ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Анабаро-Вилюйская

Лист R-48 – Хатанга

САНКТ-ПЕТЕРБУРГ
2015

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»)

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Анабаро-Вилюйская

Лист R-48 – Хатанга

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

САНКТ-ПЕТЕРБУРГ
КАРТОГРАФИЧЕСКАЯ ФАБРИКА ВСЕГЕИ • 2015

УДК 55(571.51 + 571.56)(084.3)

Липенков Г. В., Мащак М. С., Кириченко В. Т., Ларичев А. И. и др. **Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Анабаро-Вилюйская. Лист R-48 – Хатанга. Объяснительная записка.** – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. 398 с. + 7 вкл.

В объяснительной записке дается описание стратиграфии, интрузивных, метаморфических и метасоматических образований северо-западной части Анабаро-Оленёкской антеклизы. Приведены сведения по тектонике и глубинному строению, истории геологического развития, геоморфологии, гидрогеологии и геоэкологии. Дано систематическое описание полезных ископаемых территории, рассмотрены закономерности их размещения.

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. 16, ил. 11, список лит. 405 назв., прил. 5

Авторы

Г. В. Липенков, М. С. Мащак, В. Т. Кириченко, А. И. Ларичев, Д. В. Назаров, И. В. Бигун, Е. А. Кондакова, А. Н. Хабаров, А. В. Герасичева, И. В. Заварзин, И. В. Литвинова, А. И. Сурнин

Ответственные редакторы *Е. О. Ковалевская, Г. В. Липенков*

Главный научный редактор *М. С. Мащак*

Рецензенты
С. П. Шокальский, Б. А. Трифонов, В. И. Астахов, О. И. Бострикова

Рекомендовано к печати
НРС Роснедра 18 декабря 2014 г.

© Федеральное агентство по недропользованию, 2015
© Федеральное государственное унитарное предприятие «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского», 2014
© Коллектив авторов, 2014
© Картфабрика ВСЕГЕИ, 2015

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа R-48 – Хатанга ограничена координатами 102°00′–108°00′ в. д., 68°00′–72°00′ с. ш. и в административном отношении принадлежит к Таймырскому Долгано-Ненецкому и Эвенкийскому муниципальным районам Красноярского края, на юго-востоке площади – Республике Саха (Якутия). В регионально-геологическом плане площадь листа относится к северной окраине Сибирской платформы, расположена на склоне Анабаро-Оленёкской антеклизы, ограниченной на крайнем северо-западе Енисей-Хатангским прогибом, а на крайнем юго-западе – северо-восточным бортом Тунгусской синеклизы.

Третье издание Государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 листа R-48 – Хатанга подготовлено в результате обобщения геологических материалов, полученных за более чем 35-летний период, прошедший после подготовки к изданию Геологической карты СССР (новая серия) масштаба 1 : 1 000 000. При составлении геологической карты использовались все имеющиеся опубликованные и фондовые материалы по состоянию на апрель 2014 г. За период, прошедший со времени подготовки Геологической карты СССР второго поколения, на территории листа выполнены значительные объемы геологосъемочных работ масштабов 1 : 50 000 и 1 : 200 000, поисковых работ, разведочных работ на ряде месторождений, а также различные виды геофизических исследований и бурения. Это позволило получить новые современные данные, уточняющие существующие представления о геологическом строении и перспективах обнаружения полезных ископаемых на рассматриваемой территории, которые были использованы при составлении настоящего комплекта карт.

Работа выполнена согласно техническому заданию в рамках Гос. контракта № АМ-02-34/31 от 27.03.2012 г. «Создание комплектов Государственных геологических карт масштаба 1 : 1 000 000 листов R-48, Q-39, Q-43, P-35, P-36, P-47, P-58, N-54» сотрудниками Федерального государственного унитарного предприятия «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского» (ФГУП «ВСЕГЕИ»).

Комплект карт листа R-48 – Хатанга составлен на основе «Методического руководства…» [160]; «Единых требований…» [80]; легенды Анабаро-Вилюйской серии листов с учетом принятых дополнений и изменений; «Стратиграфического кодекса Росии», 2006; «Петрографического кодекса», 2009.; а также иных нормативных документов. Участие сотрудников в составлении

комплекта карт листа R-48 – Хатанга отражено в текстовой части «Объяснительной записки», а также на всех графических приложениях.

Физико-географическая характеристика. Бóльшая часть рассматриваемого региона относится к северу Среднесибирского плоскогорья, в пределах Котуй-Оленёкского междуречья, а его северо-западный участок – к южной части Северо-Сибирской низменности. Территория охватывает бассейн среднего и нижнего течения р. Котуй и почти весь бассейн р. Котуйкан, в незначительной степени на севро-западе площади – бассейны нижнего течения р. Хета и верхнего р. Хатанга. В пределах Среднесибирского плоскогорья, на востоке территории доминирует обширное куполообразное Анабарское поднятие, сложенное интенсивно дислоцированными архейско-нижнепротерозойскими кристаллическими породами, отчетливо выделяющимися среди окружающего пологозалегающего рифейско-фанерозойского платформенного чехла. Свод Анабарского плато является водоразделом основных рек региона. Пологоувалистое водораздельное пространство расчленено довольно глубокими узкими долинами разветвленной сети истоков главных рек региона, на его поверхности распространены крупноглыбовые развалы, отдельные плосковерхие и гребневидные останцы высотой до нескольких десятков метров. Склоны плоскогорья относительно пологие, но на некоторых наиболее возвышенных участках вследствие развития нагорных террас приобретают ступенчатый облик. По мере снижения склоны выполаживаются и имеют пологоувалистые очертания из-за сочетаний крупных увалов, массивов, отдельных бронированных столовых гор и одиночных сопок. Поверхность плоскогорья постепенно понижается в северном направлении до абс. отм. 200–300 м, а затем круто обрывается в сторону всхолмленной равнины южной окраины Северо-Сибирской низменности, имеющей высоту 100–150 м над уровнем моря.

В рельефе рассматриваемой территории на Среднесибирском плоскогорье выделяются значительные отрицательные формы, известные как Аганылийская впадина и Муруктинская котловина, расположенные в пределах Мойеро-Котуйской равнины, простирающейся к юго-западу от Анабарского плато.

Аганылийская впадина прослеживается в широтном направлении вдоль южного склона Анабарской возвышенности на участке от долины р. Котуй до верховьев р. Кюэнелекян. Ее равнинная поверхность с типичным водноледниковым ландшафтом расположена на высоте 220–280 м над уровнем моря, тогда как ближние возвышенности имеют абсолютные отметки около 500 м и более. Впадина залесена, в понижении много мелких озер и заболоченных участков.

Муруктинская котловина находится несколько южнее Аганылийской впадины и отделена от последней невысокой узкой водораздельной грядой широтного простирания. Днище котловины имеет абсолютные отметки порядка 220–270 м, окружено столовыми возвышенностями с относительными превышениями до 200–400 м. Рельеф его равнинной поверхности несколько разнообразится невысокими (десятки метров) холмами и пологими увалами. Котловина заболочена, много небольших озер. Наиболее значительным, находящимся в северо-западной части котловины, является оз. Ессей площадью около 250 км^2 и глубиной до 8 м.

Реки региона принадлежат к бассейну нижнего и среднего течений р. Котуй. Наиболее разветвленная речная сеть развита в верховьях Анабарского плато, где берут исток большое количество рек региона. В пределах плато они текут в глубоко врезанных неширокиx долинах с обрывистыми склонами либо в каньонах. Продольные профили русел с резкими перепадами высот на порогах и перекатах. По выходе из приподнятых территорий плато речные долины становятся широкими (до нескольких километров) с разработанным поперечным профилем. На пологих склонах развиты террасы, образованные рыхлыми четвертичными отложениями. Русло рек выполаживается, скорость течения воды замедляется до спокойного полноводного потока. В приустьевых зонах происходит накопление русловых наносов, появляются отмели, низкие острова и их группы с многими протоками.

Водный баланс речных систем определяется количеством выпадающих атмосферных осадков в разные времена года. Годовая сумма осадков не превышает 200–300 мм, лишь в центральной части Анабарского плато (на востоке исследуемой территории) достигает 300–400 мм. Они выпадают преимущественно в виде снега, мокрого снега, инея, изморози в течение длительной зимы, в меньшем количестве в виде дождя, мороси и тумана во время короткого весеннее-летнего сезона. Поступление грунтовых вод в реки весьма ограничено из-за повсеместного развития многолетней мерзлоты.

По расчетным данным установлено, что на Анабарской возвышенности отрицательные температуры грунтов могут достигать глубин более 1000 м. Многолетняя мерзлота создает экран для проникновения поверхностных вод и тем самым обусловливает величину и колебания их стока. В весеннее время, вследствие быстрого таяния снежного покрова, в реках образуются паводки высотой до 10 м, иногда и более. Бывают летние паводки, связанные с оттаиванием многолетнемерзлых пород, но с меньшим подъемом воды. К осени реки быстро мелеют. Зимой в верховьях и на мелководных участках реки нередко промерзают до дна. Создаются условия для появления наледей в их руслах. На плато ледостав начинается в конце сентября – начале октября, а вскрытие рек происходит в начале июня. Эти сроки могут несколько меняться в зависимости от состояния погодных условий текущего года, а также географического расположения реки.

Транспортное значение имеет р. Хатанга, по которой могут проходить крупные речные и морские суда. Река Котуй судоходна только в ее нижнем течении, от устья до рудника Каяк, и проходима только для мелкосидящих (плоскодонных) речных судов и катеров с достаточно мощным двигателем, позволяющим преодолеть встречное течение воды, особенно сильное в период паводков. Передвижение по остальным рекам осуществляется лишь в большую воду на плесовых участках с использованием плоскодонных или резиновых надувных лодок.

Преобладающее количество озер расположено в Муруктинской и Аганылийской депрессиях, а также в поймах и на нижних террасах крупных рек. Они невелики по размерам и имеют круглые очертания. Исключение составляют несколько более значительных озер: Ессей и Ялтан, расположенные в Муруктинской котловине, Кулингда и Киенг-Кюель, находящиеся в Аганы-

лийской впадине. Озера являются пойменными, долинными остаточными, ледникового ландшафта, термокарстовыми и реже карстовыми.

Климат территории – резко континентальный, с постепенным смягчением к морскому арктическому в северной и северо-восточной частях листа. Для района характерна длительная суровая зима (средняя температура в январе – около минус 34° С) и непродолжительное относительно теплое лето (средняя температура в июле – около 12° С), а также наличие мощной многолетней мерзлоты; сезонное оттаивание и промерзание маломощного поверхностного грунтового горизонта существенным образом влияет на образование почвенного покрова и развитие растительности.

По северной периферии территории простирается низменная приморская тундра. На возвышенных площадях плато распространен элювиально-делювиальный покров с останцами коренных пород, местами прикрытый слабо выраженной растительностью горной тундры. Ниже по склонам крупных долин и в депрессиях распространена лесотундра с редкостойкой даурской лиственницей, иногда с примесью ели. Граница леса – 500 м над уровнем моря. В пойме и на нижних надпойменных террасах развита болотно-луговая растительность с различными кустарниками.

Животный мир района богат в количественном отношении, но беден в видовом. Из копытных широко распространен северный олень. На юг территории иногда заходят лоси. Из отряда хищных в зоне тундры водятся волки, песцы, ласки, горностаи. В зоне лесотундры водятся также росомахи, бурые медведи. Из грызунов широко распространены лемминг, полёвка, домовая мышь, заяц. Из птиц постоянными обитателями района являются куропатки, кукши, полярные совы. В реках и озерах встречаются чир, сиг, хариус, налим, щука, тугун, омуль и др.

Местное население района – долганы, нганасаны (на севере), якуты (на юго-востоке), эвенки (на юго-западе), русские, украинцы, белорусы. Основное занятие – оленеводство, заготовка пушнины, рыбная ловля и другие промыслы.

В районе насчитывается четыре населенных пункта: на северо-западе листа – село Хатанга, поселки Каяк и Кресты, входящие в состав муниципального образования «сельское поселение Хатанга», и на юго-западе – пос. Ессей (самый северный населенный пункт Эвенкии). Село Хатанга является главным населенным пунктом территории. Здесь находятся хозяйственно-административные учреждения района, аэропорт, морской порт, больница, почта.

По состоянию на 2011 г. село Хатанга является самым крупным населенным пунктом района, здесь проживает 2982 человека, из них около 30 % – представители коренных малочисленных народов Таймыра, из которых долган более 97 %. В поселках Каяк, Кресты и Ессей проживают 159, 314 и 631 человек соответственно. Хатанга является единственным населенным пунктом района, с которым налажено постоянное авиасообщение, здесь в короткий период навигации работает хатангский морской торговый порт, роль которого резко возросла с 2008 г., когда он стал активно использоваться для обеспечения работ по исследованию и освоению минеральных ресурсов континентального шельфа моря Лаптевых и Восточного Таймыра.

Геологическая изученность. Геологическая изученность площади листа неравномерна и в целом недостаточна. На сегодняшний день геологическое строение региона на 100 % освещено геологическими работами масштаба 1 : 1 000 000 – геологами НИИГА подготовлено два комплекта карт: R-48,49, 1956 г. (под редакцией Б. В. Ткаченко) и R-48-(50) (новая серия), 1984 г. (под редакцией Ф. Г. Маркова). Геологосъемочными работами масштаба 1 : 200 000 покрыто 85 % территории, но бóльшая часть работ проводилась в 1950–1970-е гг. Последние подготовленные листы геологической карты масштаба 1 : 200 000 были составлены по материалам ГГС-200 1980-х годов, прошли НРС в 1998 г., но изданы не были.

Долгое время регион оставался неизученным ввиду труднодоступности и отдаленности от главных судоходных магистралей Сибири – рек Енисей и Лена, хотя первым землепроходцам уже в середине XVI века были известны пути продвижения между ними. Некоторые обрывочные сведения о природных особенностях региона стали известны по работам Великой Северной экспедиции 1733–1743 гг.

Первое систематизированное изучение геологии района было проведено в начале XX века, когда Русское географическое общество снарядило несколько экспедиций для изучения географии и геологии рассматриваемой территории. В 1905–1906 гг. участники Хатангской экспедиции И. П. Толмачев, О. О. Баклунд, М. Я. Кожевников и В. Н. Васильев прошли по рекам Котуй, Анабар и Хатанга. Ими была создана маршрутная геологическая карта 10-верстного масштаба с краткой пояснительной запиской, изданной в 1912 г. По результатам работ было подтверждено предположение А. Л. Чекановского, выдвинутое им в 1876 г., о наличии кристаллических пород на междуречье Котуй–Анабар. О. О. Баклунд стал первым исследователем Анабарского щита и в серии работ, опубликованных после 1907 г., дал первую характеристику петрографического и химического составов пород. В этих работах, согласно существующей тогда концепции К. Г. Ф. Розенбуша, комплекс пород щита был отнесен к чарнокит-мангеритовому ряду.

Следующий этап в изучении района связан с маршрутными исследованиями А. Л. Романова в 1926–1927 гг. в Лено-Хатангском междуречье и с изучением Анабарского щита экспедициями Восточно-Сибирского геологического треста, проведенными в 1932–1934 гг. под руководством Б. Н. Рожкова, Г. Г. Моора и Б. В. Ткаченко. Была покрыта значительная площадь щита и прилегающих к нему районов [211, 212]. Авторы выделили серии кристаллических сланцев, основные изверженные породы, граниты и связанные с ними жильные образования. Они отметили широкое распространение катаклазитов, милонитов и псевдотахилитов. При расчленении осадочного чехла авторы ошибочно, на основании находок водорослей, верхнепротерозойские отложения отнесли к кембрию. Г. Г. Моор [167] по результатам проведенных работ рассматривает комплекс пород Анабарского щита как чарнокитовую серию и приписывает ей магматическое происхождение.

В период интенсивного освоения Крайнего Севера основной задачей геологических организаций являлось создание собственной топливной базы. В целях установления геологического строения Лено-Хатангского междуречья и его перспектив в отношении нефтеносности в течение 1935–1942 гг.

Горно-Геологическим управлением Главсевморпути был предпринят ряд экспедиций. В 1937–1938 гг. отрядом геолога Нордвикстроя Г. Д. Аллером [91] в долине р. Котуй среди терригенных осадков перми были открыты месторождения каменного угля Горное и Каякское. В ходе этих работ была проведена маршрутная геологическая съемка масштаба 1 : 200 000, позволившая выделить здесь отложения кембрия, силура, перми, мезозоя. Сразу же вслед за этим на открытых месторождениях поставлены работы Котуйской экспедиции ГГУ ГУСМП под руководством В. Н. Кузнецова [345] и геологическая съемка масштаба 1 : 100 000 под руководством А. А. Волосатова [302]. В результате была изучена геология месторождений и доказано наличие значительных запасов каменного угля сравнительно высокого качества. Более детально месторождение Каяк разведывалось уже в 1948–1950 гг. П. П. Бентхеном и З. К. Корольковой. На левобережье р. Котуй А. А. Волосатовым впервые обнаружены щелочно-ультраосновные породы.

Примерно в это же время, в 1941–1942 гг., геологом Горно-Геологического управления Главсевморпути Ф. Г. Марковым была проведена маршрутная съемка масштаба 1 : 200 000 по меридиональному пересечению от бассейна среднего течения р. Котуйкан через Таймырский полуостров до устья р. Ниж. Таймыра. В результате этих работ в бассейне нижнего течения р. Котуй выделены средне- и верхнекембрийские, силурийские, пермские, пермо-триасовые, меловые и четвертичные отложения.

В 1943–1944 гг. сотрудниками Норильского комбината проводились маршрутные геолого-геоморфологические наблюдения в междуречье Котуя и Маймечи. Г. Г. Моор провел работы в низовье р. Котуй, а Ю. М. Шейнманн и П. С. Фомин исследовали бассейн среднего течения этой же реки, где обнаружили щелочно-ультраосновную интрузию Далбыха и массив Бор-Урях. В течение 1946–1952 гг. Г. Г. Моор и Ф. А. Старшинов неоднократно посещали бассейн нижнего течения р. Котуй с целью изучения выявленных ими щелочных и щелочно-ультраосновных интрузий Одихинча, Кугда, Немакит, Маган.

После 1945 г. возобновилось прерванное войной дальнейшее планомерное изучение геологического строения территории, с проведением геологосъемочных работ миллионного масштаба и более детальных исследований на отдельных площадях. Научно-исследовательским отделом Горно-геологического управления Главсевморпути (ГГУ ГУСМП), впоследствии реорганизованного в Научно-исследовательский институт геологии Арктики (НИИГА), а также трестом «Арктикразведка» были созданы геологосъемочные экспедиции и поисковые партии.

За 1946–1950 гг. геологосъемочными работами масштаба 1 : 1 000 000 был охвачен Анабарский массив. В них участвовали К. С. Забурдин, Л. В. Климов, М. Т. Кирюшина, А. А. Межвилк, Е. И. Подкопаев, М. И. Рабкин. В этот период были заложены основы современных представлений о геологическом строении Анабарского щита. Одновременно с этими работами, в 1946–1954 гг., средне- и мелкомасштабной геологической съемкой были охвачены площади на юге Анабарского массива и территории, его окружающие. Ее выполняли Н. А. Борщева, В. М. Басов, С. Ф. Бискэ, К. С. Забурдин, Ф. И. Иванов, В. Я. Кабаньков, М. Т. Кирюшина, Л. В. Климов, П. Ф. Медведев,

А. Н. Наумов, Я. И. Полькин, Е. И. Подкопаев, В. Е. Савицкий, Р. Ф. Соболевская, Л. П. Смирнов, С. С. Степашин, Б. В. Ткаченко.

В 1946–1949 гг. геологами НИИГА получены первые сведения по радиоактивности пород щита при комплексных аэрогеофизических работах в масштабе 1 : 500 000. Аэрогаммасъемкой и наземными рекогносцировочными геолого-радиометрическими маршрутами по долинам рек Котуйкан, Илья, Монгхоло и Меркю выявлено большое количество разрозненных радиоактивных аномалий и ряд участков с высокой гамма-активностью, сгруппированных в две зоны северо-западного простирания. В это же время продолжались маршрутные и тематические исследования на Анабарском массиве и в его обрамлении. В 1951 г. под руководством Д. С. Гантмана проводилось колонковое бурение на глубину до 400 м в приустьевом районе р. Котуй с целью выявления нефтеносности мезозойских отложений южного борта Хатангского прогиба. Материалы бурения были обработаны В. Н. Саксом, З. З. Ронкиной и Н. И. Шульгиной, после выполнения ими в 1955 г. маршрутных исследований в бассейнах нижнего и среднего течений рек Хета и Котуй.

