских граптолитов на Таймыре и Северо-Востоке СССР // Граптолиты в истории Земли. — Вильнюс, 1988. С. 18—21.
- 66а. *Костюченко С. Л.* Структура коры и глубинные механизмы формирования приарктических континентальных осадочных бассейнов Сибири // Региональная геология и металлогения, 2000, № 10. С. 125—135.

67. 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.

68. Кутейников Е. С., Беляков Л. П. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Листы R-48-V, VI. Объяснительная записка. — М., 1984. 64 с.

69. Легенда Анабарской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (новая серия) / Ред. Е. П. Миронюк, М. С. Машак. — СПб.: ВСЕГЕИ. 2002. С. 136–141.

70. Легенда Северо-Карско-Баренцевоморской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 / Гл. ред. Б. Г. Лопатин. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2003. 248 с.

70а. Легенда Таймыро-Североземельской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 / Гл. ред. В. Ф. Проскурнин. — СПб.: ВСЕГЕИ. 2006.

71. Марков Ф. Г., Равич М. Г. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000. Объяснительная записка к листу Т-48, 49 (мыс Челюскина). — М., Госгеолтехиздат, 1955.

72. Марковский В. А. и др. Госгеолкарта РФ-200. Серия Североземельская. Листы Т-47-VI, XI, XII; Т-48-I, VII-X; Т-47-XVI-XVIII, XXII, XXIII; Т-48-XIII-XVIII (о. Большевик). Объяснительная записка. — М.: МПР России, ПГО «Севморгеология». 1999.

73. 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.

74. Межубовский В. В. Верхнерифейские палеовулканические постройки на Центральном Таймыре // Недра Таймыра. Вып. 5. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2002. С. 160–166.

75. Мигай И. М. Геологическое строение района мыса Цветкова на Восточном Таймыре. — Л.—М., 1952. 60 с. (Тр. НИИГА, т. XXXVI).

76а. Мигай И. М. Угленосность пермских отложений восточной части Таймыра и северо-восточной окраины Средне-Сибирского плоскогорья. — Л.—М.: Водтрансиздат, 1954. 124 с. (Тр. НИИГА, т. 64).

76. Минеральные ресурсы Таймыра / А. С. Галкин, А. Ф. Морозов и др. — М.: ООО «Геоинформмарк», 2004. 272 с.

77. Нефтегазоносные бассейны и регионы Сибири. Вып. 3. Енисей-Хатангский бассейн / Под ред. А. Э. Конторовича. — Новосибирск, 1994.

78. Обут А. М., Соболевская Р. Ф. Граптолиты ордовика Таймыра. — М.: Наука, 1964. 111 с.

78а. Овсов М. К. Структурный анализ геохимических данных (Методология проблемы). Математический аппарат структурного анализа геохимических данных. В отчете о результатах тематических работ за 1985–1987 гг. по геолозаданию Л-19 «Разработка программно-математического обеспечения в плане создания АСУ-Геологоразведка».

78б. Павлидис Ю. А., Ионин А. С., Шербаков Ф. А., Дунаев Н. Н., Никифоров С. Л. Арктический шельф. Позднечетвертичная история как основа прогноза развития. — М.: ГЕОС, 1998. 187 с.

79. Перельман А. И. Геохимия. — М.: Высшая школа, 1979. 423 с.

79а. Петрологический атлас ископаемого органического вещества России. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2006, 605 с.

80. Погребицкий Ю. Е. Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. — Л.: Недра, 1971. 248 с. (Тр. НИИГА, т. 166).

81. Погребицкий Ю. Е., Черепанов В. А., Захаров В. В. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000. Лист S-46-47 (р. Таймыра). Объяснительная записка. — М.: Госгеолтехиздат, 1962. 64 с.

82. Проскурнин В. Ф. Трахибазальт-щелочноабброидная позднерифейская вулканоплутоническая ассоциация севера Сибирской платформы (п-ов Таймыр). Базитовый магматизм Сибирской платформы и его металлогения. — Якутск, 1989. С. 74.

83. *Проскурнин В. Ф., Листков А. Г., Гавриш А. В., Ванюнин Н. В.* Металлогенический анализ и перспективы промышленного освоения Таймыро-Североземельской золотоносной провинции // Недра Таймыра. Вып. 5. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2002. С. 9–42.

84. *Проскурнин В. Ф., Симонов О. Н., Соболев Н. Н. и др.* Тектоническое районирование севера Центральной Сибири (Таймырский АО) // Недра Таймыра. Вып. 1. — Дундинка, 2003. С. 178–209.