Сотрудники НИИГА Ю. П. Баранова, С. Ф. Бискэ и С. А. Стрелков, а от ВСЕГЕИ И. И. Краснов и Г. И. Кириченко занимались маршрутными геологическими и геоморфологическими исследованиями по южной окраине площади листа. В 1951 г. Н. А. Борщева («Арктикразведка») провела геолого-геоморфологические наблюдения по р. Котуй от оз. Ессей до ее устья. В 1952–1954 гг. геологи НИИГА Я. И. Полькин и Е. Л. Бутакова исследовали междуречье Котуя и Маймечи в связи с его возможной алмазоносностью. В 1953 г. А. Л. Гроздилов выполнил маршрутные геологические исследования по рекам Мойеро, Тукалан и прилегающей к ним части р. Котуй. В 1954 г. В. Е. Савицкий и К. С. Забурдин занимались детализацией стратиграфии верхнепротерозойских и нижнепалеозойских отложений бассейна нижнего течения р. Котуй.

За 1953–1961 гг. в пределах Анабарского кристаллического массива обширные тематические петролого-геологические исследования проведены сотрудниками НИИГА А. Н. Вишневским, Е. Н. Каменевым, Б. Г. Лопатиным, Б. З. Либерзон, Е. И. Подкопаевым и М. И. Рабкиным. Основные результаты работ нашли свое отражение в монографии М. И. Рабкина [200], где комплекс пород Анабарского щита рассматривается как сложная эффузивно-осадочная толща, претерпевшая метаморфизм в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций. В 1956 г. на Межведомственном совещании по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири была принята разработанная М. И. Рабкиным сводная схема стратификации архейских образований, которая с небольшими изменениями, принятыми в 1964 г., до сих пор используется при картировании Анабарского щита.

Этап планомерной, последовательной мелкомасштабной геологической съемки завершился составлением геологами НИИГА Геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 листов R-48,49 (Оленёк) и объяснительной записки к ней под редакцией Б. В. Ткаченко [61]. Работа была выполнена В. Е. Савицким, М. И. Рабкиным, Ф. Г. Марковым, А. Л. Гроздиловым.

Во второй половине 1950-х годов приступили к составлению и подготовке к изданию геологических карт масштаба 1 : 200 000. В начале 1960-х годов

существенно расширились среднемасштабные геологосъемочные и поисковые работы с использованием материалов аэрофотосъемки, аэромагнитной и гравиметрической съемок, наземных радиометрических наблюдений, что обусловило получение более полноценных сведений о геологическом строении территории.

На большей части площади листа кондиционную геологическую съемку масштаба 1 : 200 000, сопровождавшуюся поисковыми работами, выполнили сотрудники НИИГА и ПГО «Красноярскгеология». По результатам работ была издана бóльшая часть листов Госгеолкарты-200 первого поколения. В подготовке ГК-200 принимали участие: Е. А. Барсков, М. А. Бардеева, Л. П. Беляков, Т. Л. Гольдбурт, А. Л. Гроздилов, Н. П. Голованов, В. Е. Голуев, К. К. Демокидов, К. С. Забурдин, М. Н. Злобин, А. И. Иванов, Ю. П. Куликов, Е. Н. Кутейников, Б. Н. Леонов, Б. Г. Лопатин, Б. Я. Пономарев, М. И. Рабкин, П. Г. Рысин, В. Е. Савицкий, В. П. Сафронов, Л. П. Смирнов, Б. В. Ткаченко, Н. А. Тимашков и др. В результате геологосъемочных работ, проведенных в 1960–1970-х годах, серии метаморфических пород Анабарского щита были расчленены на толщи: в составе далдынской выделены бекелехская и килегирская толщи, в составе верхнеанабарской – амбардахская, эйиминская и вюрбюрская, а в составе хапчанской – хаптасыннахская и билээх-тамахская.

В 1963–1968 гг. получены масштабные сведения по урановоносности Анабарского щита. Отрядами Анабарской партии НИИГА при проведении поисково-маршрутных исследований и геологосъемочных работ масштаба 1 : 200 000 с массовыми поисками урана [334, 381] исследовано свыше 15 тыс. км^2 площади и выделено более 200 радиоактивных аномалий. Наиболее интересные результаты были получены при проведении поисковых радиометрических работ в 1964–1965 гг. в бассейне рек Котуйкан, Меркю, Улахан-Дянака [301]. В пределах Котуйкан-Монхолинской зоны были выявлены урановые рудопроявления Меркю, Северное, Южное и др.

Проблема нефтегазоносности северной окраины Сибирской платформы и примыкающего Енисей-Хатангского регионального прогиба исследовалась в различных аспектах многими авторами. В 1958 г. вышел из печати сборник «Нефте-газоносность Севера Сибири», в котором приведены доклады И. П. Атласова, И. С. Грамберга, Р. М. Деменицкой, В. Я. Кабанькова, М. К. Калинко и др., характеризующие перспективность района в отношении нефтегазоносности с различных геологических и геофизических позиций. В 1960-х годах перспективностью нефтегазоносности осадочного чехла Анабаро-Оленёкской антеклизы занимались сотрудники НИИГА Д. В. Лазуркин, Д. С. Яшин и ВНИГРИ – К. К. Макаров. В 1974 г. сотрудниками СНИиГГИМС была выполнена обобщающая исследовательская геохимическая работа по перспективности на нефть и газ кембрийских отложений Западного Прианабарья под руководством В. М. Евтушенко [325].

Начиная с 1940-х годов в Котуй-Маймечинском районе были начаты поиски алмазов, которые впоследствии были сконцентрированы вдоль северо-восточного склона Анабарского щита. Поиски алмазов на площади листа R-48 проводили Л. К. Цывьян, М. В. Ворошилов, Ю. Н. Киселев [397].

В 1977–1978 гг. силами ПГО «Березовгеология» в пределах древних рудоносных структур проводились работы по оценке перспектив урановоносности

центральной части Анабарского щита [331]. В результате этих работ были выделены структуры, контролирующие размещение радиоактивной минерализации, – Котуйкан-Монхолинская и Харапская зоны диафтореза. Проявления урановой и уран-ториевой минерализации приурочены здесь к зонам тектонитов глубинных разрывных нарушений.

Результаты 20-летнего геологического исследования площади листа R-48 нашли свое отражение в подготовленной сотрудниками НИИГА Геологической карте R-48–(50) (Оленёк) (новая серия) и объяснительной записке к ней под редакцией Ф. Г. Маркова [35]. При составлении геологической карты использовались имеющиеся данные по рассматриваемой территории и другие опубликованные и фактические материалы по состоянию изученности на 1979 г.

После подготовки и издания Геологической карты R-48–(50) (Оленёк) (новая серия) был накоплен значительный фактический материал, полученный в результате планомерных поисково-разведочных и геологосъемочных работ. На площадях, не покрытых Государственной геологической съемкой масштаба 1 : 200 000, были проведены групповая геологическая съемка и поисковые работы на различные виды полезных ископаемых. На севере Анабарского щита на границе листов S-48, R-48 и R-49 ПГО «Красноярскгеология» была проведена групповая съемка масштаба 1 : 200 000 [346] и изданы Государственные геологические карты СССР листов R-48-XI,XII, R-49-I,II,VII,VIII, XIII,XIV. В южной части листа ПГО «Аэрогеология» была проведена групповая геологическая съемка масштаба 1 : 200 000 и поиски месторождений полезных ископаемых на площади листов R-48-XIX,XXV,XXVI,XXVII, XXVIII, XXIX,XXX [296], которые под редакцией Б. Н. Леонова были подготовлены к изданию и утверждены на НРС Роскомнедра. На площади листов R-48-XXXI–XXXIII ПГО «Аэрогеология» была проведена групповая съемка масштабов 1 : 200 000 и 1 : 50 000 и поисково-разведочные работы на алмазы [398, 399]. Одновременно на этой же площади с 1982 г. поисковые работы на алмазы проводились Полярной экспедицией, которая выполняла основной объем поисковых, буровых и опробовательских работ [400]. В работах принимали участие В. А. Исаев, Е. В. Караваева, Б. А. Катина, В. Т. Кириченко, В. В. Чернокнижников, В. Г. Черенков, А. Ф. Черенкова и др. В результате этих совместных исследований было выявлено более 100 кимберлитовых трубок и даек различных размеров и морфологии, что позволило выделить в Южном Приенабарье Харамайское кимберлитовое поле площадью около 1000 км^2. В результате этих исследований установлена слабая алмазоносность кимберлитовых тел, выполнен подсчет ресурсов. В 1985–1986 гг. С. В. Макаров и М. В. Войцеховский проводили поисковые работы на коренные месторождения алмазов на Кирбейской и Тукаланской площадях. В центральной части площади листа, а также на западе территории (в Маймеча-Котуйском междуречье) в это же время были выполнены работы по групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 с проведением поисковых работ [303, 335].

С 1971 по 1989 г. проводились поисковые работы на апатиты, флогопит, металлы платиновой группы, хризолит в пределах щелочно-ультраосновных массивов Одихинча, Маган, Ессей, Бор-Урях, Далбыха, Кугда. Работы вы-

полняли сотрудники ПГО «Красноярскгеология» и НИИГА: Е. Л. Данилин, В. В. Гирн, В. Т. Кириченко, Л. С. Егоров, В. Н. Долгова, В. А. Макаров и др.

Результатом 20-летних исследований щелочных и щелочно-ультраосновных массивов в пределах бассейна р. Котуй, содержащих концентрации редкоземельных компонентов, флогопит, апатит и железные руды, стал ряд работ Л. С. Егорова, изданных в конце 1980-х – начале 1990-х годов. Эти работы, основанные на многолетних полевых наблюдениях автора, а также исследованиях ленинградских геологов А. Г. Булаха, Л. С. Бородина, А. И. Гинзбурга, А. А. Кухаренко и др., наиболее полно охарактеризовали петрологические, геологические и генетические аспекты формирования ийолит-карбонатитового комплекса севера Сибирской платформы.

В 1983–1986 гг. коллективом авторов ВСЕГЕИ А. Я. Бергером, Н. Н. Предтеченским, М. А. Минаевой и др. подготовлена работа по стратиграфии нижнего палеозоя Сибирской платформы. В работе решены ключевые вопросы расчленения кембрийских отложений западного Прианабарья (кындынская толща переведена в ранг серии) [298].

В 1985 г. в северо-западной части Анабарского щита В. В. Зверевым (ПГО «Красноярскгеология») были проведены общие поиски рудного золота. По результатам этих работ была составлена карта прогноза масштаба 1 : 500 000 с распределениями зон, перспективных на обнаружение месторождений золота [330].

С 2003 по 2007 г. ФГУНПП «Аэрогеология» провела геолого-минерагеническое картирование западной части Анабарского щита (листы R-48-XI,XII, XVI,XVII,XXII) масштаба 1 : 200 000 [293]. В результате проведенных исследований составлен комплект карт масштаба 1 : 200 000, в том числе карта прогноза золото-уранового оруденения, посчитаны прогнозные ресурсы. В это же время, в 2005–2007 гг., А. Н. Онищенко, А. В. Молчанов (ФГУП «ВСЕГЕИ») проводили работу по оценке перспектив выявления промышленных урановых месторождений с богатыми комплексными рудами в западной части Анабарского щита. В 2007 г., по результатам многолетних исследований, А. В. Молчановым и др. была составлена прогнозно-металлогеническая на уран карта Анабарского щита масштаба 1 : 1 000 000. Западное обрамление Анабарского щита на площади развтия красноцветных отложений ильинской свиты нижнего рифея признано в работе как перспективное для выявления урановорудных объектов «типа несогласия».

Геохимическая изученность. Геохимическое изучение территории осуществлялось параллельно с проведением ГСР-200 и разномасштабными поисковыми работами. На локальных участках в незначительных количествах проводилось литогеохимическое опробование коренных пород с целью изучения и оконтуривания пунктов минерализации и рудопроявлений полезных ископаемых. В 1977–1980 гг. геологами ВСЕГЕИ были проведены тематические работы по выявлению геохимической зональности позднепротерозойско-раннепалеозойских образований чехла северной части Сибирской платформы [374]. Это была первая попытка обобщения накопленных к этому моменту данных по геохимии района. По результатам работ впервые построены схемы геохимической зональности для основных этапов развития Сибирской

платформы. Для северной части района создана обзорная геохимическая схема масштаба 1 : 10 000 000.

В 1992–1994 гг. в рамках опытно-методических работ с целью подготовки методической основы региональных минерагенических исследований Анабарского щита масштаба 1 : 500 000 комплексом геолого-геохимических методов проводилось обобщение геохимических данных. В результате выделены характерные ассоциации элементов, присущие сериям, толщам и некоторым магматитам щита. Результаты работ показали принципиальную возможность применения методов прикладной геохимии для решения задач региональной прогнозной оценки на разные виды полезных ископаемых, включая и решение задачи прогноза кимберлитовых полей.

В 2005–2006 гг. ФГУНПП «Аэрогеология» в рамках геолого-минерагенического картирования масштаба 1 : 200 000 провела геохимическое опробование по потокам рассеяния западной части Анабарского щита (листы R-48-XI, XII,XVI,XVII,XXII) и литогеохимические работы по первичным ореолам на отдельных участках.

В 2010 г. в рамках опережающих картосоставительских работ по территории севера Сибирской платформы и Таймыра, ФГУП «ИМГРЭ» была выполнена работа по оценке геохимической изученности площади листа R-48 [384]. На основе анализа собранных материалов с использованием авторской методики выявлено, что геохимическая изученность листа R-48 масштабов 1 : 1 000 000–1 : 500 000 имеет недостаточное качество на 80 % площади, а на 20 % площади качество работ неудовлетворительное. В целом, по оценке В. А. Килипко и др., только на 37,5 % площади листа R-48 материалы отвечают требованиям опережающей геохимической основы масштаба 1 : 1 000 000, на 57,5 % площади составление ГХО возможно лишь фрагментарно, а на 5 % территории материалы непригодны. В связи с этим, кондиционная геохимическая основа масштаба 1 : 1 000 000 на территорию листа R-48 отсутствует.

Геофизическая изученность. Планомерные геофизические исследования территории листа начали проводиться с середины 1950-х годов.

С 1952 по 1956 г. сотрудниками НИИГА была проведена региональная аэромагнитная съемка Анабаро-Котуйского междуречья масштаба 1 : 1 000 000 [354]. В отчете дано описание магнитных полей, характеризующих Анабаро-Оленёкскую антеклизу и ее соотношение с заснятым участком Тунгусской синеклизы и Хатангским прогибом.

В период с 1954 по 1961 г. вся площадь листа была покрыта аэромагнитной и аэрогаммаспектрометрической съемкой масштаба 1 : 200 000. Работы проводились Енисейской экспедицией Западного геофизического треста под руководством Е. А. Каспаровой [338], а на севере площади – НИИГА, под руководством Д. В. Левина [352]. Проведенные работы дали дополнительный материал для познания геологического и тектонического строения района и выявления перспектив обнаружения полезных ископаемых.

Первые крупномасштабные геофизические работы, включающие аэромагнитную и аэрогаммаспектрометрическую съемку, начались в конце 1950-х годов. В 1958 г. НИИГА провел детальную аэромагнитную съемку масштаба 1 : 50 000 в поле развития ультраосновных и щелочных пород Котуй-Майме-

чинского района [292]. В западной части Анабарского щита, на небольших участках, аэрогаммаспектрометрическая съемка масштаба 1 : 50 000 проводилась Северо-Енисейской ГЭ [323]. Результатом работ стали карты аномального магнитного поля, гамма-поля, содержаний естественных радиоактивных элементов (ЕРЭ) – урана, тория, калия, схема комплексной интерпретации. Выделены зоны региональных разломов, отмечена существенно ториевая специализация урановосных метаморфических комплексов. Параллельно с аэрогеофизическими исследованиями проводились наземные магнито- и спектрометрические работы с целью заверки радиоактивных аномалий и определения их геологической природы. В результате работ был выявлен ряд перспективных участков для дальнейших поисковых работ.

С 1960 по 1967 г. Красноярское ГУ проводило гравиразведочные работы масштаба 1 : 1 000 000. В работах принимали участие А. Н. Липкан, Я. Б. Беленький, Э. М. Яганцев, В. А. Одегов. В результате этих работ были подготовлены первые кондиционные гравиметрические карты изоаномал силы тяжести в редукции Буге с сечением изоаномал через 5 мГал.

В 1976–1982 гг. Гравиметрической экспедицией № 3 Красноярского геологического управления проводились работы по среднемасштабной гравиметрической съемке в поле развития кристаллических пород Анабарского щита и в районах выходов щелочно-ультраосновных массивов Маймеча-Котуйского междуречья. В работах принимали участие Ю. М. Шульгин, В. В. Самков, В. И. Бердников, А. П. Четвергов, Л. А. Злобина и др.

В 1982 и 1986 гг. на юго-западе площади, вдоль рек Мойеро и Котуй силами ПГО «Енисейгеофизика» проводились электроразведочные работы методами ЗСБ и МТЗ [300, 351]. В результате проведенных работ был построен геолого-геофизический разрез, в котором выявлены проводящие горизонты в отложениях ордовика, венда – нижнего кембрия, рифея и нижней части земной коры, дана оценка проводимости этих горизонтов.

Сейсморазведочные работы методами МОВ и МОГТ проводились Маймечинской 19/83-85, Котуйской 94/91-93, Чириндинской 86/89-92, Лиственичной 14/82-83 сейсмическими партиями ПГО «Енисейгеофизика» с 1982 по 1993 г. в северо-западном и юго-западном районах листа в бассейнах рек Хатанга, Мойеро и Котуй. В сейсморазведочных работах на территории листа принимали участие А. С. Ткач, А. А. Евграфов, Г. В. Безземельная, В. Е. Грабская, И. В. Корсунов. В результате работ на северо-западе листа были прослежены отражающие горизонты в триасовых, пермских и кембрийских отложениях, построены структурные карты в масштабе 1 : 100 000, выделены локальные поднятия с амплитудой до 100 м. В Мойеро-Котуйском междуречье, в пределах северо-восточного борта Эвенкийской синеклизы, были установлены устойчиво выдержанные аномально высокие мощности отложений среднего–верхнего кембрия, а также выявлено залегание отложений венда на глубинах, превышающих 6–7 км.

На территории листа R-48 в различные годы Центром «ГЕОН» проведены исследования методом обменных сейсмических волн землетрясений (МОВЗ) по профилю «Алмаз» (Олёкминск–Тарея) и наблюдения методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) по профилю «Горизонт» (Воркута–Тикси). По результатам этих исследований определены глубины залегания

кровли фундамента и поверхности Мохоровичича, а также средние значения сейсмических скоростей в пределах различных интервалов земной коры.

В 2004 г. ФГУНПП «Геологоразведка» провела подготовку опережающей геофизичекой основы масштаба 1 : 1 000 000 для листов R-47,48. Базу информационного обеспечения геофизической основы Госгеолкарты-1000/3 составили 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, хранящиеся в цифровой форме в региональных банках данных. На период создания геофизической основы по листам R-47,48 (Хатанга) в банке «Гравимаг» содержались аэромагнитные данные масштаба 1 : 200 000, среднемасштабные и мелкомасштабные гравиметрические матричные данные. Радиометрические данные в Радиоэкобанке отсутствуют.

В соответствии с «Методическим руководством…» [160] в комплект Государственной геологической карты листа R-48 включена сопровождающая база данных, которая содержит информацию по месторождениям, проявлениям полезных ископаемых; по первичным данным (описания точек наблюдений, линий геологических маршрутов, выполненных в ходе проведения полевых работ); по авторским аналитическим исследованиям и исследованиям предшественников; дистанционную основу листа с файлами привязки к полотну карты.

СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении территории листа R-48 участвуют образования архея кристаллического фундамента, терригенные и карбонатные отложения рифея, терригенно-карбонатные, карбонатные и сульфатоносные галогенные вендской, кембрийской, ордовикской, силурийской и девонской систем, терригенные и карбонатно-терригенные каменноугольной, терригенные пермской системы, терригенно-вулканогенные и эффузивные образования триасовой системы и терригенные меловой и палеогеновой систем, а также аллювиальные, элювиальные, делювиальные и ледниковые образования четвертичной системы платформенного чехла.

АРХЕЙСКАЯ АКРОТЕМА

Первый исследователь Анабарского щита О. О. Баклунд [12] дал характеристику петрографического и химического составов пород и, согласно существующей тогда концепции К. Г. Ф. Розенбуша, отнес комплекс пород щита к чарнокит-мангеритовому ряду. Г. Г. Моор [167] по результатам работ 1932–1934 гг. экспедиции Б. Н. Рожкова, Г. Г. Моора, Б. В. Ткаченко [212] рассматривает комплекс пород Анабарского щита как чарнокитовую серию и приписывает ей магматическое происхождение. В 1946–1950 гг. Научно-исследовательским институтом геологии Арктики (НИИГА) на площади щита была проведена геологическая съемка в масштабе 1 : 1 000 000, основные результаты которой были опубликованы в монографии М. И. Рабкина [200]. Комплекс пород Анабарского щита в монографии рассматривается как сложная эффузивно-осадочная толща, претерпевшая метаморфизм в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций.

Разработанная М. И. Рабкиным сводная схема стратификации архейских образований была принята в 1956 г. на Междуведомственном совещании по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири [199, 200]. В основу такого расчленения были положены вещественный состав пород, данные магнитного поля и довольно закономерное распределение пород заведомо осадочного происхождения. Относительное положение серий в разрезе рассматривалось как отражение процесса развития единой архейской геосинклинальной области с вулканогенной формацией в низах разреза (далдын-

ская серия), сменяющейся вулканогенно-терригенно-песчано-глинистой формацией (верхнеанабарская серия) и затем карбонатно-флишоидной (хапчанская серия). С гранулитовой фацией метаморфизма М. И. Рабкин [200] также связывал бескорневые тела (будины) ультрабазитов, а также гиперстеновые плагиограниты (эндербиты) и гиперстеновые граниты (чарнокиты), образованные в кульминационную фазу развития регионального метаморфизма. Эти ультрабазиты и гранитоиды обнаруживают тесную пространственную и генетическую связь с толщами верхнеанабарской и далдынской серий.

По мере поступления новых данных в схему вносились уточнения и дополнения. В частности в процессе геологосъемочных работ масштаба 1 : 200 000, проведенных в 1960–1970-е годы коллективами геологов НИИГА, ПГО «Якутскгеология», «Красноярскгеология» и «Аэрогеология», выделенные серии были расчленены на толщи: в составе далдынской серии выделены бекелехская и килегирская толщи, в составе верхнеанабарской – амбардахская, эйиминская, вюрбюрская, а в составе хапчанской – хаптасыннахская и билээх-тамахская толщи. Впоследствии образования вюрбюрской толщи на основании широкого развития в их составе высокоглиноземистых и графитсодержащих плагиогнейсов и гнейсов, линз кальцифиров, мраморов, а также характерного для хапчанской серии отрицательного магнитного поля на большей части территории развития пород этой толщи были отнесены к хапчанской серии (R-48-XVII,XVIII; XXI,XXII [219, 220]; R-48-XXIII,XXIV [90]; R-48-XXVII,XXVIII; XXIX,XXX [192, 193]).

Дометаморфический возраст супракрустальных стратифицированных образований Анабарского щита очень древний, раннеархейский и оценивается в 3,5–3,8 млрд лет. Из кристаллических пород щита были исследованы акцессорные монациты и цирконы [114]. Одна из проб монацита дала согласованный возраст по трем изотопным соотношениям U, Th, Pb, равный 3,55–3,75 млрд лет. В Иркутске в Институте земной коры АН СССР была получена Rb-Sr изохрона 3,8 млрд лет из пород далдынской серии [157]. Е. В. Бибикова с соавторами [18, 19] исследовала метамиктный призматический циркон из гиперстеновых гнейсов. Была получена дискордия 2,9–2,7 млрд лет, которая определяет возраст гранулитового метаморфизма толщ далдынской и верхнеанабарской серий. Поскольку Анабарский щит является частью обширного Восточно-Сибирского кратона, то основные этапы его эндогенной активности должны корреспондироваться с такими же этапами Алданского щита, где речь идет о раннеархейском возрасте (3,5–3,8 млрд лет) формирования стратифицированных осадочно-вулканогенных разрезов.

В последующие годы были произведены геохимические и изотопно-геохронологические исследования [5, 84, 247]. В свете полученных представлений породы Анабарского щита подразделены на метабазит-плагиогнейсовую ассоциацию, соответствующую далдынской серии с возрастом протолита 3,32 млрд лет, и собственно плагиогнейсовую, отвечающую верхнеанабарской серии с возрастом 3,2 млрд лет, с возрастом гранулитового метаморфизма серий 2,76 млрд лет, а также карбонатно-гнейсовую с дометаморфическим возрастом 2,5–2,4 млрд лет и с возрастом метаморфизма в условиях гранулитовой фации в 1,97 млрд лет, соответствующую хапчанской серии.

Вместе с тем сходные величины возраста (1,925 млрд лет) определены и для регрессивного метаморфизма амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций зон смятия, что вызывает ряд спорных вопросов, связанных с противоречивыми данными как изотопной геохронологии, так и в ряде случаев вещественного состава.

Поскольку стратиграфических совещаний по нижнему докембрию Анабарского щита не проводилось более 50 лет, районирование архейских образований выполнено на базе известных тектонических схем [24, 137, 256, 366 и др.], согласно которым в пределах Анабарского щита выделяются три разнородных по составу и строению тектонических мегаблока, разделенных зонами глубинных разломов, – Маганский, Далдынский (Центрально-Анабарский) и Хапчанский, соответствующие одноименным СФЗ.

На территории листа выделяются Маганская и северо-западная часть Далдынской СФЗ. В Маганской СФЗ развиты образования верхнеанабарской серии, представленные амбардахской и эйиминской толщами, и вюрбюрской толщи хапчанской серии; в далдынской СФЗ в пределах листа обнажаются образования килегирской толщи далдынской серии, а также амбардахской и эйиминской толщ верхнеанабарской серии.

Далдынская серия. Впервые под названием далдынской серии Л. П. Смирнов и Л. В. Климов выделили в 1948 г. комплекс пород, развитый в среднем течении р. Далдын и в верховьях р. Хатырык [200, 386], представленный в бассейне р. Далдын мезо-меланократовыми двупироксеновыми, амфибол-двупироксеновыми плагиогнейсами, а в бассейне р. Хатырык – чередованием последних с более лейкократовыми гиперстеновыми, двупироксеновыми и пироксен-амфиболовыми гнейсами и плагиогнейсами. К далдынской серии они также относили линзы кварцитов и магнетит-гранат-пироксеновые гнейсы. На площади листа далдынская серия представлена образованиями килегирской толщи в виде полосы северо-западного простирания 325°, шириной около 6 км и небольшого клиновидного блока в крайней северо-западной части выхода кристаллических пород Анабарского щита.

Килегирская толща (AR_1kl) приурочена к осевой части Бекелехского антиклинория, крылья которого сложены породами амбардахской толщи верхнеанабарской серии. Контакты ее с амбардахской толщей тектонические. Над породами килегирской толщи магнитное поле представлено сочетанием линейных аномальных зон высокой интенсивности (2000–3500 нТл) и внутренних незначительных по интенсивности (500–1000 нТл) зон положительного и отрицательного знаков. Основной объем толщи занимают двупироксеновые и гиперстеновые плагиогнейсы со слоями и линзами двупироксеновых и амфибол-двупироксеновых кристаллических сланцев, гранатсодержащих пород и ассоциирующих с ними кварцитов. Среди кристаллосланцев встречаются также линзовидные обособления амфиболитов и магнетитовых кристаллических сланцев. Преобладающее простирание пород СЗ 325°. В стратотипе далдынской серии кварциты наряду с гранатовыми плагиогнейсами характеризуют верхнюю часть разреза килегирской толщи [203].

Двупироксеновые и гиперстеновые плагиогнейсы занимают 75–85 % объема толщи. Они слагают слои и пачки мощностью от первых метров до сотен метров, представленные лейко-мезократовыми мелко-среднезернистыми по-

родами зеленовато-серого или желтовато-серого цвета. Желтовато-серый цвет обычно характерен для гиперстеновых плагиогнейсов. Структура плагиогнейсов гранобластовая, текстура гнейсовая. Главные породообразующие минералы: полисинтетически сдвойникованный плагиоклаз $an_{35–60}$ (35–70 %), светло-коричневый с резким плеохроизмом гиперстен $fs_{48–57}$ (3–20 %), бледно-зеленый салит $fs_{45–51}$ (2–15 %) и кварц (до 40 %); не более 2–3 % занимают магнетит, апатит, сфен, циркон. Ассоциирующие с ними двупироксеновые кристаллические сланцы выделяются более темной окраской, более массивным сложением, содержанием темноцветных минералов не ниже 30–40 % и более высокой основностью плагиоклаза ($an_{55–65}$). В мигматизированных плагиогнейсах и кристаллических сланцах до 15–25 % составляет антипертитовый, реже решетчатый микроклин, присутствуют коричневато-зеленая роговая обманка $hbl_{fe55–65,}$ замещающая моноклинный пироксен, содержание которой в кристаллических сланцах может составлять более 20 %, а также буровато-коричневый биотит (до 3–5 %), развивающийся по гиперстену. Из акцессорных минералов наиболее распространенными являются магнетит, апатит и циркон.

В целом основные кристаллические сланцы занимают до 10 % килегирской толщи, слагая слои и пачки мощностью до 15–20 м и протяженностью до сотен метров и первых километров. По составу представлены двупироксеновыми, амфибол-двупироксеновыми и реже гиперстеновыми и салитовыми. Породы мелко-, реже среднезернистые с преобладающей гранобластовой структурой и массивной или слабо выраженной гнейсовидной текстурой. Минеральный состав кристаллосланцев (%): плагиоклаз $an_{40–60}$ (5–45), гиперстен fs_{52} (10–40), салит (10–20), зеленовато-бурая роговая обманка (2–30), биотит (0–10), магнетит (2–5). Из акцессорных минералов преобладают апатит и ортит.

Гранатсодержащие породы представлены гранатовыми, биотит-гранатовыми, гиперстен-гранатовыми плагиогнейсами, гнейсами и кристаллическими сланцами. Суммарно они занимают менее 10 % объема пород толщи, слагая пачки мощностью от первых десятков метров до 150 м. Это светлые, в основном розовато-серые средне- и крупнозернистые породы с гранобластовой и порфирогранобластовой структурами и гнейсовидной текстурой. В их состав постоянно входят гранат пироп-альмандинового ряда al_{fe77} (5–65 %), плагиоклаз $an_{30–50}$ (10–60 %), кварц (3–45 %) и биотит $bt_{fe30–52}$ (0,5–7 %). В гранатсодержащих пироксеновых гнейсах содержание гиперстена fs_{50} достигает 10–15 %, салита fs_{52} – 25 % и роговой обманки – 10 %. Постоянно присутствуют сфен, геденбергит, рудные минералы, в качестве акцессорных – апатит и циркон.

Амфиболиты пользуются достаточно широким развитием. Это обычно зеленовато-черные массивные породы средне-крупнозернистого строения. Структура их гранобластовая, участками гипидиоморфнозернистая. Характерной особенностью амфиболитов является постоянное присутствие салита (до 8–10 %) и иногда гиперстена (до 2–3 %). Главными породообразующими минералами являются плагиоклаз $an_{52–70}$ (10–55 %) и темная коричневато-зеленая роговая обманка $hbl_{fe55–63}$ (35–85 %) обычно сросшаяся с салитом. В мигматизированных разностях присутствуют кварц и биотит. В качестве су-

щественной примеси в некоторых разновидностях встречается гранат. Из акцессорных минералов присутствуют магнетит, сфен, апатит, рутил, циркон.

Кварциты слагают быстро выклинивающиеся линзовидные выделения мощностью от первых метров до нескольких десятков и первых сотен метров среди гранатсодержащих гнейсов. Кварциты имеют большей частью светло-серую окраску с зеленоватым или розоватым оттенками, массивную или гнейсовидную текстуру; структура гранобластовая, кварцитовидная, реже кварцитовая. Основная масса породы (более 70 %) сложена кварцем в виде неправильно-линзовидных или изометричных зерен с извилистыми или зубчатыми ограничениями и волнистым угасанием. Во всех разностях кварцитов встречается плагиоклаз, но содержание его обычно не превышает первых процентов; в кварцитогнейсах содержание плагиоклаза может достигать 30–40 %. Также постоянно присутствует биотит, слагающий мелкие чешуйки с неровными ограничениями и с отчетливым плеохроизмом от бурого до бледно-желтого. Гранат бесцветный или бледно-розовый, обычно мелкий и нередко с хорошей кристаллографической огранкой. Встречается вместе с биотитом, суммарное содержание с которым не превышает 3 %. В кварцитогнейсах до 20–30 % составляют калиевые полевые шпаты. Постоянно присутствуют акцессорные магнетит, рутил, циркон и монацит.

Магнетитовые кристаллические сланцы в основном мелкозернистые темно-серого или почти черного цвета с массивной текстурой и гранобластовой структурой. По минеральному составу выделяются кварц-магнетитовые, кварц-пироксен-магнетитовые и пироксен-магнетитовые. В количественно-минеральном составе магнетитовых кристаллических сланцев магнетит занимает 40–70 %, кварц 15–50 %, салит до 30 %, также в количествах до 10–20 % могут присутствовать альмандин, плагиоклаз, гиперстен. Из акцессорных встречаются апатит и циркон.

Наиболее древний возраст килегирской толщи установлен в двупироксеновых кристаллических сланцах на площади листа R-49, в верховьях р. Налим-Рассоха [68], где раннеархейские цирконы с осцилляторной зональностью в ядерных частях по отношению $^{206}Pb/^{238}U$ дают диапазон возрастов 3570–3247 млн лет. Эти же зерна по отношению $^{207}Pb/^{206}Pb$ имеют наиболее древний возраст – 3777–3442 млн лет. Кроме того, линия дискордии дает верхнее пересечение 3924 ± 24 млн лет. Наиболее древний циркон автором интерпретируется как ксеногенный, поскольку имеет возраст древнее Nd-модального возраста протолита 3,65 млрд лет.

Видимая мощность килегирской толщи в осевой части Бекелехского антиклинория на площади листа предположительно составляет 1,5–2,0 км.

Верхнеанабарская серия. Впервые верхнеанабарская серия была выделена в 1947 г. М. И. Рабкиным [198] в верховьях р. Анабар, где представлена лейко- и мезократовыми гиперстеновыми плагиогнейсами, содержащими в переменных количествах салит и амфибол, и в резко подчиненных количествах – меланократовыми пироксеновыми гнейсами и кристаллическими сланцами.

В пределах листа R-48 верхнеанабарская серия занимает основную часть площади щита. В Далдынской СФЗ она слагает крылья Бекелехского антиклинория и Монхолинский антиклинорий. В Маганской СФЗ слагает Маган-

ский антиклинорий и крылья Вюрбюрского и Чопкинского синклинориев, а также Коялахский антиклинорий. Магнитное поле над породами верхнеанабарской серии знакопеременное с амплитудами до 1500–2000 нТл. Граница далдынской и верхнеанабарской серий устанавливается на местности по исчезновению значительного количества метабазитов, а также кварцитов и по появлению отдельных прослоев карбонатных пород. В Далдынской и Маганской СФЗ верхнеанабарская серия представлена амбардахской и эйиминской толщами.

Амбардахская толща (AR_1am) в Далдынской СФЗ слагает крылья Бекелехского антиклинория и осевую часть Монхолинского антиклинория, в Маганской СФЗ – Маганский и Коялахский антиклинории.

На крыльях Бекелехского антиклинория образования толщи слагают полосу северо-восточного простирания шириной более 10 км, смяты в серию различно эродированных линейных синклинальных и антиклинальных складок разных порядков, нередко осложненных разрывными нарушениями. Состав толщи относительно однородный. Основной объем ее (около 80–90 %) слагают двупироксеновые, гиперстеновые и биотит-амфибол-двупироксеновые плагиогнейсы и гнейсы, слагающие тела мощностью от первых сантиметров до нескольких метров с прослоями 0,1–1,0 м двупироксеновых кристаллических сланцев, занимающих около 3–5 % объема толщи. Участками плагиогейсы мигматизированы. Остальную часть объема толщи слагают гранатовые, гранат-двупироксеновые, гиперстен-гранатовые и биотит-гранатовые гнейсы и плагиогнейсы, слагающие пачки мощностью до 50–200 м. Изредка встречаются линзы флогопитсодержащих кальцифиров и магнетитовых пироксеновых кристаллических сланцев. В крайней юго-западной части породы амбардахской толщи через систему глубинных разломов вовлечены в Котуйкан-Монхолинскую зону диафтореза: подвержены катакластическому и регрессивному биотит-амфиболовому метаморфизму. Мощность амбардахской тощи в Бекелехском антиклинории в пределах листа не превышает 2,5 км.

В осевой части Монхолинского антиклинория амбардахская толща слагает полосу шириной около 10 км северо-западного простирания 325–330°. Как и на крыльях Бекелехского антиклинория, она сложена гиперстеновыми и двупироксеновыми плагиоогнейсами и гнейсами с линзами пироксеновых и магнетитовых кристаллических сланцев. Кроме того, в небольшом количестве встречаются породы с гранатом и с повышенной магнезиальностью. Общая принимаемая для толщи в Монхолинском антиклинории мощность, видимо, не превышает нескольких сот метров.

В Коялахском антиклинории полоса пород амбардахской толщи с максимальной шириной до 15–17 км протягивается в субмеридиональном направлении в верховье р. Дегде, на правобережье она меняет простирание на северо-западное и резко выклинивается вдоль восточного контакта Краевого массива билляхского комплекса. В западной и южной частях амбардахская толща перекрывается терригенными образованиями ильинской свиты нижнего рифея. В составе толщи основной объем занимают гиперстеновые и двупироксеновые плагиогнейсы; характерно сравнительно высокое содержание

пироксеновых кристаллических сланцев. Гранатсодержащие плагиогнейсы имеют весьма ограниченное распространение.

Наиболее крупный выход амбардахской толщи представлен в Маганском антиклинории, в верховьях рек Дегде, Илья и его левых притоков, а также в верховье р. Бол. Куонамка, где ее породы слагают дугообразную полосу в целом северо-западного простирания шириной от 13–14 км в северной части до 35–37 км на юге, ограниченную с обеих сторон региональными глубинными разломами. На севере образования амбардахской толщи перекрываются терригенными образованиями ильинской свиты нижнего рифея, на юге – сульфатно-карбонатными старореченской свиты вендской системы. Породы толщи деформированы многочисленными разрывными нарушениями, вдоль которых нередко в виде узких полос выведены на дневную поверхность породы эйиминской толщи, вероятно, слагающие узкие синклинальные складки более высоких порядков. В Маганском антиклинории породы толщи имеют заметно более однородный и меланократовый состав. Преимущественно они сложены мелко-среднезернистыми гиперстеновыми и двупироксеновыми плагиогнейсами, а также амфибол-пироксеновыми гнейсами и плагиогнейсами с гранобластовой структурой и гнейсовидной текстурой. Количество двупироксеновых или амфибол-двупироксеновых кристаллосланцев участками возрастает до 15–20 %. Последние совместно с пироксеновыми плагиогнейсами слагают местами пачки мощностью до 1 км и протяженностью более 10 км. В северной и особенно в южной части полосы породы амбардахской толщи подвержены мигматизации и гранитизации.

Пироксеновые гнейсы и плагиогнейсы обладают мелкозернистым строением, гранобластовой и гетерогранобластовой структурами и гнейсовидной текстурой. Их минеральный состав довольно постоянен, но со значительными колебаниями в количественных соотношениях отдельных минералов: плагиоклаз $an_{30–50}$ (25–50 %), в гранитизированных разностях основность и содержание плагиоклаза заметно уменьшается, кварц (5–20 %), калиевый полевой шпат представлен главным образом пертитовым ортоклазом. Темноцветные минералы обычно концентрируются в виде обособленных прослоев и линз. Гиперстен $fs_{46–48}$ (1–25 %) обладает высоким преломлением и двупреломлением и заметным плеохроизмом, салит $fs_{43–52}$ занимает до 10–15 %, в мигматизированных разностях присутствует коричневато-зеленая роговая обманка $hbl_{fe43–46,}$ замещающая салит. Гнейсы содержат также биотит (1–3 %), магнетит (2–7 %), акцессорные апатит, сфен, циркон, монацит. В мигматизированных и гранитизированных разновидностях до 15–20 % в составе пород занимает решетчатый микроклин и пертитовый ортоклаз, а также увеличивается содержание кварца. Кристаллические сланцы обычно обладают массивной текстурой и преобладанием темноцветных минералов (гиперстена, салита и роговой обманки).