85. *Равич М. Г.* Докембрий Таймыра. — Л., 1954. 312 с. (Тр. НИИГА, т. 76).

86. Расчленение и корреляция магматических и метаморфических образований при крупномасштабном геологическом картировании. — Л.: ВСЕГЕИ, 1988. 96 с.

87. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Ч. 1. Верхний протерозой и нижний палеозой. — Новосибирск, 1983. 213 с.

88. Решения 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири (Новосибирск, 1978 г.). Объяснительная записка. — Новосибирск, 1981. 90 с.

89. *Романов А. П.* Фациальное районирование позднедевонских и раннекаменноугольных отложений Западного Таймыра // Геология позднего докембрия и палеозоя Сибири. — Красноярск, 1990. С. 116–117 (Тр. СНИИГиМС).

89а. *Романовский С. И.* Физическая седиментология. — Л.: Недра, 1988. 240 с.

90. *Ронкина З. З.* Вещественный состав и условия формирования юрских и меловых отложений севера Центральной Сибири. — Л., 1965. 163 с.

91. *Сакс В. Н., Ронкина З. З.* Юрские и меловые отложения Усть-Енисейской впадины. — М.: Госгеолгиздат, 1957. 229 с.

92. *Сакс В. Н., Грамберг И. С., Ронкина З. З. и др.* Мезозойские отложения Хатангской впадины. — Л., 1959. 226 с.

92а. *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.

93. *Сакс В. Н., Ронкина З. З., Шульгина Н. И. и др.* Стратиграфия юрской и меловой систем севера СССР. — М.—Л., 1963. 227 с.

94. *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.

95. Сводная легенда для листов Государственной геологической карты СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Таймырская. — Л.: ВСЕГЕИ, 1988.

96. *Соболев Н. Н.* Стратиграфия девонских отложений Горного Таймыра // Недра Таймыра. — СПб.: ВСЕГЕИ, 1997. С. 45–59. (Сб. науч. тр., вып. 2).

97. *Соболев Н. Н.* Стратиграфия нижнекаменноугольных отложений Горного Таймыра. — СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. С. 11–21. (Сб. науч. тр., вып. 3).

98. *Соболевская Р. Ф.* Новые данные по биостратиграфии верхнего ордовика Таймыра // Граптолиты в истории Земли. — Вильнюс, 1988. С. 63–67.

99. *Соболевская Р. Ф., Ахмадеев Ю., Кабаньков В. Я. и др.* О стратиграфическом положении и возрастном объеме барковской свиты (верхний ордовик) Таймыра // Стратиграфия и фауна палеозоя и мезозоя Арктики. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. С. 11–17. (Сб. науч. тр.).

100. *Соболевская Р. Ф., Кабаньков В. Я., Кузнецов В. Ю.* Стратотипические районы мининской, нижнехутдинской и верхнехутдинской толщ (поздний рифей—ранний кембрий) Западного Таймыра // Стратиграфия и фауна палеозоя и мезозоя Арктики. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. С. 5–10.

101. *Соболевская Р. Ф., Лазаренко Н. П.* Стратиграфия кембрия Восточного и Центрального Таймыра // Проблемы геологии и минеральных ресурсов Таймыра, Северной Земли и севера Средне-Сибирского плоскогорья. — Недра, 1965. С. 35–57. (Тр. НИИГА, т. 145).

102. *Соболевская Р. Ф., Соболев Н. Н., Матвеев В. П.* Новые стратиграфические подразделения в ордовике и силуре Таймыра // Стратиграфия и палеонтология Российской Арктики / Ред. В. И. Бондарев. — СПб: ВНИИОкеангеология, 2000. С. 5–10.

103. *Старосельцев В. С.* (ред.). Карта нефтегазоности Сибирской платформы масштаба 1 : 5 000 000. — СНИИГГиМС, 2002.

104. Стратиграфический словарь СССР. Новые стратиграфические подразделения палеозоя СССР. — Л.: Недра, 1991. 555 с.

104а. Стратиграфический словарь СССР. Палеоген, неоген, четвертичная система. — Л.: Недра, 1982. 610 с.

105. Стратиграфия силура и девона архипелага Северная Земля / Ред. Р. Г. Матухин, В. В. Меннер. — Новосибирск: СНИИГГиМС, 1999. 174 с.

106. Стратиграфия и фауна нижнедевонских отложений Тарейского опорного разреза (Таймыр) / Ред. С. В. Черкесова, В. Н. Каратаюте-Талимаа, Р. Г. Матухин. — СПб.: Недра, 1994. 245 с.

107. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. В 9 кн. Том Юрская система / Ред. Б. Н. Шурыгин. — Новосибирск: СО РАН, филиал «ГЕО», 2000. 476 с.

108. *Тальвирский Д. Б.* Тектоника Енисей-Хатангской нефтегазоносной области и сопредельных территорий по геофизическим данным. — М.: Недра. 1976. 168 с.

108а. *Тесаков Ю. И., Предтеченский Н. Н., Бергер А. Я.* и др. Стратиграфия силура Горного Таймыра // Недра Таймыра. Вып. 1. — СПб.: ВСЕГЕИ, 1995, с. 123–141.

109. Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири // Доклады по стратиграфии мезозойских и кайнозойских отложений. — Л., 1957. 575 с.

109а. Угольная база России. Т. V, кн. 2. — М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1999. 550 с.

109б. Угольная база России. Т. IV. — М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2001. 550 с.

110. *Устрицкий В. И.* Биостратиграфия верхнего палеозоя Арктики. — Л., 1971. 278 с. (Тр. НИИГА, т. 164).

111. *Устрицкий В. И., Черняк Г. Е.* Биостратиграфия и брахиоподы верхнего палеозоя Таймыра. — Л., 1963. 236 с. (Тр. НИИГА, т. 134).

112. *Фишер Э. С. и др.* Аэрофотогеологическая карта восточной части Хатангской депрессии масштаба 1 : 200 000. Объяснительная записка. — М, 1989. 150 с.

113. *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.

114. *Шнейдер Г. В.* Стратиграфия кайнозойских отложений и некоторые черты рельефа северо-восточной оконечности Таймырского полуострова // Геологическое строение и полезные ископаемые северо-восточной части Таймырского полуострова. — Л., 1989. С. 35–49. (Сб. науч. тр. ПГО «Севморгеология»).

115. *Шурыгин Б. Н., Левчук М. А.* Нижне-среднеюрские отложения мыса Цветкова (Восточный Таймыр) // Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского седиментационного бассейна. — М.: Наука, 1982. С. 118–142.

115а. *Эйнон О. Л.* Брахиоподы нижнего карбона и нижней перми Западного Таймыра. — Л., 1946. 91 с. (Тр. ГГУ Главсевморпути, вып. 26).

115б. *Яшин Д. С.* Голоценовый седиментогенез арктических морей России // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 3. — СПб: ВНИИОкеангеология, 2000. С. 57–67.

116. *Cooper and Sadler P.M.* The Ordovician Period // Geologic Time Scale / Edited F. Gradstein, J. Ogg and A. Smith. Cambridge University Press, 2004. P. 165–187.

116а. *Müller 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. С. 92–114.

117. *Алексеева А. Б.* Геология и полезные ископаемые района р. Черные Яры на Восточном Таймыре (по материалам геологической съемки масштаба 1 : 200 000 в 1952 г.).

118. *Алексеева А. Б.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Ньюнкараку-Тари и Малахай-Тари на Восточном Таймыре. Л., НИИГА, 1955.

119. *Алексеева А. Б.* Геология и полезные ископаемые рек Подкаменной и Чернохребетной на Восточном Таймыре. 1954.

120. *Афанасьева Е. П.* (отв. исп.). Отчет о результатах поисковых работ на ограниченные камни и флюорит для плавки, проведенных в пределах Анабарского щита и Хатангской депрессии в 1980–1982 гг. Фонды ВПО «Северокварцсамоцветы», 1982.

121. *Беззубцев В. В., Мальцев Ю. М., Залыаев Р. Ш.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые Таймырской складчатой области. (Отчет Таймырской опытно-производственной партии по результатам аэрофотогеологического картирования масштаба 1 : 200 000 Таймырской складчатой области в 1972–1979 гг.). Л., ВСЕГЕИ, 1979.

122. *Беззубцев В. В., Кривошеев О. П., Курбатов И. Ш.* и др. Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 200 000 и геологическом доизучении в западной части Горного Таймыра, в бассейнах рек Ленивая и Тарая за 1980–1985 гг. Красноярск, «Красноярскгеология», 1985.

123. *Богуславский С. П., Самойлова Г. М., Костров Ю. В.* Информационный отчет о результатах специализированных геолого-геохимических исследований масштаба 1 : 500 000 в юго-восточной части п-ова Таймыр. Норильск, 1997.

124. *Васильев Б. С.* (отв. исп.). Результаты прогнозно-оценочных работ на эндогенное золото в Мамонтовско-Чукчинской зоне на Северном Таймыре в 1981–1984 гг. 1984.