Основные кристаллические сланцы занимают не более 10 % объема толщи, слагая линзовидные слои и пачки мощностью до 10–15 м и протяженностью до первых километров. Это обычно мелкозернистые, реже среднезернистые массивные породы с гранобластовой структурой. В их составе плагиоклаз $an_{55–60}$ занимает не более 30–45 %, гиперстен fs_{57} до 40–45 %, салит fs_{34} до 30–35 %, зеленовато-коричневая роговая обманка hbl_{fe41} до 30 %, биотит не

более 10 % и магнетит 2–5 %. Из акцессорных минералов чаще встречается апатит.

Среди гранатсодержащих пород наиболее распространены биотит-гранатовые и биотит-гиперстен-гранатовые плагиогнейсы и гнейсы. Их минеральный состав подвержен значительным колебаниям: плагиоклаз $an_{51–60}$ (30–60 %), кварц (10–35 %), калиевый полевой шпат (5–35 %), гранат пиропальмандинового ряда $al_{fe63–65}$ (до 25 %), биотит $bt_{fe30–35}$ до 18–12 %, гиперстен до 10–12 %. Изредка могут присутствовать силлиманит и кордиерит. Акцессорные минералы – магнетит, апатит, сфен, циркон, монацит.

Магнетитсодержащие кристаллические сланцы слагают маломощные линзы и слои протяженностью до 150–200 м. В их минеральный состав входят (%): магнетит (10–35), кварц (5–7), гиперстен (5–20), салит (0–5), также присутствуют плагиоклаз, калиевый полевой шпат, биотит и амфибол. Акцессорные минералы – апатит и циркон.

Из гиперстеновых плагиогнейсов, биотит-амфибол-двупироксеновых гнейсов и мигматитов амбардахской толщи юго-западного крыла Бекелехского антиклинория, на правом склоне р. Котуйкан в бассейне нижнего течения р. Болдоно, были отобраны четыре пробы. На SHRIMP II из отобранных проб было проанализировано 46 зерен цирконов. Наиболее древнее значение получено по ядру циркона из пробы 2008/1 гиперстеновых плагиогнейсов – 3833 ± 20 млн лет по отношению $^{206}Pb/^{238}U$, а по отношению $^{207}Pb/^{206}Pb$ – 3723 ± 5 млн лет. Из ядер 6 зерен из этой пробы получены в разной степени дискордантные значения с возрастом 3240–3385 млн лет. Линия дискордии дает верхнее пересечение 3376,5 ± 9,1 млн лет. Nd-модельный возраст гиперстенового плагиогнейса T (DM) – 3236, T (DM-2) – 3911 млн лет. Остальные цирконы датируют главным образом время гранулитового метаморфизма, а также процессы ультраметаморфизма.

Мощность амбардахской толщи достигает 4,0–4,5 км.

Эйиминская толща (AR_1em). В Далдынской СФЗ образования эйиминской толщи слагают крылья Монхолинского антиклинория, в Маганской СФЗ – восточное крыло Маганского антиклинория, а также восточные крылья Коялахского антиклинория и Чопкинского синклинория.

Наиболее полные и детально изученные разрезы эйиминской толщи вскрываются в Монхолинском и Маганском антиклинориях. На восточном крыле Маганского антиклинория образования эйиминской толщи слагают полосу северо-западного простирания, прослеживающуюся вдоль всего выхода кристаллических пород Анабарского щита. Ширина полосы – около 4–5 км в центральной части с расширением до 13–15 км на юге, где толща перекрывается сульфатно-карбонатными отложениями старореченской свиты вендской системы, и до 20–25 км на севере, где перекрывается терригенными отложениями ильинской свиты нижнего рифея. В Монхолинском антиклинории образования эйиминской толщи слагают его крылья, ограниченные на северо-востоке глубинными разломами Котуйкан-Монхолинской зоны диафтореза, а на юго-западе – Ламуйкской зоны диафтореза. На севере выходы эйиминской толщи по глубинному дугообразному разлому срезаются выходами пород вюрбюрской толщи хапчанской серии. Образования эйиминской толщи, слагающие восточное крыло Маганского антиклинория и крылья

Монхолинского антиклинория, обладают сходными чертами строения и состава. Они имеют тектонические границы, осложнены изоклинальными складками и системами разрывных нарушений.

Интенсивные процессы мигматизации проявлены в северной части выхода эйиминской толщи на восточном склоне Маганского антиклинория, где на р. Илья наблюдается чередование мигматизированных амфиболовых, гиперстен-амфиболовых и биотит-амфиболовых гнейсов с гиперстеновыми и двупироксеновыми плагиогнейсами и с редкими линзовидными прослоями двупироксеновых кристаллических сланцев [64]. Особенно широко явления ультраметаморфизма проявлены в эйиминской толще в южных частях как Монхолинского, так и Маганского антиклинориев, где мигматиты с высоким содержанием жильного кварцевого материала слагают зоны шириной до первых километров. В отдельных тектонических блоках пироксеновых плагиогнейсов широко проявлены гранитизация и порфиробластовая калишпатовая мигматизация [192].

В восточном крыле Коялахского антиклинория эйиминская толща испытала интенсивные тектонические дислокации, сопровождавшиеся катаклазом, милонитизацией и смятием, и сохранилась лишь в отдельных тектонических блоках. Все границы толщи на восточном склоне Коялахского антиклинория – тектонические.

На восточном крыле Чопкинского синклинория, как и на восточном склоне Коялахского антиклинория, основной объем эйиминской толщи занимают гиперстеновые и двупироксеновые гнейсы и плагиогнейсы, слагающие пачки сложно перемежающихся слоев мощностью от нескольких сантиметров до первых десятков метров, включающие маломощные линзовидные тела пироксеновых кристаллических сланцев. Судя по отдельным частным разрезам, характерно сравнительно высокое содержание гранатовых и высокоглиноземистых гнейсов и плагиогнейсов и более широко проявлены процессы мигматизации и гранитизации пород.

По заключению М. Н. Злобина, П. Г. Рысина, Ю. П. Куликова [90, 118, 220], эйиминская толща, по сравнению с амбардахской, сложена более разнообразными породами: гиперстеновыми и двупироксеновыми плагиогнейсами, кристаллическими сланцами и гранатсодержащими породами, иногда с графитом, высокоглиноземистыми породами, изредка линзами кварцитов. Породы подверглись гранитизации в позднем архее и затем в раннем протерозое. Интенсивная раннепротерозойская гранитизация проявилась в образовании послойных мигматитов, теневых и реоморфических гранитов.

Преобладающими породами эйиминской толщи являются лейко-, мезо- и почти меланократовые гиперстеновые и двупироксеновые плагиогнейсы, составляющие до 80 % ее объема. Преобладающая структура плагиогнейсов гранобластовая, на участках катаклаза – бластокатакластическая, текстура гнейсовидная, полосчатая. В состав плагиогнейсов входят (%): плагиоклаз $an_{24–30}$ (55–65), кварц (10–20), калиевый полевой шат (2–5), преимущественно в виде антипертитовых вростоков в плагиоклазе, гиперстен $fs_{45–52}$ (2–12), салит $fs_{35–37}$ (0–15), биотит bt_{fe47} – в десятых долях процента. Акцессорные минералы – магнетит, апатит, циркон, монацит. В гранитизированных разностях

плагиогнейсов содержание калиевого полевого шпата достигает 30 %, кварца – 35 %, биотита bt_{fe45} – 3–12 %.

Кристаллические сланцы слагают слои и пачки мощностью от 2–3 до 10–25 и в единичных случаях до 100–200 м, протяженностью от первых сотен метров до первых километров, занимая около 8–10 % объема толщи. Они представлены двупироксеновыми, гиперстеновыми и салитовыми разностями, на участках гранитизации в их составе присутствуют роговая обманка и биотит. В минеральный состав кристаллосланцев входят: плагиоклаз $an_{40–70}$ (25–35 %), гиперстен $fs_{39–45}$ (0–30 %), салит fs_{35} (0–15 %), роговая обманка hbl_{fe53} (0–35 %), биотит bt_{fe46} (0–5 %), магнетит (2–5 %). Акцессорные минералы – апатит и циркон. В гранитизированных разновидностях появляются микроклин и кварц.

Гранатсодержащие породы представлены в основном биотит-гранатовыми и в меньшей мере гранат-гиперстеновыми и гранат-двупироксеновыми плагиогнейсами и гнейсами. Они слагают слои и пачки мощностью от первых метров до 150 м, нередко переслаивающиеся с гиперстеновыми и двупироксеновыми плагиогнейсами. Преобладающие структуры – гранобластовая и пойкилогранобластовая, текстура линзовидно-полосчатая. В их состав входят (%): плагиоклаз $an_{33–50}$ (40–60), пертитовый ортоклаз (0–20), гранат пироп-альмандинового ряда $al_{fe57–69}$ (7–25), гиперстен $fs_{47–53}$ (0–20), биотит $bt_{fe42–50}$ (3–10). Изредка присутствуют силлиманит и кордиерит (до 1–6), а также шпинель. Акцессорные минералы – магнетит, циркон, рутил, монацит. С гранатсодержащими плагиогнейсами на отдельных участках ассоциируют графитсодержащие гнейсы.

Высокоглиноземистые гнейсы и плагиогнейсы почти всегда связаны с гранатовыми породами, среди которых слагают слои и пачки мощностью от 3–6 до 30–70 м, прослеживаясь на сотни метров и первые километры. По составу среди них выделяются гранат-силлиманит-кордиеритовые, биотит-гранат-кордиеритовые и гранат-биотит-силлиманитовые гнейсы и плагиогнейсы. В их минеральный состав входят (%): плагиоклаз $an_{25–35}$ (25–30), кварц (10–30), ортоклаз или микроклин (2–15), кордиерит $co_{fe15–17}$ (0–15), силлиманит (0–25), гранат пироп-альмандинового ряда $al_{fe63–82}$ (5–20), биотит $bt_{fe44–50}$ (1–8), гиперстен fs_{40} (0–85). Акцессорные минералы – рутил, магнетит, ильменит, апатит, циркон, монацит, ортит.

Кварциты образуют линзы мощностью 0,5–10 м и протяженностью от первых метров до 1–1,5 км преимущественно среди гранатсодержащих гнейсов и плагиогнейсов. Это почти мономинеральные породы, изредка содержащие гранат и силлиманит. В их составе содержание кварца достигает 90 %, также могут присутствовать гранат (3–20 %), силлиманит (0–10 %), магнетит (1–5 %), калиевый полевой шпат (3–10 %), биотит (1–5 %), из акцессорных минералов установлены рутил, ильменит, циркон. Наряду с ними изредка присутствуют гиперстен-магнетитовые кварциты, в составе которых (%): кварц 45–55, магнетит 30–35 и гиперстен 15–20, нередко также присутствует салит.

Мощность эйиминской толщи на площади Далдынской и Маганской СФЗ составляет не менее 3,5–5,0 км.

Хапчанская серия. Впервые была описана в 1947 г. Б. В. Ткаченко по материалам М. Н. Злобина и Ф. И. Иванова [200]. В составе серии в северо-восточной, восточной и юго-восточной частях щита выделялись гранатовые, биотит-гранатовые, биотит-гранат-гиперстеновые и, реже, гранат-силлиманитовые гнейсы, мраморы, диопсид-скаполитовые породы, амфиболиты и диопсидовые плагиогнейсы. По стратиграфической схеме НИИГА и в соответствии с Междуведомственным совещанием по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири [260] хапчанская серия завершает разрез анабарского архея. На площади листа хапчанская серия, представленная вюрбюрской толщей, впервые детально была исследована Б. Г. Лутцем [136].

Вюрбюрская толща (AR_2vr) в Маганской СФЗ слагает Чопкинский синклинорий в Чурбукулахской зоне диафтореза и Вюрбюрский синклинорий в пограничной зоне Маганского и Центрально-Анабарского мегаблоков. Границы вюрбюрской толщи с нижнеархейскими породами тектонические.

В Чопкинском синклинории, расположенном в центральной части Чурбукулахской зоны смятия, кристаллические породы вюрбюрской толщи слагают ряд небольших тектонических блоков, вытянутых в субмеридиональном направлении вдоль р. Маган. Они, как правило, сильно перемяты, катаклазированы, милонитизированы и мигматизированы. С запада и востока тектонические блоки сопряжены с антиклинальными структурами, сложенными эйиминской толщей верхнеанабарской серии. На юго-западе выходы пород вюрбюрской толщи срезаются системой разрывных нарушений Чурбукулахской зоны смятия. Основным критерием для выделения вюрбюрской толщи послужило наличие в ее составе кальцифиров, по появлению которых проводится граница с эйиминской толщей. Основной объем толщи примерно в равных соотношениях занимают сложно переслаивающиеся гиперстеновые и двупироксеновые плагиогнейсы с мощностью слоев от нескольких сантиметров до нескольких метров. В подчиненном количестве присутствуют кристаллические сланцы, гранатсодержащие гнейсы и плагиогнейсы, а также кальцифиры, составляющие вместе около 20 % объема толщи. Двупироксеновые кристаллические сланцы образуют мелкие линзы среди плагиогнейсов, в редких случаях мощностью до нескольких метров. Гранатсодержащие породы слагают прерывистые слои мощностью до нескольких метров и протяженностью до 1,0–1,5 км с постепенными переходами в пироксеновые плагиогнейсы. Кальцифиры слагают среди гранатовых гнейсов линзовидные тела мощностью до 4 м и протяженностью до нескольких десятков метров, изредка мощностью до 15 м, прослеживающиеся на сотни метров.

По минеральному составу и структурно-текстурным особенностями пироксеновые плагиогнейсы и кристаллические сланцы, а также гранатсодержащие породы фактически не отличаются от аналогичных пород эйиминской толщи Коялахского антиклинория. Характерной составной частью вюрбюрской толщи являются кальцифиры, выделяющиеся грубополосчатым или массивным обликом и светло-розовым, розовато-серым или зеленовато-серым цветом. Основной состав кальцифиров составляет карбонат (60–90 %), в разных количествах и в разных соотношениях присутствуют диопсид, скаполит, форстерит, флогопит. В незначительных количествах также встречаются полевой шпат, сфен, шпинель, графит, рудные минералы. В отдельных

разновидностях до 20–30 % составляет форстерит fa_8, представленный округлой формы зернами размером до 2 мм, частично или полностью серпентинизированными. Флогопит занимает не более 2–3 %, слагая пластинки и чешуйки размером 0,5–0,7 мм.

Максимальная видимая мощность вюрбюрской толщи в пределах наблюдаемых тектонических блоков не превышает 1 км.

Образования вюрбюрской толщи в одноименном синклинории слагают полосу северо-западного простирания, протягивающуюся от верхних течений левых притоков р. Кукусунда на юге, где они перекрываются сульфатно-карбонатными отложениями старореченской свиты вендской системы, до приустьевой части р. Вюрбюр, где перекрываются терригенными образованиями ильинской свиты нижнего рифея и местами раннепротерозойскими корами выветривания. Общая протяженность полосы выходов пород вюрбюрской толщи составляет 160–180 км при весьма изменчивой ширине: от 5–8 км в центральной части до 15 км на юге и более 20 км на севере. Границы тектонические. На западе вюрбюрская толща граничит с эйиминской, а на востоке – с диафторитами ламуйкской зоны и далее по Меркюнскому разлому северо-восточного простирания срезает образования эйиминской толщи Монхолинского антиклинория.

В нижней части разреза толщи преобладают гиперстеновые и двупироксеновые плагиогнейсы с резко подчиненными слоями и пачками салитовых плагиогнейсов, биотит-гранатовых гнейсов и кальцифиров. В его верхней части широко представлены салитовые плагиогнейсы, весьма характерны биотит-гранатовые гнейсы и плагиогнейсы, кальцифиры, реже встречаются гиперстеновые и двупироксеновые гнейсы и плагиогнейсы. Породы нижней части разреза толщи ясно выделяются на западном крыле Вюрбюрского синклинория, где они слагают полосу шириной около 3–4 км, контактируя с эйиминской толщей по мощной субмеридиональной зоне катаклаза и милонитизации. В южном направлении породы вюрбюрской толщи попадают в зону интенсивной блоковой тектоники и регрессивного метаморфизма Ламуйкской зоны диафтореза.

В пределах Вюрбюрского синклинория породы вюрбюрской толщи были детально изучены Б. Г. Лутцем [136] на протяжении 150 км, от р. Арбын на севере до верховьев р. Илья на юге. Во всех пересечениях отмечаются тектонические контакты с эйиминской толщей. Наиболее представительный разрез описан на правобережье нижнего течения р. Лабастах, в 10 км к юго-востоку от ее слияния с р. Вюрбюр. Здесь с северо-востока на юго-запад вкрест простирания в глыбовых развалах и коренных выходах снизу вверх по разрезу отмечена следующая последовательность пород.

1. Катаклазированные и милонититизированные меланократовые гиперстеновые кристаллические сланцы и плагиогнейсы ..... 50 м
2. Переслаивание кальцифиров с гиперстеновыми, двупироксеновыми, биотит-гранатовыми и гранат-гиперстеновыми плагиогнейсами ..... 400 м
3. Салитовые плагиогнейсы с многочисленными прослоями (1–20 м) гранат-биотитовых гнейсов ..... 400 м

4. Амфиболизированные пироксеновые кристаллические сланцы с прослоями (5–30 м) гиперстеновых плагиогнейсов и магнетитовых кристаллосланцев ..... 270 м

5. Мезократовые и лейкократовые биотит-гранатовые, гранат-гиперстеновые, гиперстен-гранатовые гнейсы с прослоями (10–40 м) салитовых гнейсов ..... 350 м

6. Гиперстеновые плагиогнейсы с прослоями (5–10 м) лейкократоых гиперстен-гранатовых, гранат-биотитовых и салитовых гнейсов ..... 350 м

7. Гиперстеновые плагиогнейсы, частично амфиболизированные ..... 250 м

8. Диопсидовые кальцифиры ..... 10 м

9. Интенсивно мигматизированные клинопироксеновые гнейсы ..... 200 м

10. Диопсидовые кальцифиры 50 м

11. Интенсивно мигматизированные клинопироксеновые гнейсы ..... 50 м

12. Мезократовые биотит-гранатовые и гиперстен-гранатовые гнейсы ..... 15 м

13. Гиперстеновые плагиогнейсы и кристаллические сланцы, частично мигматизированные и амфиболизированнные ..... 180–200 м

14. Интенсивно мигматизированные гиперстеновые и двупироксеновые плагиогнейсы, прослои мезократовых и лейкократовых гранат-биотитовых и гранат-гиперстеновых гнейсов, среди которых встречаются мелкие тела аляскитовых гранитов ..... 650 м

Общая мощность изученной части разреза – более 3200 м.

Гиперстеновые и двупироксеновые плагиогнейсы являются преобладающими породами в составе вюрбюрской толщи, составляя 60–70 % объема, слагая слои и пачки мощностью от десятков метров до 500–700 м. От плагиогнейсов эйиминской толщи отличаются более основным составом плагиоклаза и постоянным присутствием графита. Минеральный состав плагиогнейсов (%): плагиоклаз $an_{35–45}$ (60–70) нередко антипертитовый и по краям мирмекитизированный, гиперстен $fs_{37–44}$ (2–12), салит $fs_{23–32}$ (0–15), пертитовый ортоклаз (0–4), графит (до 4), магнетит (1–3), рутил (до 2). Из акцессорных минералов присутствуют апатит, циркон, монацит, ортит. В мигматизированных разностях появляется биотит (до 3 %), амфибол $hbl_{fe43–50}$ (до 10 %) и калиевый полевой шпат. Присутствуют двупироксеновые, гиперстеновые и салитовые кристаллические сланцы, по составу и структурным особенностям аналогичные развитым в эйиминской толще Маганского антиклинория.

Гранатсодержащие гнейсы и плагиогнейсы слагают слои и пачки мощностью от первых метров до 100–200 м и протяженностью до первых десятков километров среди гиперстеновых плагиогнейсов. В их минеральный состав входят (%): плагиоклаз $an_{35–50}$ (3–50), кварц (15–30), калиевый полевой шпат (до 3, в мигматизированных разностях до 25), гранат пироп-альмандинового ряда $al_{fe67–76}$ (2–15), гиперстен (3–20), биотит bt_{fe40} (3–15), графит (до 7). Из акцессорных минералов присутствуют апатит, циркон, монацит.

Высокоглиноземистые гнейсы и плагиогнейсы слагают слои мощностью 1–15 м и протяженностью до 5 км. По составу это биотит-гранатовые породы с гранобластовой, часто бластокластической или лепидобластовой структурой с повышенным содержанием силлиманита, реже кордиерита. В их состав (%) входят: плагиоклаз $an_{30–32}$ (5–35), в артеритовых мигматитах калиевый полевой шпат (до 35), кварц (20–35), силлиманит (0–30), кордиерит $co_{fe15–17}$ (0–40), гранат пироп-альмандинового ряда $al_{fe60–67}$ (2–35), биотит bt_{fe56} (0–35), гиперстен (0–10), графит (0–10), шпинель (до 5), рутил (до 3), магнетит и

ильменит (1–3). Из акцессорных минералов постоянно встречаются апатит, циркон, монацит, ортит.

Кальцифиры слагают линзы и пачки мощностью от дециметров до 50–80 м, составляя 5–10 % объема толщи. Это среднезернистые массивные или грубополосчатые породы с гранобластово-мозаичной структурой в сочетании с гетеробластовой и пойкилобластовой. Минеральный состав кальцифиров (%): карбонат (40–60), скаполит (15–50), диопсид (5–15), гроссуляр (1–3); реже встречаются кальцифиры с форстеритом fa_{7-8}, обычно замещенным серпентином. На участках гранитизации в составе кальцифиров присутствуют кварц, калиевые полевые шпаты. Из акцессорных минералов чаще встречаются сфен, апатит, магнетит.

Кварциты имеют подчиненное значение, встречаются редко, слагая линзы мощностью до 1–2 м, прослеживающиеся на десятки и первые сотни метров. Обычно ассоциируют с высокоглиноземистыми породами. В их составе нередко присутствуют гранат, силлиманит и магнетит.

В северной части вюрбюрского синклинория из плагиогнейсов и гнейсов вюрбюрской толщи правого и левого склонов р. Котуйкан (нижнее течение рек Арбын и Сон-Юрях) были отобраны четыре пробы, из которых проанализировано на SHRIMP-II 59 зерен циркона. Усредненный дометаморфический возраст вюрбюрской толщи по результатам U-Pb датирования определен в 2,8–2,6 млрд лет.

Наиболее древний возраст по ядрам зерен циркона получен в пробе 1044/2, отобранной из амфибол-биотитового плагиогнейса в устье р. Арбын. Конкордантное значение по 5 ядрам 2864 ± 9 млн лет, по 10 точкам построена дискордия с верхним пересечением 2868 ± 13 млн лет. Nd-модельный возраст плагиогнейса T (DM) – 2663 млн лет, T (DM-2) – 3715 млн лет. По результатам изотопных U-Pb исследований циркона из пробы 1044/1, отобранной из лейкократовых биотит-двупироксеновых плагиогнейсов в этом же обнажении, в КНЦ РАН г. Апатиты по 3 незональным зернам циркона получена U-Pb диаграмма с конкордией 2660 ± 54 млн лет. В пробе 1046/1, отобранной в 2,2 км северо-восточнее устья р. Арбын из пироксен-кордиеритового гнейса, по ядрам 5 зерен построена дискордия с верхним пересечением 2740 ± 8 млн лет и по ядрам 4 зерен получен конкордантный возраст 2738 ± 9 млн лет. Nd-модельный возраст гнейса T (DM) – 2819 млн лет, T (DM-2) – 3647 млн лет.

В пробе 3134/1, отобранной на левом склоне р. Котуйкан в 1,5 км выше устья р. Сон-Юрях из биотит-амфиболового гнейса, подверженного диафторезу, первый возрастной кластер представлен 1 точкой, которая имеет значение возраста $^{207}Pb/^{206}Pb$ – 2786 ± 14 млн лет, $^{206}Pb/^{238}U$ – 2800 ± 20 млн лет. Второй возрастной кластер представлен 4 точками, крайние значения $^{207}Pb/^{206}Pb$ возраста 2786 ± 14 и 2546 ± 22 млн лет. Nd-модельный возраст плагиогнейса T (DM) – 2799 млн лет, T (DM-2) – 3744 млн лет. В пробе 1030/1, отобранной в 5,4 км выше устья р. Сон-Юрях из мигматизированного биотитового гнейса, наиболее древнее значение получено по ядрам 7 зерен, по которым построена дискордия с верхним пересечением 2594 ± 17 млн лет. Nd-модельный возраст плагиогнейса T (DM) – 2735 млн лет, T (DM-2) – 3814 млн лет.

Остальные цирконы датируют главным образом время гранулитового метаморфизма, регрессивного амфиболитового метаморфизма и проявления ультраметаморфизма.

Мощность вюрбюрской толщи в Маганской СФЗ определяется в 3,5–4,5 км.

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ (РИФЕЙСКАЯ) ЭОНОТЕМА

Отложения рифейской эонотемы слагают базальные горизонты платформенного чехла. Разрезы этих отложений не метаморфизованы, охарактеризованы фитолитами и акритархами. Впервые эти отложения были расчленены Г. Г. Моором и отнесены к нижнему палеозою [168]. Впоследствии В. Е. Савицким, Р. Ф. Соболевской и др. был сделан вывод о рифейском возрасте выделенных Г. Г. Моором свит [244, 383]. На протяжении десятков лет эти отложения изучались многими геологами [85, 86, 89, 109, 110, 182 и др.]. В результате анализа литологического состава, ритмичности в осадконакоплении и вертикального распространения строматолитов, онколитов, катаграфий и микрофоссилий в разрезе отложений нижнего рифея в бассейне р. Котуйкан М. Н. Злобиным, Н. П. Голованoвым, В. Н. Кабаньковым, Л. Н. Ильченко и В. Е. Мильштейн выделены и детально охарактеризованы стратотипы ильинской, бурдурской, лабазтахской, усть-ильинской, котуйканской и юсмастахской свит [182].

Рассмотрение юсмастахской свиты как валидного подразделения представляется не вполне корректным. Стратотип был составлен по многочисленным обнажениям р. Котуйкан на протяжении 40 км. Название «юсмастахская свита» было дано без строгой географической привязки [89]. Свита была подразделена на две подсвиты: нижняя относилась к среднему рифею, а верхняя – к среднему и верхнему рифею [207]. Вместе с тем, граница между нижней и верхней подсвитами по комплексу строматолитов [110] отвечает границе среднего и верхнего рифея и условно проводится по кровле пачки строматолитовых доломитов с *Colonnella cormosa* Kom. По данным М. Н. Злобина [89], различия между подсвитами также хорошо устанавливаются по строению ритмов, характеру переслаивания, количественному соотношению пород и резкой смене видового состава органических остатков. Это (а также несогласное залегание отложений верхней подсвиты на породах нижней) привело М. Н. Злобина к выводу о возможности перевода подсвит в разряд свит. Этим свитам он предложил дать новые названия – некюлээхская и чурбукская – по рекам, вблизи которых по р. Котуйкан расположены их наиболее полные разрезы. Представления М. Н. Злобина о наличии значительного перерыва в осадконакоплении между подсвитами позже были подтверждены в результате изучения структурно-кристаллохимических особенностей глобулярных слоистых силикатов глауконит-иллитового состава из подошвы и средней части юсмастахской свиты [73, 74, 93].

Приведенные выше данные, а также то, что на границе выделенных подсвит происходило формирование котуйканского и чиэресского магматиче-

ских комплексов, дали основание авторам Анабарской СЛ ГК-200 (новая серия) и Анабаро-Вилюйской СЛ ГК-1000/3 принять предложение М. Н. Злобина о переводе подсвит юсмастахской свиты в ранг свит: некюлээхской, соответствующей нижней подсвите, и чурбукской, соответствующей верхней подсвите.

На площади листа рифейские отложения развиты в пределах Котуйканской СФЗ, где представлены нижне-, средне- и верхнерифейской эратемами, вскрывающимися вдоль северо-западного склона Анабарского щита полосой шириной 50–75 км. Залегают они с резким угловым несогласием на архейских и нижнепротерозойских образованиях Анабарского кристаллического фундамента и местами на их коре выветривания. На западном склоне Анабарского поднятия отложения рифея несогласно и с большим стратиграфическим перерывом перекрываются породами старореченской свиты венда, на северо-западе и севере – нерасчлененными вендско-кембрийскими отложениями немакит-далдынской свиты. На юге рифейские отложения денудированы, и вдоль южного склона Анабарского щита кристаллические породы фундамента перекрываются непосредственно вендскими отложениями старореченской свиты.

Основание разреза рифейских отложений слагают красноцветные конгломерат-гравелит-песчаниковые формации ильинской и бурдурской свит, которые являются наиболее древними образованиями на Сибирской платформе. На Геологической карте Сибирской платформы масштаба 1 : 1 500 000 [34] и в монографии «Восточная Сибирь» [40] отложения этих свит отнесены к нижнему протерозою. По мнению А. В. Купцовой, А. К. Худолея, П. Ю. Петрова [119, 187, 188], основанному на анализе современных изотопно-геохимических данных и литолого-фациальных построениях, возраст описываемых отложений определяется как раннерифейский, что подтверждается конкордантным значением циркона из основания ильинской свиты – 1690 ± 9 млн лет, фиксирующего нижний возрастной рубеж начала осадконакопления [264]. Приведенные датировки начала формирования осадков нижнего рифея на северо-западном склоне Анабарского щита не противоречат Общей стратиграфической шкале докембрия [236].

Несогласно и со стратиграфическим перерывом бурдурская свита перекрывается сероцветными конгломерат-гравелит-песчаниковыми образованиями лабазтахской, доломитово-песчаниково-аргиллитовыми усть-ильинской и пестроцветными песчаниково-аргиллито-доломитовыми образованиями котуйканской свит нижнего рифея. С большим стратиграфическим перерывом и угловым несогласием нижнерифейские отложения перекрываются сероцветными кремнисто-доломитовыми образованиями некюлээхской свиты среднего рифея, которые, также со стратиграфическим перерывом и несогласием, перекрываются верхнерифейскими пестроцветными гравелито-песчано-доломитовыми образованиями чурбукской свиты.

Нижний рифей

И л ь и н с к а я с в и т а (RF_1il). Стратотип находится на р. Котуйкан вблизи устья р. Вюрбюр. В стратотипическом разрезе [182] отложения свиты под-

разделены на две подсвиты. В составе нижней подсвиты выделяются четыре литологически различные пачки. В нижнюю объединены базальные слои, залегающие на пониженных участках рельефа кристаллического фундамента, представленные грубой брекчией из обломков коры выветривания. Вторая пачка состоит из конгломерато-брекчий, представленных окатанными, полуокатанными и угловатыми обломками размером 0,1–0,5 м интенсивно измененных (из коры выветривания) гнейсов, кристаллических сланцев, кварцитов, кремнистых пород, сцементированными темно-бурым песчано-гравийным материалом. В конгломерато-брекчиях встречены микрофоссилии *Prolaminarites gurosus* Ilt., *Protoleiosphaeridium debilum* Andr. Конгломерато-брекчии перекрываются неравномернообломочными кварцевыми гравелитами с железисто-кварцево-каолинитовым цементом, включающими линзы разнозернистых кварцевых песчаников. Гравелиты содержат *Prolaminarites gurosus* Ilt., *Protoleiosphaeridium flexuosus* Ilt. Третья пачка, составляющая основную часть разреза нижней подсвиты, сложена в основном красноцветными кварцевыми песчаниками с подчиненными им гравелитами и гравелитистыми песчаниками. В кварцевых песчаниках обнаружены *Protoleiosphaeridium debilum* Andr., *P. infriatum* Andr., *P. flexuosus* Ilt., *Gloeocapsomorphites faveolatus* Ilt., *Trachysphaeridium ruminatum* Andr., *Prolaminarites gurosus* Ilt. Мощность нижней подсвиты – 70–80 м.

Верхняя подсвита почти нацело сложена гравелитами, грубозернистыми гравелитистыми песчаниками с рассеянной в них галькой кварцитов, кварца, песчаников, кремнистых алевролитов и очень редко кристаллических сланцев, а также с редкими линзами и прослоями мелкогалечных конгломератов мощностью 0,5–2,0 м. В литологическом отношении гравелиты и гравелитистые песчаники весьма однообразны, сложены плохосортированным обломочным материалом розовато-фиолетового, кирпично-красного и желтовато-бурого цвета. Нижняя граница верхней подсвиты устанавливается по горизонту валунно-галечных конгломератов. Из органических остатков здесь обнаружены *Gloeocapsomorphites faveolatus* Ilt., *Protoleiosphaeridium debilum* Andr. Мощность верхней подсвиты – 155–160 м.

В отложениях нижней подсвиты установлен бедный в видовом отношении наиболее древний позднедокембрийский комплекс микрофоссилий, представленный в основном *Gloeocapsomorphites faveolatus* Ilt., в меньшем количестве *Prolaminarites gurosus* Ilt. и единичными *Protoleiosphaeridium infriatum* Andr., *P. debilum* Andr., *P. flexuosus* Ilt., *Trachysphaeridium ruminatum* Andr. и *Contextus laevisus* Andr. В верхней подсвите появляются *Protoleiosphaeridium cellularis* Ilt. [182, 197]. Общая мощность свиты в стратотипе – 225–240 м.

Выделяемые в стратотипе в верхах разреза нижней подсвиты «основные эффузивы» [182, 207], как считают А. Л. Гроздилов, Т. Л. Гольдбурт и Н. А. Тимашков [64], отмечены только в стратотипическом разрезе. Видимо, они являются интрузивными образованиями, широко развитыми в данном районе. Последующими работами [347] подобные образования вскрывались скважинами на разных уровнях разреза нижнего рифея, включая ильинскую свиту.

Отложения свиты с резким угловым несогласием залегают на породах фундамента, а на отдельных участках – на его коре выветривания и обрамля-

ют с запада и северо-запада кристаллические породы Анабарского щита в виде полосы шириной от 2–3 до 10–12 км. Мощность свиты в южном направлении уменьшается от 240 до 180 м, а в северном резко сокращается до 40–60 м. По литологическим особенностям она, как и в стратотипе, подразделяется на две подсвиты. Разрез нижней подсвиты характеризуется неоднородностью строения как по вертикали, так и по латерали, выраженной в вариациях вещественного состава и мощности. В целом представлена она ритмично-слоистыми мелко- и среднезернистыми кварцевыми песчаниками, включающими в нижней части конгломерато-брекчии и гравелиты с неясной слоистостью. Для песчаников характерны косая слоистость и знаки ряби на плоскостях напластования. Максимальная мощность подсвиты (98 м) установлена в истоках р. Фомич. Отложения верхней подсвиты почти нацело сложены кварцевыми гравелитами, грубозернистыми кварцевыми песчаниками с включениями гальки и валунов кварца, кварцитов и линзами конгломератов. Для пород характерна косая слоистость. Гравелиты и грубозернистые песчаники очень однообразны: это грубо-косослоистые породы с плохо отсортированным и окатанным обломочным материалом, представленным кварцем, кварцитами, кварцевыми песчаниками, часто гематитизированными, реже гнейсами, кристаллическими сланцами. Максимальная мощность верхней подсвиты установлена в стратотипе – 155–160 м.

В отложениях ильинской свиты на разных участках обнаружены остатки микрофоссилий, в целом аналогичные установленным в стратотипе, а также остатки спор, представленные по определению Л. Н. Ильченко *Margominuscula antique* Naum., *M. crassa* Naum., *Leiominuscula rugosa* Naum., *Laminarites antiquissimus* Eichw.

Бурдурская свита (RF_1br). Стратотип находится на р. Котуйкан в 2,5–6,0 км ниже устья р. Бурдур, где мощность свиты составляет 275 м. М. Н. Злобин и Н. П. Голованов [182] в составе отложений стратотипа выделяют 5 пачек (снизу вверх).

1. Песчаники кварцевые красноцветные средне- и мелкозернистые, в основании грубозернистые с гравелитами, а вверху с редкой галькой ..... 80–95 м
2. Песчаники кварцевые розовато-серые средне- и крупнозернистые, местами переходящие в гравелиты ..... 10–20 м
3. Песчаники кварцевые красноцветные и оранжевые среднезернистые ..... 25–40 м
4. Песчаники кварцевые розовые и желтые разнозернистые с линзами конгломерато-брекчий мощностью до 12–15 м, вверху пачки встречаются гематитовые конкреции, внизу – прослои и линзы гематита ..... 50–65 м
5. Песчаники кварцевые розовато-бурые, сиреневые среднезернистые с волноприбойными знаками ..... 25–70 м

Отложения свиты согласно залегают на образованиях ильинской свиты. Нижняя граница проводится по смене светлоокрашенных гравелитов и гравелито-песчаников темными красноцветными песчаниками. В стратотипическом разрезе установлены позднедокембрийские микрофоссилии *Contextus laevisus* Andr., *Protoleiosphaeridium debilum* Andr., *P. sorediforme* Tim., *P. cellularis* Ilt., *Gloeocapsomorphites faveolatus* Ilt., *Leiosphaeridium sphaericum*

Andr., *Trachysphaeridium complanatum* Andr., *Pseudozonosphaeridium glomerabilum* Andr. [182].

Отложения свиты обнажаются вдоль северо-западного склона Анабарского щита, слагая полосу сложных очертаний шириной от 1–2 на западе до 25 км на севере. Повсеместно они согласно перекрывают отложения ильинской свиты и несогласно, с большим временным интервалом, перекрываются отложениями лабазтахской свиты. Свита хорошо прослеживается по простиранию, сохраняя свой состав и структурно-текстурные особенности и имеет четкие верхнюю и нижнюю границы. Преобладающими ее породами являются разнозернистые кварцевые песчаники с кварцево-железистым цементом. Гравелиты редки, слагают прослои и линзы. Окраска пород преимущественно красноцветная, различных оттенков. Нижняя граница свиты хорошо маркируется по кровле грубозернистых отложений ильинской свиты, а верхняя проводится по появлению в разрезе светло-розовых полевошпатовых песчаников лабазтахской свиты. Мощность отложений свиты в пределах структурно-формационной зоны – 160–275 м.

На площади листов R-48-XI,XII Ю. П. Куликовым [118] отложения свиты по литологическому составу и текстурно-структурным признакам впервые были расчленены на три подсвиты. Типовой разрез вскрыт в скважинах 2, 4, 5, пробуренных на правобережье верхнего течения р. Фомич. Нижняя подсвита сложена песчаниками кварцевыми красноцветными мелкозернистыми горизонтально- и косослоистыми с редкими линзами гравелитов (140–193 м). Средняя подсвита – песчаниками кварцевыми красноцветными разнозернистыми косослоистыми с линзами и прослоями кварцевых гравелитов (120–130 м). Верхняя подсвита сложена кварцевыми песчаниками красноцветными разнозернистыми и светлоокрашенными гравелитами (150–160 м). Нижняя граница свиты хорошо маркируется по грубозернистым светлоокрашенным образованиям верхнеильинской подсвиты, нижняя граница средней подсвиты фиксируется по подошве пачки грубозернистых кварцевых песчаников, а верхней – по подошве пачки разнозернистых песчаников и гравелитов. Возраст отложений органическими остатками Ю. П. Куликовым не охарактеризован.

В верховьях р. Фомич в гравелитовом горизонте верхней части разреза свиты В. П. Сафроновым [385] собраны споры *Protoleiosphaeridium planum* Andr., *Margominuscula antique* Naum., *M. rugosa* Naum., *M.* sp., *Lophominuscula rugosa* Naum., *L. minuta* Naum., *L.* sp., а также единичные пленки бурых водорослей типа *Laminarites antiquissimus* Eichw. (определения Л. Н. Ильченко). В бассейне р. Дегде в отложениях свиты Л. Н. Ильченко определен следующий комплекс микрофоссилий: *Protosphaeridium cellularis* Ilt., *P. legumeniformis* Andr., *P. flexuosum* Tim., *Trachysphaeridium patellare* Tim., *Gloeocapsomorphites faveolatus* Ilt. [220].