125. *Воронов П. С., Черепанов В. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые Юго-Восточного Таймыра (отчет по геологической съемке масштаба 1 : 1 000 000 на междуречье Б. Балахня–Конечная в 1950 г. 1951.

126. *Виноградов В. А., Хорьков В. И.* Геологическое строение хребта Киряка-Тас и возвышенности Тулай-Киряка Юго-Восточного Таймыра. 1955.

127. *Гернгардт Н. Э., Кириллов В. П., Николаев В. Ф.* Геологическое строение правобережья р. Шренк (часть листа S-47-V–VII). (Отчет о работе партии № 4 за 1953 г.). Л., ВСЕГЕИ, 1954.

128. *Жуков В. В.* (отв. исп.). Оценка перспектив россыпной алмазности кайнозойских образований побережья моря Лаптевых от Анабарской губы до Оленекского залива. 1972.

129. *Жуков В. В.* (отв. исп.). Перспективы россыпной алмазности юго-западной части побережья моря Лаптевых. 1973.

130. *Злобин М. Н.* Геологическое строение центральной части Восточного Таймыра (района верховьев рек Ленинградской и Ньюнкараку-Тари). (Отчет о геологических работах масштаба 1 : 200 000 и 1 : 1 000 000 партии № 3 экспедиции № 49 в 1951 г.). Л., НИИГА, 1952.

131. *Забияка А. И.* (отв. исп.) Петрология и металлогения Таймырской складчатой области. Красноярское отд. СНИИГГиМС. Фонды ВСЕГЕИ, 1975.

132. *Забияка А. И.* (отв. исп.) Выявление перспективных типов золотого оруденения на северо-востоке Таймыра. Красноярское отд. СНИИГГиМС. Фонды ВСЕГЕИ, 1980.

133. *Забурдин К. С.* Геологическое строение бассейнов рек Эричка, Нижняя, Блудная, Половинная и Сопочная (междуречье низовьев рек Попигаи и Котуй). 1955.

134. *Закржевский Г. А., Русаков И. М., Фадеев В. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые района верховьев рек Траутфеттер и бассейна р. Северная. 1955.

135. *Захаров В. В., Ковалева Г. А., Орлов В. П.* Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Фадью-Куда–Б. Боотанкага и бассейнов рек Ледяная, Красная, Крестинская и Холодная. 1961.

136. *Захаров В. В.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Таймырская серия. Лист S-47-IX, X. Объяснительная записка. 1963.
137. *Злобин М. Н.* Стратиграфия и фациальные особенности нижнего и среднего палеозоя Восточного Таймыра. 1956.
138. *Каждан А. Б.* Очерк геологического строения района междуречья Тареи и В. Таймыры в юго-западной части Таймырского полуострова. (Отчет по работам партии № 3 Ломоносовской экспедиции за 1951 г.). Л., НИИГА, 1952.
139. *Калинко М. К.* Результаты разведки нефти и перспективы нефтеносности п-ова Нордвик (Юрюнг-Тумус). (Диссертация). 1948.
140. *Калинко М. К.* Нефтегазоносность и геологическая история Хатангской впадины. 1958.
- 140а. *Кочетков Т. П.* Отчет о геологической съемке масштаба 1 : 200 000 п-ова Хара-Тумус Нордвик-Хатанского района. Л., НИИГА, 1948.
- 140б. *Костров Ю. В.* Информационный отчет по объекту № 56-00-8/3 «Опережающая геохимическая съемка для геологической съемки масштаба 1 : 200 000 на площади листов S-48-I-II Северо-Восточного Таймыра (Барковская площадь)». Норильск, 2003.
141. *Кривицкий В. Ф.* Геологическое строение и нефтеносность участка Чайдах Тигяно-Анабарской антиклинали. Л., НИИГА, 1954.
142. *Крутойрской М. А., Баженова Т. Я., Стахевич Я. Л.* Основные черты металлогении и россыпеобразования Таймырской складчатой области и Енисей-Хатангского прогиба. 1972.
143. *Кукушкин Д. А.* и др. Отчет о космофотогеологическом картировании масштаба 1 : 1 000 000 в пределах листов S-44-S-45B; 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.
144. *Куликов Ю. П.* (отв. исп.). Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Куотуйкан, Фомич, Рассоха, Блудная, Половинная, Сопочная, Джекунья, Попигай. ПГО «Красноярскгеология». Фонды ВСЕГЕИ, 1979.
145. *Кузнецов Л. Л. и др.* Научное обобщение геолого-геофизических материалов с целью структурно-фациального и нефтегазогеологического районирования перспективных земель территории Таймырского АО. Красноярск, КНИИГиМС, 2001.
146. Легенда Таймырской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Норильск, ТТГФ (Таймырские территориальные геологические фонды), 1997.
147. *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.
148. *Межвилк А. А.* Космофотографическая карта разломов Таймырского региона и прилегающего шельфа масштаба 1 : 1 000 000. 1984.
149. *Межубовский В. В., Онищенко А. Н., Макаров С. В.* Групповая геологическая съемка и геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 на Шренковской площади Горного Таймыра в пределах листов S-47-VII–XII и S-47-XV, XVI. Отчет ПО «Норильскгеология», 2001.
150. *Новиков О. А.* Геологическое строение бассейна р. Толевой и верхнего течения р. Шренк на Северо-Западном Таймыре (отчет о работах 1948 г. – геологическая съемка масштаба 1 : 1 000 000). М., «Арктикразведка», 1949.
151. *Орлов В. П., Соболевская Р. Ф.* Геологическое строение бассейна среднего течения рек Ленинградской и Траутфеттер. Л., НИИГА, 1959.
- 151а. *Ояберь В. К. и др.* Поиски россыпного золота на Челюскинской площади Северного Таймыра. Отчет Таймырской партии за 1985–1988 гг. Красноярскгеология, Хатанга, 1988.
152. *Погребницкий Ю. Е., Шануренко Н. К. и др.* Петрогенезис и рудоносность карбонатитовых образований Таймыра. 1965.