Лабазтахская свита (RF_1lb). Стратотипом свиты является песчано-гравелитовая толща, обнажающаяся по р. Котуйкан у устья р. Лабастах, где она залегает на размытой поверхности отложений бурдурской свиты. Нижняя граница ее устанавливается по появлению в песчаниках полевого шпата. Выходы отложений свиты на дневную поверхность приурочены к склонам долин Котуйкана, Ильи и их притоков, а также к бассейнам рек Кугда, Маган и

др. По литологическим особенностям она четко подразделяется на две подсвиты: нижнюю – песчаниковую и верхнюю – гравелитовую.

Нижняя подсвита в стратотипе подразделена на две пачки: полевошпатово-кварцевую и кремнисто-кварцевую. Нижняя часть первой пачки сложена коричневато-бурыми и лиловыми пятнистыми мелко-среднезернистыми полевошпат-кварцевыми песчаниками с галькой кварцитов. Выше залегают желтовато- и розовато-серые косослоистые полевошпат-кварцевые песчаники. В верхах разреза пачки песчаники приобретают полосчатую коричневато-бурую и бледно-розовую окраску и характеризуются обильным содержанием растительных микрофоссилий (75 м). Вторая пачка выделяется по повышенному содержанию обломков кремнистых алевролитов и сланцев. Основной разрез пачки слагают желтовато-серые и серые мелко- и среднезернистые горизонтально- и косослоистые кремнисто-кварцевые песчаники с редкими прослоями гравелитов в низах разреза. Завершают разрез пачки светлые, почти белые горизонтально- и косослоистые кварцевые песчаники, содержащие растительные микрофоссилии (45 м). Мощность нижней подсвиты – 120 м.

Верхняя подсвита по минералогическим и текстурным особенностям также подразделяется на две пачки. Нижняя сложена преимущественно гравелитовыми песчаниками с подчиненными им гравелито-конгломератами, окрашенными в серые, розовато-бурые и зеленовато-серые тона, с галькой и валунами красноцветных песчаников, кварцитов, кремнистых пород и реже выветрелых гранитогнейсов и кристаллических сланцев. В нижней пачке определены многочисленные микрофоссилии (43–48 м). Верхняя пачка (7 м) сложена существенно песчаными породами розового и зеленовато-розового цвета с редкими и маломощными (до 10 см) линзовидными прослоями гравелитов и конгломератов. Мощность верхней подсвиты – 50–55 м. Нижняя граница верхней подсвиты определяется по появлению гравелитов и гравелито-песчаников.

Отложения свиты в стратотипическом разрезе содержат разнообразные позднедокембрийские микрофоссилии: характерны многочисленные *Gloeocapsomorphites faveolatus* Ilt., широко распространены *Contextus laevisus* Andr., *Protoleiosphaeridium cellularis* Ilt., *P. debilum* Andr., *Laminarites antiquissimus* Eichw. f. *crustata* Andr., появляются новые виды *Protoleiosphaeridium sigillarum* Andr., *P. fluctuosus* Andr., *P. araneosum* Andr., *Leiosphaeridium eisenacki* Tim., *L. particularum* Andr., *Pseudozonosphaeridium populosum* Andr., *Symplassosphaeridium incrustatum* Tim. [182].

Установленная в стратотипическом разрезе мощность свиты 170–175 м в целом сохраняется на всем западном склоне щита и лишь на севере (реки Джебелях и Бурустах) сокращается до 25–80 м из-за размыва верхней части свиты. В бассейне названных рек свита представлена мелкозернистыми кварц-полевошпатовыми песчаниками желто-бурого и розовато-серого цвета. Отложения свиты прослеживаются вдоль всего северо-западного склона Анабарского поднятия в виде полосы шириной от 0,5–0,8 до 5–8 км; несогласно и со стратиграфическим перерывом перекрывают отложения бурдурской свиты. О стратиграфическом перерыве может свидетельствовать появление новых форм растительных микрофоссилий, а также проявление на южном склоне Анабарского щита интрузий раннерифейского кенгединского

комплекса, время формирования которого по многочисленным K-Ar датировкам оценивается в 1550 ± 50 млн лет. Отложения свиты в пределах всего склона поднятия характеризуются полевошпатово-кварцевым и кремнисто-кварцевым составом и сравнительно более светлой окраской, чем подстилающие отложения бурдурской свиты. Сложены они пачками линзовидной формы горизонтальнослоистых, волнистослоистых и косослоистых песчаников и гравелитов. По литологическим особенностям в составе свиты, за исключением участков, где отложения свиты глубоко денудированы, выделяются две подсвиты: нижняя – песчаная и верхняя – преимущественно гравелитовая. В составе отложений свиты в бассейне р. Илья, помимо микрофоссилий, определенных в стратотипе, обнаружены остатки спор *Lophominuscula minuta* Naum., *L. rugosa* Naum., *L. prima* Naum., *Margominuscula rugosa* Naum., *Archaeodioscina formosa* Naum., *A. atava* Naum., *Trachyminuscula microrugosa* Naum. (определение Л. Н. Ильченко) [182]. Радиологический возраст отложений по глаукониту – 1540–1530 млн лет [35].

Усть-ильинская свита (RF_1ul). Стратотип установлен на правом берегу р. Котуйкан в 2,5 км выше устья р. Илья. Отложения свиты согласно залегают на породах лабазтахской свиты. По характеру переслаивания и преобладанию тех или иных пород в стратотипе выделены три пачки. Нижняя пачка начинается прослоем (0,1–0,2 м) зеленовато-серых гравелитовых песчаников с глауконитом, радиологический (K-Ar) возраст которого, по определению А. Г. Казакова, составляет 1480 млн лет, по определению Л. В. Фирсова – 1400 млн лет [332]. Остальную часть разреза пачки (8 м) слагают сложно переслаивающиеся песчаники, алевролиты, аргиллиты серого, темно-серого и коричневато-серого цвета с многочисленными знаками ряби, образованиями, напоминающими ходы червей, трещинами усыхания, следами размыва. Из органических остатков встречены микрофосссилии. Вторая пачка (32 м) сложена равномерно чередующимися прослоями аргиллитов и алевролитов. Аргиллиты черные, темно-серые, темно-зеленые тонкоплитчатые, тонкослоистые, листоватые. Слагают прослои 1–25 см, иногда содержат тонкие (до 0,5 см) линзы алевролитов. Алевролиты светло-розовые, коричневые, серые тонкослоистые, нередко по простиранию замещаются аргиллитами. Изредка встречаются известковистые алевролиты и доломиты. Обнаружены растительные микрофоссилии. Радиологический (K-Ar) возраст по глаукониту, отобранному из алевролитов средней части пачки, определенный Л. В. Фирсовым, составляет 1350 млн лет [332]. Третья пачка (15 м) сложена аргиллитами черными и зеленовато-серыми тонкоплитчатыми, переслаивающимися с темно-серыми известково-доломитовыми алевролитами, включающими тонкие прослои темно-серых доломитов. Rb-Sr изохронный возраст по 8 точкам из фракций глауконита – 1483 ± 43 млн лет [53, 54].

В отложениях свиты установлен весьма разнообразный позднедокембрийский комплекс микрофоссилий [182]: *Laminarites antiquissimus* Eichw., *L. antiquissimus* Eichw. f. *perforatus* Ilt., *L. antiquissimus* Eichw. f. *poratus* Andr., *Protoleiosphaeridium subcrassatum* Andr., *P. planum* Andr., *P. angulatum* Andr., *P. clarum* Andr., *P. conglutinatum* Tim., *P. leguminiformis* Andr., *P. nervatum* Andr., *Trachysphaeridium patellare* Tim., *T. debilum* Andr. Приведенный комплекс микрофоссилий, а также данные K-Ar и Rb-Sr датировок глауконита из

отложений разных частей разреза свиты, свидетельствуют о раннерифейском времени их формирования.

Отложения усть-ильинской свиты протягиваются узкой полосой вдоль всего северо-западного склона Анабарского поднятия. На большей части территории они согласно залегают на породах лабазтахской свиты и согласно перекрываются карбонатными породами котуйканской свиты. Отложения свиты характеризуются относительно выдержанным составом. Мощность свиты в большинстве случаев составляет 55–65 м и лишь на севере возрастает до 70–80 м. Сложена она ритмично чередующимися аргиллитами, полевошпат-кварцевыми алевролитами с редкими прослоями известково-доломитовых алевролитов и доломитов. Аргиллиты наравне с алевролитами являются наиболее распространенными породами. Обычно это темно-серые до черных породы с отчетливо выраженной горизонтальной слоистостью, подчеркнутой распределением слюды, глинистого материала, тонко распыленного органического вещества и рудных минералов. Содержание $C_{орг.}$, по данным различных авторов, сильно варьирует: от 0,03–0,10 % в аргиллитах из стратотипа до 0,47–0,81 % [118] и 1,35–3,13 % [194], что позволяет рассматривать отложения свиты как наиболее древнюю нефтематеринскую толщу Сибирской платформы [11].

Для пород усть-ильинской свиты также характерна повышенная радиоактивность, что позволяет хорошо выделять их на низком радиоактивном фоне песчаников лабазтахской свиты и карбонатных пород котуйканской свиты.

Комплекс микрофоссилий, установленный в отложениях свиты в пределах структурно-формационной зоны, аналогичен по видовому составу комплексу, установленному в стратотипе. Кроме того, по всему разрезу отложений свиты обнаружены *Trematosphaeridium holtedahlii* Tim., *Trachyminuscula microrugosa* Naum., *Lophominuscula minuta* Naum. и др., характерные, по заключению Л. Н. Ильченко, для отложений верхнего протерозоя.

К о т у й к а н с к а я с в и т а (RF_1kt). Стратотипический разрез свиты составлен по обнажениям р. Котуйкан – от устья р. Илья до устья р. Некюлээх [182]. Котуйканская свита представляет собой сложную по составу и разнообразную по окраске толщу пород с многочисленными пластами строматолитов, онколитами и катаграфиями, согласно залегающую на отложениях усть-ильинской свиты. Граница между ними проводится по появлению первых прослоев строматолитовых доломитов с *Colonnella plagulata* Gol. По литологическому составу, особенностям ритмичности и многочисленным строматолитам, онколитам и катаграфиям она подразделяется на две подсвиты.

Нижняя подсвита сложена закономерно чередующимися пестроцветными строматолитовыми доломитами и хемогенно-глинистыми и глинисто-алевритистыми доломитами с прослоями темно-серых доломитовых мергелей, доломитовых брекчий, алеврито-глинистых пород и алевролитов. В стратотипе нижняя подсвита подразделяется на семь пачек, охарактеризованных комплексами строматолитов и растительных микрофоссилий. Отложения первой–пятой и седьмой пачек сложены закономерно чередующимися строматолитовыми и хемогенными доломитами с прослоями алевролитов и песчаников, а также доломитовых брекчий во второй, третьей, четвертой и пятой пачках. Отложения шестой пачки практически не содержат строматолитовых

пород, за исключением единичных биогермов с пластовыми и желваковыми формами *Stratifera* sp. и *Paniscollenia* sp. Она представлена закономерно чередующимися серыми и зеленовато-серыми доломитовыми брекчиями и хемогенными массивными и тонкослоистыми доломитами. Мощность нижней подсвиты – 223–276 м.

Верхняя подсвита сложена преимущественно серыми строматолитовыми, глинистыми и алевритистыми доломитами с прослоями алевролитов, доломитовых брекчий и кремней. По сравнению с нижней подсвитой уменьшается содержание терригенного материала. Нижняя граница верхней подсвиты проводится по кровле темно-серых доломитов и по исчезновению в разрезе столбчатых строматолитов. В ее составе выделены три согласно залегающие пачки. Отложения первой пачки сложены доломитами серыми, темно-серыми с коричневатым оттенком, чередующимися с доломитовой конгломератобрекчией, прослоями кремнистых пород и тонкоплитчатых тонкослоистых доломитов. Присутствуют редкие прослои строматолитовых доломитов с пластовыми формами *Stratifera perticusa* Gol. и *Stratifera* sp. К нижней половине пачки приурочены редкие прослои доломитовых песчаников с гравийным материалом, щебнем, онколитами и катаграфиями. Отложения второй пачки сложены доломитами серыми, розовато-серыми и темно-коричневыми плитчатыми и массивными с линзами доломитовой брекчии и кремнистых пород, редкими прослоями розовато-серых кварцевых доломитистых алевролитов и песчаников. Верхнюю половину разреза пачки слагают пестроокрашенные тонкоплитчатые и массивные, нередко окремненные доломиты, чередующиеся со строматолитовыми доломитами и единичными прослоями терригенных пород. Отложения третьей пачки представлены светло-серыми, серыми и кремовыми строматолитовыми и хемогенными часто окремненными доломитами, чередующимися с онколитовыми окремненными доломитами. Мощность верхней подсвиты – 167–174 м.

В нижней части нижней подсвиты установлены первые находки раннерифейских столбчатых строматолитов *Kussiella taeniata* Gol., *Colonnella plagulata* Gol., *Platella ansata* Gol. и др., пластовые *Irregularia zonata* Gol. В верхней части разреза подсвиты характерными из столбчатых строматолитов являются *Conophyton cylindricus* Masl., *Kussiella aegussa* Gol., *Conusella regularis* Gol., *C. irregularis* Gol., *Kussiella kussiensis* Kryl. и *Colonnella discreta* Kom. et. Gol. Впервые появляются онколиты *Osagia pulla* Z. Zhur., *O. kotuikanica* Milst. и катаграфии *Vesicularites rotundus* Z. Zhur.

В нижней части верхней подсвиты строматолиты представлены только пластовыми формами *Stratifera perticusa* Gol. и *S. kotuikanica* Gol. Из онколитов присутствуют *Osagia pulla* Z. Zhur., из катаграфий – *Glebosites ninae* Korol. Отложения верхней части разреза подсвиты характеризуются желваковыми и пластовыми строматолитами *Nucleella* cf. *ribrosa* Kom. и *N*. cf. *figurata* Kom., *Microstylus perticus* Gol., *Irregularia glebulosa* Gol. и разнообразным составом микрофитолитов. Ведущая роль принадлежит *Radiosus kotuikanicus* Milst., *Volvatella biljachica* Milst. и *Glebosities gentillis* Z. Zhur. Комплекс микрофоссилий котуйканской свиты в целом аналогичен комплексу усть-ильинской свиты.

Общая мощность котуйканской свиты в стратотипе – 390–450 м.

Отложения котуйканской свиты на склоне Анабарского поднятия слагают широкую полосу (до 20–25 км) северо-восточного простирания от р. Унгкян, правого притока р. Котуй на юге до р. Фомич на севере, занимая бассейны правых притоков р. Котуй: Ниж. Налэ, Дегде, Маган, Кугда, Котуйкан. На крайнем северо-востоке площади листа они обнажаются в бортовой части долины р. Парфен-Юрях и на ее правых притоках. Мощность свиты в юго-западной части района резко сокращается до 160–180 м, а в северо-восточной – до 360 м. Максимальная мощность свиты (до 450 м) установлена в бассейнах рек Котуйкан и Медвежья. Повсеместно, за исключением крайней южной части, она согласно перекрывает отложения усть-ильинской свиты. Нижняя граница проводится по подошве слоя строматолитовых доломитов. Незначительные несогласия в залегании котуйканской свиты фиксируются в бассейне р. Унгкян, где в подошве отложений свиты присутствует терригенный материал, что, вероятно, обусловлено внедрениием даек токурского комплекса, радиологический возраст которых, по многочисленным изотопным (K-Ar) датировкам, составляет 1400 ± 50 млн лет [149]. На севере и северо-востоке территории листа, в бассейнах рек Чочурдах, Берелех, Фомич и Парфен-Юрях, котуйканская свита несогласно и с большим стратиграфическим перерывом перекрывается нерасчлененными вендско-кембрийскими отложениями немакит-далдынской свиты, а на остальной части территории – отложениями некюлээхской свиты среднего рифея. Временной перерыв между формированием отложений котуйканской и некюлээхской свит на западе и северо-западе, котуйканской и немакит-далдынской свит на севере обусловлен обширным и интенсивным проявлением в пределах территории листа разновозрастного средне- и позднерифейского базитового магматизма будьюрхайского, котуйканского, чиэресского и чопкинского комплексов.

В пределах Котуйканской СФЗ, как и в стратотипе, котуйканская свита по литологическим особенностям, ритмичности в осадконакоплении и комплексу органических остатков подразделяется на две подсвиты. Нижняя подсвита представлена пестроцветной толщей строматолитовых и хемогенных доломитов, доломитовых брекчий, содержащих алевритовый, песчаный и глинистый материал, местами с прослоями мергелей и аргиллитов и с линзами доломитовых алевролитов, песчаников, гравелитов и конгломератов. В бассейнах рек Эриечка и Фомич увеличивается содержание глинистого материала. Нижняя часть разреза подсвиты сложена чередующимися прослоями известковых доломитов и аргиллитов. В нижней и средней частях подсвиты строматолитовые доломиты замещаются известняками. Верхняя подсвита, как и в стратотипе, сложена доломитами с прослоями кремней, переслаивающимися с алевритистыми, глинистыми, онколитовыми и строматолитовыми разновидностями. Цвет пород светло-серый, розовато- и коричневато-серый, изредка бледный зеленовато- и желтовато-серый. В бассейне р. Эриечка в верхней части разреза развиты маломощные прослои песчаных доломитов и кварцевых песчаников.

В долинах рек Котуйкан, Медвежья, Эриечка в отложениях нижней подсвиты Л. Н. Ильченко определены споры *Leiminuscula minuta* Naum., *L. rugosa* Naum., *Margominuscula antique* Naum. и др. Определенные Н. П. Головановым комплексы строматолитов и В. Е. Мильштейн комплексы онколитов

и катаграфий в отложениях котуйканской свиты в пределах структурно-формационной зоны аналогичны таковым в стратотипе. В бассейне р. Фомич В. Н. Сергеевым и Н. Г. Воробьевой обнаружены микрофоссилии, представленные крупными однослойными сфероморфными *Chuaria circularis* и представители рода *Leiosphaeridia* [228].

Средний рифей

Некюлээхская свита (RF_2nk). Стратотип находится на р. Котуйкан ниже и выше устья р. Некюлээх [89]. Отложения свиты залегают на размытой поверхности пород котуйканской свиты, что подтверждается грубообломочными базальными образованиями, представленными кварцевыми гравелитистыми песчаниками (с глауконитом), и резкой сменой состава строматолитов, и несогласно перекрываются отложениями чурбукской свиты, севернее р. Медвежья – непосредственно нерасчлененными вендско-кембрийскими отложениями немакит-далдынской свиты.

По литологическому составу отложений и комплексу органических остатков выделяются две пачки. В основании нижней пачки залегают кварцевые гравелитистые песчаники, которые сменяются строматолитовыми доломитами с частыми слоями алевритистых аргиллитов, доломитовых брекчий, окремненных доломитов и конгломерато-гравелитов. Верхнюю часть разреза пачки слагают коричневато-серые и розовато-серые строматолитовые доломиты с прослоями и линзами мощностью до 0,5 м кремней, онколитовых и брекчиевидных доломитов. Мощность – 120 м.

Верхняя пачка сложена темно-серыми и коричневато-серыми глинисто-алевритистыми и строматолитовыми доломитами с редкими прослоями мощностью до 0,15 м глинистых, кремнистых, онколитовых и брекчиевых доломитов. Мощность – 120 м.

В отложениях нижней пачки, по сравнению с верхнекотуйканскими, происходит резкая смена строматолитов, массовое развитие получают среднерифейские [110, 182, 226] строматолиты *Conophyton metula* Kirich. и *C. kotuikanicus* Gol. Онколиты и катаграфии не установлены. Изотопный (K-Ar) возраст песчаников по глаукониту из основания пачки – 1248 млн лет [29] и 1300 млн лет [190]. В отложениях второй пачки широко распространены столбчатые строматолиты *Anabaria massulata* Gol., *A. glebasata* Gol., *Baicalia minuta* Kom., *B.* cf. *rara* Semikh., *Tungussia laqueusa* Gol. и *Conophyton anabaricus* Gol. Встречаются пластовые *Stratifera nekulechica* Gol. и *S. undata* Kom. Наиболее важными в составе онколитов и катаграфий являются *Asterosphaeroides lucidus* Milst., *A. legibilis* Z. Zhur. и *Radiosus golovanovi* Milst. [182]. Изотопный (K-Ar) возраст алевролитов по глаукониту из верхней части второй пачки – 1054, 1103 млн лет [29]. Данные радиологических датировок, а также резкая смена органических остатков и их состав указывают, что формирование отложений некюлээхской свиты происходило в широком интервале среднего рифея. Мощность свиты в стратотипическом разрезе – 240 м.

В северо-восточной и южной частях Котуйканской СФЗ отложения свиты денудированы. В центральной части зоны породы этой свиты протягиваются

в виде полосы шириной до 20 км по берегам р. Дегде, где залегают на размытой поверхности отложений котуйканской свиты. Мощность свиты в юго-западной части СФЗ резко сокращается. Максимальная мощность не превышает 250 м. Как и в стратотипе, отложения свиты представлены в основном строматолитовыми, онколитовыми и кремнистыми доломитами с прослоями глинистых доломитов и брекчий доломитового состава. Для нижней и средней частей разреза характерно появление прослоев глинисто-доломитовых пород, алевритистых доломитов и разнозернистых песчаников. Для всех частей разреза характерны стилолитовые образования. Характерной для пород свиты является их преимущественно коричневая и темно-серая окраска, реже светло-серая и зеленовато-серая. Строматолиты в этой части свиты по определениям Н. П. Голованова представлены *Conophyton metula* Kirich., *C. garganicus* Korol., *Anabaria divergens* Kom., *Baicalia minuta* Rom. Среди микрофитолитов наиболее типичны *Asterosphaeroides legibilis* Z. Zhur., *A. lucidis* Milst., *Radiosus golovanovi* Milst. (определения В. Е. Мильштейн). Приведенный комплекс органических остатков является характерным для верхов среднего рифея.

Верхний рифей

Чурбукская свита ($RF_3\check{c}b$). Стратотип свиты описан в обнажениях р. Котуйкан, вблизи устья р. Чурбука, где отложения свиты несогласно перекрываются отложениями старореченской свиты [89]. В стратотипическом разрезе М. Н. Злобин и Н. П. Голованов [182] отмечают в основании свиты алевролиты, песчаники, линзы гравелитов и конгломерато-брекчий, залегающие на размытой поверхности некюлээхской свиты. По литологическому составу пород и комплексам органических остатков отложения свиты подразделены на три пачки [89]. Нижняя пачка сложена голубовато-серыми массивными, частью брекчиевидными и алевритистыми глауконитсодержащими доломитами. Мощность – 50 м. Средняя пачка представлена переслаиванием розовато-серых и темно-серых строматолитовых, онколитовых и брекчиевидных доломитов с глинистыми и окремненными доломитами. Мощность – 100–110 м. Верхняя часть свиты сложена чередующимися серыми и голубовато-серыми строматолитовыми, кремнистыми и онколитовыми доломитами с многочисленными слоями и линзами кремней. В основании верхней пачки залегают розовые и вишнево-красные ленточнослоистые яшмовидные породы. Мощность – 100 м.

В верхней части первой пачки получают значительное развитие позднерифейские желваковые и пластовые формы строматолитов *Nucleella cortinata* Kom., *N. inconformis* Kom., *N. makarovi* Gol., *Irregularia tchurbukica* Gol., *I. conusata* Gol. и др. [110, 268]. Достигают расцвета онколиты и катаграфии, главные из них – *Osagia grandis* Z. Zhur., *O. slobini* Milst., *Radiosus limpidus* Z. Zhur., *R. makarovi* Milst., *R. diadromus* Milst. и *Globoidella jusmastachica* Milst. [182]. По глауконитам нижней пачки, собранным Н. П. Голованом, изотопный (K-Ar) возраст пород – 1170 млн лет [190]. Rb-Sr изохронный воз-

раст аргиллитов из основания отложений свиты – 1028 ± 16, 1048 ± 12, 1048 ± 5, 1052 ± 10, 1093 ± 7, 1284 ± 15 млн лет [55].

Для отложений второй пачки характерно появление столбчатых строматолитов, руководящими являются *Boxonia togoica* Gol. и *Inseria macula* Gol. Более бедны по составу онколиты и катаграфии, наиболее важные из них *Osagia radiosa* Milst., *Radiosus elongatus* Z. Zhur. и *Glebosites gentilis* Z. Zhur. В отложениях третьей пачки в массовом количестве развиваются столбчатые строматолиты *Kotuikania torulosa* Kom., *Boxonia lissa* Kom., *Inseria variusata* Gol. и пластовые *Gongylina differenciata* Kom., *Stratifera planusata* Gol. Резко обедняется состав онколитов и катаграфий. Ведущими являются *Asterosphaeroides floriformis* Z. Zhur., *A. purus* Milst. и *Radiosus cruastosus* Z. Zhur. Комплекс микрофоссилий чурбукской свиты аналогичен некюлээхской и в целом по родовому составу близок к комплексу котуйканской свиты. Общая мощность свиты в стратотипе – 250 м.

Отложения свиты слагают полосу северо-восточного простирания шириной от 1–2 до 15–20 км от р. Медвежья на севере до устьевой части р. Унгкян, правого притока р. Котуй. Они с большим временным перерывом залегают на отложениях некюлээхской свиты и несогласно перекрываются отложениями старореченской свиты в южной и западной частях СФЗ. Севернее, в бассейне р. Медвежья, они перекрываются непосредственно нерасчлененными вендско-кембрийскими отложениями немакит-далдынской свиты. Максимальная мощность не превышает 250 м. В целом литологический состав свиты и установленный комплекс органических остатков аналогичны стратотипу. В долине р. Котуй, в районе устья р. Унгкян обнажается лишь нижняя часть разреза свиты мощностью около 80 м, представленная в основном зеленовато-серыми и коричневато-серыми алевритовыми глауконитсодержащими и глинистыми доломитами, реже строматолитовыми доломитами с прослоями окремненных онколитовых доломитов. Строматолиты в этой части разреза свиты представлены *Kotuikania torulosa* Kom., *Inseria macula* Gol., *I. varinsata* Gol., *Boxonia lissa* Kom. (определения Н. П. Голованова). Типичны микрофитолиты *Osagia radiosa* Milst., *Asterosphaeroides floriformis* Z. Zhur., *A. purus* Milst., *Radiosus cruastosus* Z. Zhur., *R. makarovi* Milst.

ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА

Отложения вендской системы развиты на территории Маймеча-Котуйской и Мойеро-Оленёкской структурно-формационных зон, где представлены нерасчлененными отложениями нижнего и верхнего отделов – старореченской свитой.

Старореченская свита ($V_{1-2}st$) выделена Вл. А. Комаром [108, 109] из состава юсмастахской свиты билляхской серии В. Е. Савицкого [244] в объеме шестой пачки верхней подсвиты. Стратотип располагается на р. Старая, притоке р. Бол. Куонамка. В стратотипической местности отложения свиты залегают трансгрессивно на размытой поверхности и местами с угловым несогласием на некюлээхской свите среднего рифея. По литологи-

ческому составу делится на две подсвиты. Нижняя подсвита терригенная, сложена кварцевыми, полевошпатово-кварцевыми песчаниками светло-серыми и розоватыми, часто косослоистыми битуминозными, с прослоями и линзами гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Мощность – 20–50 м. Верхняя подсвита карбонатная, сложена доломитами, а также известняками серыми и желтовато-серыми, в том числе строматолитовыми, доломитистыми, глинисто-алевритистыми и песчанистыми, часто окремненными, с желваками кремней, иногда битуминозными, с редкими прослоями мергелей, глинистых доломитов и песчаников. Мощность – 50–135 м. Вендский возраст устанавливается на основании находок богатого юдомского комплекса строматолитов *Boxonia grumulosa* Kom., *Paniscollenia emergens* Kom., *Colleniella singularis* Kom. и микрофитолитов *Volvatella obsoleta* Nar., *V. horridus* (Z. Zhur.), *V. zonalis* Nar., *V. vadosa* Z. Zhur., *Vesicularites compositus* Z. Zhur., *V. bothrydioformis* (Krasnop.), *V. concretus* Z. Zhur., *Osagia minuta* Z. Zhur. Изотопный (K-Ar) возраст по глаукониту – 584–633 млн лет [237].

В Маймеча-Котуйской СФЗ, в ее северо-восточной части, отложения старореченской свиты вскрываются на ограниченных площадях, где слагают водоразделы рек Кыллах и Верх. Тогой и склоны долин р. Котуйкан и ее притоков – Ниж. Тогой и Кокор. Повсеместно они залегают с несогласием на размытой поверхности пород чурбукской свиты верхнего рифея и несогласно перекрываются нерасчлененными вендско-кембрийскими отложениями немакит-далдынской свиты. Сложены серыми, зеленовато-серыми и коричневато-серыми доломитами и их глинистыми, битуминозными и строматолитовыми разновидностями с прослоями алевритистых, песчанистых и кремнистых доломитов, песчаников, в основании – с прослоями песчанистых доломитовых конгломератов и доломитовых гравийно-песчаных брекчий. В средней части разреза нередко присутствуют гипсоносные доломиты. Максимальная мощность – 60 м. Для отложений свиты характерны пластовые и желваковые строматолиты *Stratifera* Korol., *Paniscollenia* Korol., из группы онколитов и катаграфий *Vesicularites* Reitl., *V. bothrydioformis* (Krasnop.), *Volvatella ainica* Nar., *V. kokorica* Milst. Изотопные (K-Ar) датировки по глаукониту (коллекция М. Н. Злобина с р. Котуйкан) – 624 и 673 млн лет [35].

В средней и южной частях Маймеча-Котуйской СФЗ отложения старореченской свиты вскрываются в долине р. Котуй и по ее притокам, где они трансгрессивно залегают на различных горизонтах чурбукской свиты верхнего рифея и повсеместно несогласно перекрываются отложениями немакит-далдынской свиты. В этой части СФЗ мощность свиты на отдельных участках достигает 250–300 м. Детальное послойное описание отложений старореченской свиты по коренным выходам р. Котуй проведено А. А. Юон [273]. По литологическим особенностям в составе свиты выделяются три толщи: нижняя – строматолитовая, средняя – гипсоносная и верхняя – битуминозная.

Нижняя толща представлена преимущественно серыми, коричневато-серыми и зеленовато-серыми строматолитовыми доломитами, в верхней части битуминозными с прослоями глинистых доломитов и доломитизированных известняков, серых и зеленовато-серых песчаников, темно-серых и черных аргиллитов. Среди строматолитов установлены *Paniscollenia emergens* Kom., *Colleniella singularis* Kom. и др. В основании толщи повсеместно зале-

гают кварцевые песчаники с линзами гравелитов и конгломератов. Мощность – 80–85 м.

Средняя толща представлена ритмично переслаивающимися толстоплитчатыми доломитами, средне- и тонкоплитчатыми (до листоватых) глинистыми и гипсоносными доломитами, гипсами, реже строматолитовыми доломитами, доломитизированными известняками и известняками. Известняки микрозернистые, битуминозные с онколитами *Vesicularites porrectus* Z. Zhur., *V. irregularis* Reitl., *V. lobatus* Reitl. В бассейне р. Котуй, в районе ее правого притока – р. Уоран-Юрях мощности отдельных пластов гипса достигают 20–25 м, а суммарная мощность пластов гипса в разрезе средней толщи составляет около 80 м. В южной части СФЗ в основании толщи залегает горизонт известняково-доломитовой брекчии мощностью до 20–23 м. Общая мощность средней толщи составляет 100–120 м.

Верхняя толща состоит главным образом из битуминозных массивных и строматолитовых доломитов и известняков. Верхнюю часть разреза мощностью около 10–15 м слагает горизонт пестроцветных (вишневых, малиновых, зеленых) доломитов с прослоями зеленовато-серых песчанистых доломитов с глауконитом. В пестроцветных доломитах определены микрофитолиты *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur. и др. Основание толщи слагает пачка массивных бежевых и желтых битуминозных доломитов и известняков, содержащих онколиты *Volvatella vadosa* Z. Zhur., *Vesicularites lobatus* Reitl., *V. rectus* Z. Zhur. Мощность верхней толщи – 80–100 м.

Перечисленные выше строматолитовые группы характерны для юдомского комплекса и развиты в равной мере как в нижней, так и в верхней частях его опорных разрезов [273]. По комплексу строматолитов и онколитов, по заключению З. А. Журавлевой и Вл. А. Комара [86, 110], отложения свиты сопоставляются с юдомской свитой юга Сибирской платформы.

В Мойеро-Оленёкской СФЗ отложения старореченской свиты залегают с угловым несогласием непосредственно на архейско-нижнепротерозойских кристаллических породах Анабарского щита или на коре выветривания по кристаллическим породам и трансгрессивно перекрываются отложениями маныкайской свиты. Повсеместно они скрыты под ледниковыми, флювиогляциальными и озерно-ледниковыми образованиями. Выходы отложений старореченской свиты вскрываются лишь в долинах рек Кукусунда (левый приток р. Арга-Сала) и Аганыли (правый приток р. Котуй), где вскрываются лишь отдельные фрагменты разреза свиты. Более полные разрезы вскрываются в долинах рек Кенгеде и Кюэнелекян (лист R-49), где представлены строматолитовыми, онколитовыми, песчанистыми и глинистыми доломитами с подчиненными прослоями песчаников и конгломератов. В основании залегают песчанистые доломиты и кварцевые песчаники, средняя часть разреза представлена переслаиванием песчанистых, глинистых, гипсоносных и строматолитовых доломитов, а в верхней части доминируют песчанистые доломиты. В строматолитовых доломитах определены *Paniscollenia emergens* Kom., онколиты и катаграфии *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur., *Volvatella vadosa* Z. Zhur., *V. zonalis* Nar., *Vermiculites tortuosus* Reitl., *V. irregularis* Reitl., *Vesicularites bothrydioformis* (Krasnop.), *V. porrectus* Z. Zhur., *V. obscurus* Z. Zhur., *V. enormis* Z. Zhur., *Nubecularites abustus* Z. Zhur. и др., характеризу-

ющие, по заключению З. А. Журавлевой, отложения старореченской свиты юдомским комплексом. Мощность свиты – 95–160 м.

В качестве опорного для Мойеро-Оленёкской СФЗ, вероятно, следует принять разрез, вскрытый Мархинской опорной скв. 1 [63, 242, 271], где отложения свиты залегают на коре выветривания интрузии долеритов рифейского возраста. В интервале 2000–1954 м вскрыты серые и темно-серые доломиты строматолитовые, доломиты глинистые, доломитовые мергели с прослоями сероцветных алевролитов и песчаников. Непосредственно на коре выветривания залегает прослой светло-серых кварцевых песчаников. Среднюю часть разреза (интервал 1954–1826 м) слагают серые, светло-серые и желтовато-серые доломиты криптокристаллические, доломиты водорослевые, глинистые, часто ангидритистые. Завершают разрез (интервал 1826–1815 м) доломиты песчанистые, алевритистые сероцветные с прослоями комковато-сгустковых доломитов, песчаников, алевролитов. Вскрытая мощность свиты – 185 м.

В отложениях старореченской свиты микрофитолиты и строматолиты, определенные в разных СФЗ и из разных частей разреза свиты, по заключению З. А. Журавлевой [85] и Вл. А. Комара [110], в целом типичны для юдомского комплекса. Имеющиеся изотопные (K-Ar) датировки глауконита (673 ± 25, 633, 624, 570 ± 10 млн лет) из нижней и верхней частей разреза свиты позволяют отнести нижнюю толщу отложений свиты к непскому горизонту, а среднюю и верхнюю – к тирскому. В северо-восточной части Маймеча-Котуйской СФЗ из-за длительного предкембрийского размыва в составе свиты сохранились главным образом отложения нижней толщи.

Возраст отложений из нижних частей разреза староререченской свиты, обнажающихся в коренном выходе р. Котуйкан, по данным изохронного Rb-Sr изотопного возраста (по 5 точкам из доломитов), Д. В. Елизаровым на семиканальном твердофазном масс-спектрометре Finnigan – MAT-262 в ГИ КНЦ РАН (г. Апатиты) определен в 625 ± 69 млн лет. Rb-Sr возраст аргиллитов, отобранных из средней части разреза свиты в коренном выходе р. Котуйкан, составляет около 560 млн лет [56].

ВЕРХНИЙ ВЕНД И НИЖНИЙ КЕМБРИЙ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Нерасчлененные верхневендско-нижнекембрийские отложения развиты в Фомич-Рассохинской, Маймеча-Котуйской и Мойеро-Оленёкской СФЗ, где представлены немакит-далдынской и маныкайской свитами.

Немакит-далдынская свита (V_2–$Є_1nd$) выделена В. Е. Савицким [221, 244]. За стратотип принят разрез по р. Нямакит-Далдын, представленный сероцветными известняками, доломитами, алевролитами и песчаниками с прослоями карбонатно-глинистых сланцев, залегающими на размытой поверхности отложений рифея.

В Фомич-Рассохинской СФЗ отложения свиты вскрываются по долинам рек Фомич и Парфен-Юрях и их притокам, оконтуривая узкой полосой отложения медвежинской свиты нижнего кембрия. Представлены они серыми или коричневато-серыми известняками и доломитами с маркирующим базальным

слоем песчаников и гравелитов, залегающими с угловым несогласием на различных горизонтах отложений нижнего рифея и согласно перекрывающимися красноцветными глинистыми известняками медвежинской свиты нижнего кембрия. В разрезе свиты выделяется четыре выдержанных по своему строению пачки. В основании отложений свиты залегает пачка кварцевых песчаников и песчанистых доломитов мощностью от 1,15 до 2,50 м (на северо-востоке). В кварцевых песчаниках встречаются прослои с кварцевым гравием и с рассеянной галькой подстилающих карбонатных пород рифея. Выше залегает пачка горизонтальнослоистых доломитистых известняков мощностью 6–8 м, местами с линзовидными прослоями кварцевых песчаников мощностью 0,1–1,5 м. Вышележащая часть разреза свиты представлена пачкой переслаивающихся зеленовато-серых глауконитсодержащих кварцевых песчаников, песчанистых доломитов и доломитов с мозаичной структурой мощностью 1,5–2,5 м. Завершает разрез свиты пачка пестроцветных известняков мощностью 5–8 м, в восточной части зоны с примазками окисленных битумов. По всему разрезу свиты встречаются кристаллы галенита и сфалерита. С северо-востока на юго-запад мощность свиты меняется от 15 до 32 м.

В Маймеча-Котуйской СФЗ отложения свиты залегают со стратиграфическим несогласием на размытой поверхности пород рифея и старореченской свиты венда и согласно перекрываются красноцветными отложениями медвежинской свиты нижнего кембрия. Они развиты в бассейнах рек Эриечка, Медвежья, Чурбука, в приустьевой части р. Котуйкан и на склонах р. Котуй, слагая извилистую полосу северо-восточного простирания шириной от 1–2 км на северо-востоке до 15–20 км на юге СФЗ. В южной части СФЗ они представлены пестроцветными известняками, глинистыми известняками, доломитами и известковистыми доломитами с прослоями мергелей и в верхней части разреза с прослоями известняковых конгломератов. К основанию разреза приурочен горизонт доломитово-кварцевых конгломератов с глауконитом, кварцевых песчаников, алевролитов и песчанистых доломитов мощностью 5 м. Мощность свиты с северо-востока на юго-запад увеличивается от 30–35 до 70–90 м.

Наиболее детально разрез немакит-далдынской свиты в Маймеча-Котуйской СФЗ изучен Б. Б. Шишкиным [269] на правом берегу р. Котуйкан, в 2–4 км выше устья. По вещественному составу в разрезе свиты он выделяет две пачки.

Нижняя пачка терригенно-карбонатная мощностью 61 м. Нижняя часть (20 м) сложена пестроцветными доломитовыми и алевритисто-доломитовыми мергелями. В основании нижней части пачки, на размытой поверхности отложений старореченской свиты, залегают конгломераты, представленные хорошоокатанными доломитами и кремнистыми доломитами, сцементированные глауконитсодержащими кварц-полевошпатовыми алевролитами и мелкозернистыми песчаниками. По данным А. Ю. Розанова [258], в прослойках серых известняков в красноцветных мергелях обнаружены *Anabarites trisulcatus* Miss. Средняя часть пачки (14 м) сложена серыми и коричневато-серыми известняками, доломитистыми и глинистыми известняками, реже глинистыми доломитами. В известняках определены микрофитолиты *Nubecularites abustus* Z. Zhur., *N. orbicularis* Z. Zhur., а также *Anabarites trisulcatus* Miss. и

Sabellidites sp. [258]. Верхняя часть (27 м) сложена серыми, коричневато-серыми глинистыми, глинисто-алевритистыми и алевритистыми доломитами и доломитовыми известняками, содержащми *Anabarites trisulcatus* Miss. и *Sabellidites* sp. [258].