153. *Раевская Т. В.* Геологическое строение и полезные ископаемые района верховьев рек Ленивой и Тареи (Таймырский полуостров, хр. Бырранга). (Отчет по работам 1949 г.). Л., НИИГА, 1950.

154. *Седов В. Н., Гаврилов А. Н., Проскурнин В. Ф.* Изучение закономерностей размещения комплексных мезо-кайнозойских россыпей в золото-редкометальной Североземельской зоне с целью повышения эффективности поисковых работ и совершенствования их методики. Норильск, ЦАГРЭ, 1989.

155. *Смирнова В. А.* (отв. исп.). Отчет о результатах поисковых работ на Белогорском месторождении флюорита (объект Белогорский) в 1983—1985 гг. Фонды ВПО «Северокварцсамоцветы», 1985.

155а. *Степашин С. С.* Геологическое строение бассейна р. Новой и района возвышенности Тулай-Кирыка. 1954.

156. *Тычинский В. И., Тильман С. М.* Геологическое строение и полезные ископаемые центральной части плато Бырранга по работам 1948 г. М., «Арктикразведка», 1949.

157. *Успенская И. Б.* Геологическое строение и полезные ископаемые северного побережья бухты Ледяной оз. Таймыр. 1961.

158. *Фишер Э. Л.* (отв. исп.). Отчет по производству аэрофотогеологического картирования и поискам месторождений полезных ископаемых масштаба 1 : 200 000 на листах S-47-XVII, XVIII, XXIII, XXIV, XXIX, XXX, XXXIV—XXXVI; S-48-XIII—XIV, XIX—XXII, XXV—XXXIII, XXXI—XXXIV; R-47-IV—VI, X—XII; R-48-I, II за 1973—1978 гг. НПО «Аэрогеология», Фонды ВСЕГЕИ, 1978.

159. *Хапиллин А. Ф., Рогозов Ю. Г., Верещагин М. Ф.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые северной части Центрального Таймыра. (Отчет о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 200 000 за 1981—1985 гг. Л., НИИГА, 1986.

160. *Чайка Л. А.* Геологическое строение и геоморфология северного побережья Таймырского озера в связи с проблемой алмазоносности (отчет о геологической съемке масштаба 1 : 200 000 за 1952 г.). Л., НИИГА, 1953.

161. *Чайка Л. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые северного побережья Таймырского озера (к востоку от озера Суругого). ТГФ «Красноярскгеология», 1952.

162. *Черепанов В. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые северо-восточной оконечности Таймырского полуострова. Л., НИИГА, 1952.

163. *Черепанов В. А., Воронов П. С.* Геологическое строение и полезные ископаемые Юго-Восточного Таймыра. 1951.

164. *Черепанов В. А., Кузьмин Ф. Н.* Отчет Нордвикской ревизионной партии о работах, проведенных в 1959 г. на участках «Кожевниково», «Нордвик» и «г. Белая». 1960.

165. *Черепанов В. А., Цывян Л. К., Воронов П. С.* Основные черты геологического строения и полезные ископаемые северо-западной оконечности Таймырского полуострова (окончательный отчет о маршрутных исследованиях масштаба 1 : 200 000, проведенных экспедицией Н-74 НИИГА в 1953 г.). Л., НИИГА, 1954.

166. *Шануренко Н. К.* и др. Минералогия Североземельско-Таймырского региона (отчет по теме «Прогнозно-металлогеническая карта Североземельско-Таймырской складчатой области»). Л., ПГО «Севморгеология» и ВНИИОкеангеология, 1984.

167. *Шишилов С. Б.* Обоснование расчленения верхнепалеозойской терригенной толщи и разработка легенды листа S-47-XV, XVI Госгеолкарты масштаба 1 : 200 000. Отчет по работам 1991—1994 гг. СПб, 1996.

168. *Школа И. В., Зенков В. И.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Доруоха, Средняя, Конниес (среднее течение р. Анабар). 1969.

**Каталог полезных ископаемых и их прямых признаков,
показанных на листе S-48 Госгеолкарты масштаба 1 : 1 000 000**

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождений	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
Горючие полезные ископаемые			
Уголь каменный			
I-1-23	П	р. Северная	[76a]
I-2-10	П	р. Нюнькаракутари	
I-2-11	П	р. Нюнькаракутари	
I-3-1	П	р. Преградная	[40]
II-1-4	П	р. Северная	[40]
II-1-5	П	р. Северная	[40]
II-1-9	П	р. Соколиная	[40]
II-1-19	П	р. Недоступный	[40]
II-3-2	П	р. Муруптуматари	[40]
II-3-3	П	р. Русская	[40]
III-2-7	П	р. Тикян-Сене	[40]
III-2-8	П	р. Тикян-Сене	[40]
V-2-1	П	З. и В. берег Хатанского зал.	[32, 40]
V-2-2	П	З. и В. берег Хатанского зал.	[32, 40]
V-3-1	П	З. и В. берег Хатанского зал.	[32, 40]
V-3-5	П	З. и В. берег Хатанского зал.	[32, 40]
V-3-6	П	З. и В. берег Хатанского зал.	[32, 40]
V-3-7	П	З. и В. берег Хатанского зал.	[32, 40]
V-3-8	П	З. и В. берег Хатанского зал.	[32, 40]
V-3-9	П	З. и В. берег Хатанского зал.	[32, 40]
V-3-10	П	З. и В. берег Хатанского зал.	[32, 40]
V-3-11	П	З. и В. берег Хатанского зал.	[32, 40]
V-3-12	П	З. и В. берег Хатанского зал.	[32, 40]
V-3-13	П	З. и В. берег Хатанского зал.	[32, 40]
V-3-14	П	З. и В. берег Хатанского зал.	[32, 40]
V-3-15	П	З. и В. берег Хатанского зал.	[32, 40]
VI-3-5	П	р. Блудная	[40]
Уголь бурый			
I-1-1	П	оз. Провальное	[40]
II-1-12	П	р. Западная	[40]
II-1-32	П	сев. берег оз. Таймыр	[40]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождений	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
II-2-3	П	вост. берег зал. Ямубайкура	[40]
III-1-1	П	сев. берег оз. Таймыр	[40]
III-1-2	П	юж. берег оз. Таймыр	[40]
III-1-3	П	юж. берег оз. Таймыр	[40]
III-1-4	П	лев. приток р. Ямутарида	[40]
III-1-5	П	р. Ямутарида	[40]
III-1-7	П	р. Ямутарида	[40]
III-2-2	П	р. Боотанкага	[40]
III-2-10	П	р. Дюматуркуяму	[40]
IV-1-1	П	руч. Рыбный	[31]
VI-2-2	П	лев. приток р. Нижняя	[31]
VI-2-3	П	лев. приток р. Нижняя	[31]
VI-3-1	П	р. Блудная	[31]
VI-3-3	П	р. Блудная	[31]
VI-3-4	П	р. Блудная	[31]
VI-3-6	П	р. Блудная	[31]
Цветные металлы			
М е д ь			
I-1-18	П	р. Коралловая	
II-3-11	П	массив Тулай-Кирыка	[147]
III-2-1	П	хр. Тулай-Кирыка	[126]
I-1-17	ПМ	р. Прямая	
II-3-9	ПМ	массив Тулай-Кирыка	[155a]
VI-3-7	ПМ	р. Половинная	[144]
VI-3-8	ПМ	р. Половинная	[144]
VI-3-9	ПМ	р. Половинная	[144]
С в и н е ц			
II-1-22	П	р. Загадочная	
II-1-30	П	р. Волчья, ср. течение	
II-3-6	П	р. Нюнькаракутари	[40]
III-2-4	П	массив Кирыка-Тас	
III-2-6	П	юж. склон Кирыка-Тас	[40]
II-1-17	ПМ	р. Южная	
II-1-18	ПМ	р. Оленья	

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождений	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы	
II-1-21	ПМ	р. Южная	[126]	
II-1-24	ПМ	р. Южная		
II-3-8	ПМ	массив Тулай-Кирыка		
III-2-3	ПМ	массив Кирыка-Тас		
II-1-14	ШО	р. Оленья		
II-1-15	ШО	р. Загадочная		
II-1-26	ШО	верховья р. Широтная		
II-3-1	ШО	бассейн р. Малахайтари		[118]
II-1-16	ВГХО	р. Южная		
II-1-20	ВГХО	р. Волчья		
II-1-27	ВГХО	р. Постоянная, лев. борт		
О л о в о				
I-1-14	ПМ	верховья р. Баркова	[118]	
Ц и н к				
II-1-28	П	р. Волчья		
I-3-3	ПМ	р. Малахайтари		
II-3-4	ПМ	р. Малахайтари		[40]
II-3-5	ПМ	р. Малахайтари		[118]
II-3-7	ПМ	р. Малахайтари		[118]
I-3-2	ШО	р. Малахайтари		[118]
II-1-29	ШО	р. Волчья		
II-1-13	ВГХО	р. Черные Яры, истоки		
Н и к е л ь				
II-1-3	П	р. Соколиная	[137]	
II-1-23	ПМ	С. берег оз. Таймыр		
II-1-31	ПМ	С. берег оз. Таймыр		
II-1-1	ВГХО	р. Траутфеттер		
II-1-2	ВГХО	р. Траутфеттер		
А л ю м и н и й				
I-2-9	П	р. Ньюнкаракутари	[137]	
I-1-22	ГдХП	р. Встречная		

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождений	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
Р т у т ь			
I-1-2	ПМ	р. Заозерная	
I-1-8	ПМ	р. Заозерная	
I-1-24	ПМ	р. Траутфеттер	
I-2-4	ПМ	р. Ленинградская	
II-1-8	ПМ	верховья р. Узкий	
II-1-6	ШО	р. Западная	
II-1-10	ШО	р. Западная	
II-1-11	ШО	р. Буйная	
II-2-1	ШО	р. Северная	[40]
II-2-2	ШО	р. Нюнькаракутари	[40]
М ы ш ь я к			
II-1-7	П	р. Снежная	[134]
I-2-5	ПМ	р. Ленинградская	
I-2-8	ПМ	р. Подхребетный	
С у р ь м а			
I-1-7	ГдХА	лев. приток р. Заозерный	[140б]
I-1-16	ГдХА	р. Коралловая	[140б]
Благородные металлы З о л о т о			
I-2-3	РММ	р. Ленинградская	[151а]
I-1-4	П	ручьи Светлый–Ясный	
I-1-5	П	верховье р. Светлый	
I-1-6	П	верховье р. Светлый	
I-1-9	Р	р. Ленинградская	
I-1-10	П	р. Ленинградская	[40]
I-2-6	П	р. Баркова	
I-1-11	ПМ	р. Ленинградская	
I-1-13	ПМ	р. Ленинградская	
I-2-1	ПМ	р. Ленинградская	
I-2-2	ПМ	р. Ленинградская	
I-1-20	ШО	р. Траутфеттер	
III-1-6	ШО	р. Тикян-Сене	[1230]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождений	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
III-2-9	ШО	устье р. Новогодняя	[123]
IV-1-2	ШО	верх. течение р. Ньютуркуяму	[123]
IV-2-1	ШО	р. Арылах	[123]
IV-2-2	ШО	р. Арылах	[123]
IV-2-3	ШО	р. Арылах	[123]
I-2-7	ШП	р. Подхребетный	
I-1-19	ШП	р. Коралловая	[140б]
П л а т и н а			
I-1-12	ПМ	р. Баркова	
I-1-21	ПМ	р. Южный	
Неметаллические ископаемые Ф л ю о р и т			
IV-3-1	МК	Белогорское	[40]
II-1-25	П	р. Загадочная	
II-3-12	ПМ	юж. склон Тулай-Кирыка	
II-3-13	ПМ	юж. склон Тулай-Кирыка	
Б а р и т			
I-1-3	ПМ	р. Заозерная	
I-1-15	ПМ	р. Баркова	
Б о р о с и л и к а т ы			
IV-3-2	П	Белогорское	[40]
Ф о с ф о р и т			
VI-3-2	П	р. Мал. Половинная	[144]
Г р а ф и т			
II-3-10	П	массив Тулай-Кирыка	[95]
А л м а з ы			
V-3-2	П	юж. берег Хатангского зал.	[128, 129]
V-3-4	П	юж. берег Хатангского зал.	[128, 129]
М С А			
V-3-3	ШО	юж. берег Хатангского зал.	[128, 129]
VI-2-1	ШО	междуречье Нижняя–Половинная	[40]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождений	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
Г и п с			
IV-3-4	ММ	Белогорское	[40]
III-2-5	П	массив Киряка-Тас	[158]
III-3-1	П	оз. Балдатурку	[126]
Соли натриевые (галит)			
IV-3-3	П	Белогорское	[40]

Принятые сокращения. Коренные месторождения: МК – крупные, ММ – малые, П – проявления, ПМ – пункты минерализации, ВГХО – вторичные геохимические ореолы, ГдХА – гидрохимическая аномалия, ГдХП – гидрохимический поток; россыпные месторождения: РММ – россыпное месторождение малое, РП – россыпное проявление, ШО – шлиховые ореолы, ШП – шлиховые потоки, МСА – минералы-спутники алмазов.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ. <i>Проскурнин В. Ф., Межубовский В. В.</i>	3
СТРАТИГРАФИЯ	12
Допоздневендские образования. <i>Проскурнин В. Ф.</i>	13
Верхневендско-среднекаменноугольные образования. <i>Соболевская Р. Ф., Проскурнин В. Ф., Заика Ю. В., Мозолева И. Н.</i>	19
Среднекаменноугольно-триасовые образования. <i>Межубовский В. В., Егоров В. Н., Трофимов В. Р.</i>	40
Юрско-меловые отложения. <i>Карчинская М. З., Наумов М. В., Соболевская Р. Ф., Багаева А. А.</i>	58
Палеоген-четвертичные отложения. <i>Тарноградский В. Д., Багаева А. А., Кямря В. В., Гусев Е. А.</i>	76
Литология донных отложений. <i>Матюшев А. П.</i>	84
МАГМАТИЗМ (Нестратифицированные магматические образования)	87
Позднепротерозойские интрузивные образования. <i>Проскурнин В. Ф.</i>	87
Позднепермско-триасовые интрузивные образования. <i>Нагайцева Н. Н., Егоров В. Н., Межубовский В. В., Трофимов В. Р., Проскурнин В. Ф.</i>	93
ТЕКТОНИКА. <i>Проскурнин В. Ф., Наумов М. В., Альтшулер М. И.</i>	119
ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ. <i>Проскурнин В. Ф., Наумов М. В.</i>	141
ГЕОМОРФОЛОГИЯ. <i>Кямря В. В., Ромащенко О. Г.</i>	150
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ. <i>Гавриш А. В., Межубовский В. В.</i>	160
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА	190
Минерагеническое районирование и основные эпохи рудообразования. <i>Проскурнин В. Ф., Гавриш А. В.</i>	190
Закономерности размещения твердых полезных ископаемых и оценка их перспектив. <i>Гавриш А. В., Межубовский В. В., Проскурнин В. Ф.</i>	198
Оценка перспектив нефтегазоносности территории. <i>Наумов М. В., Соболев Н. Н., Проскурнин В. Ф.</i>	220
Прогнозная оценка нефтегазоносности территории	225
ГИДРОГЕОЛОГИЯ. <i>Петрушков Б. С.</i>	227
ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ. <i>Горбацевич Н. Р.</i>	229
ЗАКЛЮЧЕНИЕ. <i>Проскурнин В. Ф., Гавриш А. В.</i>	231
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	237
Каталог полезных ископаемых и их прямых признаков, показанных на листе S-48 Госгеолкарты масштаба 1 : 1 000 000	247

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)
Серия Таймырско-Североземельская
Лист S-48 – оз. Таймыр (восточная часть)
Объяснительная записка**

Редактор *Т. В. Брежнева*

Подписано в печать 07.12.09. Формат 70 × 100/16. Гарнитура NewtonС.
Печать офсетная. Печ. л. 16 + 5 вкл. Уч.-изд. л. 22. Тираж 150 экз.
Заказ 80128029

Картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72
Тел. 328-9190, факс 321-8153