Верхняя пачка карбонатная мощностью 24 м сложена (снизу вверх).

1. Известняками массивными серыми, светло-серыми, иногда с коричневым оттенком, в нижней части с прослоями мощностью до 2,3 м микрофитолитовых известняков с *Nubecularites catagraphus* Reitl., *N. antis* Z. Zhur., *N. orbicularis* Z. Zhur., *Volvatella zonalis* Nar. Мощность – 9 м. Закрытый участок ..... 2,3 м

2. Известняками микрозернистыми средне- и толстоплитчатыми коричневато-серыми, в кровле с линзовидными прослоями мощностью до 2–3 см светло-серых известковистых песчаников, зеленовато-серых конгломератов с многочисленными скелетными ископаемыми *Cambrotubulus decurvatus* Miss., *Conotheca* sp., *Anabarites* sp., гастроподами; в конгломератах кроме указанных форм обнаружены *Hyolithellus* sp. Мощность ..... 1,1 м

3. Известняками светло-серыми косослоистыми мощностью 0,6 м. Закрытый участок ..... около 2 м

4. Доломитами микро- и тонкозернистыми известковистыми, глинистыми серыми и светло-серыми тонкоплитчатыми. Мощность ..... 2,1 м

5. Известняками органогенными, иногда доломитистыми коричневато-серыми и зеленовато-серыми, грубоплитчатыми, иногда имеющими биогермные образования с многочисленными водорослями *Epiphyton* sp., *Girvanella* sp., *Renalcis* cf. *gelatinosus* Korde, *Renalcis* sp. Мощность ..... 6,9–7,0 м

Выше залегают пестроцветные глинистые известняки и известняки, содержащие многочисленные анабариты, гастроподы, хиолиты, хиолительминты медвежинской свиты.

В Мойеро-Оленёкской СФЗ отложения этого стратиграфического уровня представлены маныкайской свитой (V_2–$Є_1mn$), выделенной Б. Г. Лопатиным, С. М. Табуновым и К. С. Забурдиным в 1958–1959 гг. со стратотипом на р. Мал. Куонамка, вблизи устья руч. Маныкай [69]. Опорные разрезы также изучены в береговых обнажениях и скважинах бассейна среднего течения р. Мал. Куонамка и в низовьях р. Бол. Куонамка, ниже устья р. Старая [23, 270]. Залегает несогласно на доломитах старореченской свиты венда, согласно перекрывается породами эмяксинской свиты. В стратотипе маныкайская свита имеет трехчленное строение: в основании – терригенные отложения, средняя часть – карбонатная, верхи сложены терригенно-карбонатными породами с маркирующими водорослевыми известняками. Отложения свиты содержат остатки ангустиокреид и протоконодонтов, характерных для зоны Anabarites trisulcatus верхнего венда, в верхах собраны остатки гастропод зоны Anabarella plana и хиолитов зоны Allatheca cana нижнего кембрия [342]. Мощность отложений свиты колеблется от 40 до 120 м.

В Мойеро-Оленёкской СФЗ по составу и мощности отложения свиты аналогичны стратотипу. Они залегают на размытой поверхности пород старореченской свиты и согласно перекрываются отложениями эмяксинской свиты, слагая полосу шириной 10–20 км, прослеживающуюся вдоль южного склона Анабарского щита. В пределах зоны они, как и отложения старореченской

свиты, на большей части территории перекрыты ледниковыми, флювиогляциальными и озерно-ледниковыми отложениями. Выходы свиты на дневную поверхность закартированы лишь в восточной части СФЗ в виде полосы шириной до 2 км на склонах р. Кукусунда. По литологическим особенностям в разрезе свиты выделяется нижняя часть, сложенная пестроцветными глинистыми доломитами и доломитизированными известняками с базальным слоем конгломератов мощностью до 2–3 м; средняя, состоящая из песчанистых и глинистых известняков с линзами мергелей, оолитовых и строматолитовых известняков; верхняя, представленная строматолитовыми и онколитовыми битуминозными известняками с микрофитолитами *Nubecularites antis* Z. Zhur., *N. varius* Z. Zhur. Мощность свиты с запада на восток возрастает от 70–80 до 120–130 м.

Б. Б. Шишкиным и И. Т. Журавлевой [271] дано детальное описание вещественного состава пород маныкайской свиты, вскрытых Мархинской опорной скв. 1, проведена корреляция с одновозрастными отложениями естественных разрезов южных и западных склонов Анабарского щита и обосновано отнесение верхней части отложений свиты к томмотскому ярусу.

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Отложения кембрийской системы имеют широкое площадное распространение. С юга, запада и северо-запада полосой шириной около 80 км окружают выходы пород докембрия. Повсеместно они согласно залегают на нерасчлененных вендско-кембрийских отложениях маныкайской (на юге) и немакит-далдынской (на западе и севере) свит. На юго-западе выходы отложений кембрийской системы перекрываются нижнеордовикскими отложениями, а на северо-западе – отложениями ордовикской, каменноугольной, пермской и триасовой систем.

Стратиграфическое расчленение кембрийских отложений создавалось в 1950–1960-х гг. главным образом в процессе геологосъемочных работ масштаба 1 : 200 000 геологами НИИГА (А. Л. Гроздилов, К. К. Демокидов, В. Я. Кабаньков, В. А. Комар и др.), ВАГТ (И. М. Битерман, Р. О. Галабала, Б. Н. Леонов, Л. М. Натапов и др.), ЯТГУ (В. М. Гаращук, В. В. Грицик, В. О. Лупейчук и др.). Разработанные ими стратиграфические схемы впоследствии были включены в корреляционные схемы Якутской АССР и Средней Сибири. Формационный состав отложений кембрийской системы представлен несколькими типами разрезов преимущественно карбонатных пород, характерных для определенных фациальных зон. С учетом особенностей их состава, геологического строения и принадлежности к определенным тектоническим структурам в пределах листа R-48 выделяются три СФЗ: на юге – Мойеро-Оленёкская, на северо-западе – Маймеча-Котуйская, а на севере – Фомич-Рассохинская.

Кембрийские отложения в Мойеро-Оленёкской СФЗ слагают полосу шириной 60–80 км вдоль южного склона Анабарского свода, представленную (снизу вверх) отложениями эмяксинской, куонамской, оленёкской, джахтар-

ской, силигирской, чукукской и мархинской свит. В пределах структурно-формационной зоны они почти повсеместно перекрыты ледниковыми, флювиогляциальными и озерно-ледниковыми отложениями, а также другими различными по генезису четвертичными образованиями и вскрываются лишь фрагментарно в пределах отдельных возвышенностей или в долинах относительно крупных водотоков.

Эмяксинская свита ($Є_1em$) выделена М. Н. Злобиным в 1956 г. на р. Эмяксин-Уреге (Эмяхсин), притоке р. Мал. Куонамка [238]. Стратотип и опорные разрезы изучены в Анабаро-Куонамской СФЗ в береговых обнажениях рек Мал. и Бол. Куонамка и вскрыты скв. Г-3,4,5 [375, 376]. Согласно залегает на маныкайской свите и согласно перекрывается отложениями куонамской свиты. Сложена переслаивающимися пестроокрашенными карбонатными и глинисто-карбонатными отложениями, в отдельных разрезах в основании свиты фиксируются базальные известняковые конгломераты [373]. Мощность – до 200–290 м. По комплексу мелкораковинной фауны и остаткам трилобитов установлен томмотский–ботомский возраст свиты. По заключению А. К. Валькова, томмотские формы мелкораковинной фауны представлены скелетными остатками, характерными для зон Anabarella plana, Allatheca cana, A. anabarica, Burithes erum; атдабанские хиолиты характерны для зон Tetratheca hexagona и Lenatheca groenlandica; в верхах разреза обнаружены трилобиты зоны Judomia–Uktaspis верхов атдабанского яруса и зоны Bergeroniellus micmacciformis – Erbiella низов ботомского яруса нижнего кембрия [342, 373, 376]. Детальное изучение отложений нижней части эмяксинской свиты с характерным комплексом органических остатков было проведено Б. Б. Шишкиным [270] на р. Бол. Куонамка в 5 км ниже устья р. Старая.

В пределах листа по составу и условиям залегания отложения свиты соответствуют стратотипу, выделенному М. Н. Злобиным. Нижние части разреза свиты [398] вскрываются лишь во врезе р. Котуй и вдоль склонов р. Мойеро, где представлены однообразной толщей известняков тонко- и мелкозернистых, иногда доломитистых, от тонко- до грубоплитчатых, чередующихся с водорослевыми и водорослево-археоциатовыми разностями. Известняки обычно красные, красновато-коричневые, вишневые, пятнистые, реже светло-серые и желтовато-серые. Водорослевые и водорослево-археоциатовые известняки имеют бугристые поверхности напластования, иногда образуют биогермные куполовидные постройки. В верхней части толщи (до 5 м) известняки серые микрозернистые, окварцованные с единичными прослойками тонкоплитчатых зеленовато-серых глинистых известняков с остатками водорослей и археациатов. Контакт с подстилающими отложениями маныкайской свиты не вскрыт. Мощность вскрытой части толщи – около 60 м.

Средняя часть разреза свиты вскрывается в долине р. Мойеро и во врезе р. Котуй. Представлена пятнистыми доломитами желтого и серого цвета, мелко- и среднезернистыми, массивными кавернозными с прослоями водорослевых слабобитуминозных доломитов коричневого и желто-коричневого цвета. Завершают разрез массивные и толстоплитчатые водорослевые известняки мощностью до 30 м с трещинами усыхания, участками кавернозные, с жеодами кварца и с прослоями серо-коричневых битуминозных доломитов. Мощность средней толщи – 130–150 м.

Верхнюю часть разреза свиты мощностью 80–90 м слагают преимущественно водорослевые доломиты кремовые, желтовато- и светло-коричневые, местами кавернозные, в нижней части разреза водорослевые доломиты известковистые, интенсивно кавернозные грубоплитчатые с прослоями и линзами розовато-серых известняков, участками окремненных и кавернозных, толстоплитчатых и массивных.

Суммарная мощность свиты составляет 180–300 м.

В известняках верхней части разреза установлены обильные остатки трилобитов *Hebediscus* cf. *ponderosus* Lerm., *H. attleborensis* (Sh. et Foerste), *Pagetiellus lenaicus* (Toll.), *P. porrectus* Laz., *Triangulaspis meglitzkii* (Toll)., *T. lermontovae* Laz., а в средней части разреза в известняках установлены хиолиты *Notabilithes* cf. *dapsilis* Sys., *Exilitheca* aff. *impleta* Sys., *Renitheca ancipitia* Sys., *Angusticornus acutangulus* Sys., *A. reflexus* Sys. и др.

Куонамская свита ($Є_{1-2}kn$) выделена в 1957 г. К. К. Демокидовым на р. Мал. Куонамка без указания точного положения стратотипа. В качестве лектостратотипа служит обнажение на р. Мал. Куонамка вблизи пос. Жилинда (Джелинда) [238, 244]. Залегает согласно на эмяксинской свите и согласно перекрывается оленёкской свитой. Нижняя граница проводится по подошве «горючих сланцев». Сложена темно-серыми и черными битуминозными карбонатно-глинистыми отложениями, образовавшимися в фациях относительно глубоководного морского бассейна открытого типа, и резко отличается по составу, окраске и строению от подстилающих и перекрывающих пород (сланцевый тип разреза). Мощность – 24,5 м. Ботомский–амгинский стратиграфический объем устанавливается по комплексам трилобитов зоны Bergeroniellus expansus ботомского яруса, зон Paramicmacca petropavlovskii – Lermontovia и Anabaraspis splendens тойонского яруса и зон Orictocara, Kounamkites, Triplagnostus gibbus, Tomagnostus fissus–Paradoxides sacheri амгинского яруса.

В рассматриваемом районе отложения свиты полностью перекрыты четвертичными отложениями. В бассейне р. Арга-Сала отложения свиты, по данным Ю. А. Осипова [184], залегают на подстилающих породах эмяксинской свиты со стратиграфическим перерывом. Сложена свита битуминозными сланцами, известняками, глинистыми и алевритистыми известняками, мергелями и доломитами. В нижней части разреза преобладают битуминозные сланцы, глинистые известняки и мергели, в верхней преобладают известняки. Мощность свиты – 30–50 м. В известняках свиты по разрезу собраны многочисленные остатки трилобитов, брахиопод, остракод и хиолитов. Возраст отложений нижней части свиты определяется на основании находок *Lermontovia grandis* Lerm., *L. dzewanovskii* (Lerm.), *Kootenia jacutensis* Lerm., *Paramicmacca petropavlovskii* Suv., характерных для тойонского яруса, а верхней части на основании многочисленных остатков трилобитов *Triplagnostus gibbus* (Linnrs.), *Elrathia alexandrovi* N. Tchern., *Kounamkites insuetus* Laz., *K. rotundatus* N. Tchern., *K.* ex gr. *freguens* N. Tchern. и др., брахиопод *Acrotreta rojakovi* Lerm., остракод и хиолитов амгинского яруса.

Оленёкская, джахтарская и силигирская свиты объединенные ($Є_2ol \div sl$). Объединение свит обусловлено, с одной стороны, очень плохой обнаженностью территории распространения отложений свит, с

другой – интенсивным проявлением интрузивного базитового магматизма, представленного многочисленными дайками и неправильно секущими интрузиями оленёк-велингнинского комплекса, осложняющего расчленение отложений названных свит. Они перекрыты четвертичными отложениями различных генетических типов и вскрываются лишь в урезах крупных водотоков и на отдельных возвышенных участках.

О л е н ё к с к а я с в и т а (*ol*)* выделена в бассейне р. Олёнек в 1934 г. [211], где залегает согласно на отложениях куонамской свиты и перекрывается джахтарской свитой. Стратотипической местностью является область междуречья Оленёка и Мал. Куонамки. Помимо коренных обнажений стратотипической местности свита вскрыта скв. Г-2,5 в Куонамской подзоне [375, 376]. Нижняя граница проводится по резкой смене черных битуминозных сланцев зеленоцветными известняками джелиндинского маркирующего горизонта с характерным комплексом фауны. Представлена пестроокрашенными глинисто-карбонатными отложениями мелководного морского бассейна открытого типа. Мощность – 150 м. В основании свиты встречаются трилобиты верхов зоны Tomagnostus fissus–Paradoxides sacheri амгинского яруса, а ее верхняя часть охарактеризована находками трилобитов зоны Corynexochus perforatus–Anopolenus henrici оленёкского горизонта майского яруса, что определяет ее стратиграфический объем.

В Мойеро-Оленёкской СФЗ отложения свиты обнажены во врезе р. Котуй на отрезке между устьями рек Диринг дэ (нижняя)–Диринг дэ (верхняя), где согласно залегают на отложениях куонамской свиты. Нижняя граница проводится по подошве слоев водорослевых доломитов, содержащих трилобиты *Suludella resima* Jegor. et Sav. На остальной территории отложения свиты перекрыты четвертичными образованиями. Представлены пестроокрашенными известняками, глинистыми и алевритистыми известняками с прослоями обломочных и псевдооолитовых известняков, встречаются прослои доломитизированных известняков. Мощность – 70–150 м. Нижняя часть мощностью 10–15 м представлена серыми толстоплитчатыми доломитами, часто доломитизированными известняками, содержащими трилобиты *Corynexochus tersus* Laz., *Peronopsis* ex gr. *fallax* (Linnrs.), *Pseudanomocarina* sp. ind. и др. Верхняя, преобладающая по мощности, часть разреза сложена переслаивающимися пестроцветными известняками, содержащими единичные остатки трилобитов *Peronopsis bifurcatus* Pokr., *Phalacroma* sp., *Solenopleura* sp. ind., *Tankhella* sp. ind.

Д ж а х т а р с к а я с в и т а (*dg*)* выделена в 1955 г. В. В. Петропавловским на р. Джахтар, в бассейне р. Олёнек [250]. В стратотипической местности свита сложена мергелями, глинистыми и кристаллическими известняками мощностью 150–200 м. Возраст установлен по обширному в видовом отношении комплексу трилобитов, принадлежащих к зоне Anomocarioides limbataeformis майского яруса. Залегает согласно с подстилающими отложениями оленёкской свиты и перекрывающими силигирской.

В Мойеро-Оленёкской СФЗ отложения свиты протягиваются полосой субширтного простирания от бассейна р. Дяра через бассейн р. Мойеро и

*Здесь и далее: свиты показаны только на схеме корреляции.

«Харамайские вершины». Нижняя граница проводится по смене комплексов трилобитов, а также по цветовым и структурным различиям карбонатных отложений. В составе свиты выделяются две толщи. Нижняя толща мощностью 50–60 м сложена пачками бордово-красных известняков и мергелей с подчиненными прослоями голубовато-серых, содержащих многочисленные остатки трилобитов *Centropleura orins* Lerm., *Solenopleura zverevi* Lerm., *Megagnostus glandiformis* (Ang.), *Anomocarioides limbatum* (Ang.), *A. limbataeformis* Lerm., *Forchhammeria elegans* Lerm. и др. Верхняя толща мощностью 110–120 м отличается резким преобладанием зеленоцветных известняков и мергелей; красные, коричневые, бордовые присутствуют в виде отдельных прослоев в низах толщи. Характерна ритмичность в переслаивании известняков и мергелей и обилие фаунистических остатков *Anomocarina siberica* Holm et West., *A. obscura* N. Tchern., *A. splendens* Lerm., *Lejopyge laevigata* Dalm., *Forchhammeria elegans* Lerm., *Anomocarioides limbatum* (Ang.), *A. limbataeformis* Lerm., *Solenopleura zwerewi* Lerm. и др. Общая мощность свиты составляет около 160–180 м.

Силигирская свита (*sl*)* впервые описана в 1958 г. Н. В. Покровской по р. Силигир (правый приток р. Оленёк) в ранге горизонта. Позднее В. В. Петропавловским отложения силигирского горизонта в стратотипическом разрезе были выделены под названием «силигирская свита» [209]. Опорные разрезы описаны в береговых обнажениях р. Силигир и вскрыты скважинами совместно с джахтарской свитой. Залегает на последней согласно. Граница проводится по появлению в разрезе многочисленных остатков трилобитов *Lejopyge laevigata* Dalm. Представлена ритмичным переслаиванием светлоокрашенных известняков, глинистых известняков и мергелей. В стратотипической местности мощность свиты достигает 340 м. Позднемайский возраст установлен по комплексу трилобитов *Lejopyge laevigata* Dalm., *L. armata* Linnrs., *Maiaspis mirabilis* N. Tcher., *Aldanaspis truncata* Lerm.

На площади листа отложения свиты вскрываются в узкой полосе запад-северо-западного простирания, протягивающейся от р. Усун-Юрях к р. Мойерокан (нижний) и далее на запад к долине р. Котуй, где представлены чередованием пачек серовато-зеленых, коричневато-желтых и розовато-серых массивных известняков с глинистыми тонкоплитчатыми известняками и с прослоями голубовато-серых мергелей. В верхней части разреза глинистые известняки и мергели менее характерны. Появляются прослои алевритовых известняков, наблюдаются редкие маломощные прослои доломитов и мелкообломочных известняков, характерны более мощные прослои кристаллических известняков. Преобладающая окраска пород зеленовато-серая. По всему разрезу отмечаются линзовидные прослои водорослевых известняков светло-коричневого цвета и известняковых плоскогалечных конгломератов зеленовато-серого цвета. В рассматриваемых породах на р. Котуй Б. Б. Шишкиным [272] обнаружен комплекс трилобитов *Maiaspis inflate* N. Tchern., *M.* cf. *mirabilis* N. Tchern., *Koldinia* Walc. et Res., *Onchorotellus* Lerm., *Seletella* Ivsh. Полная мощность свиты в Мойеро-Оленёкской СФЗ, установленная в районах, не перекрытых четвертичными образованиями, составляет 330–360 м [184]. Из разреза свиты определены остатки *Anomocarina siberica* Holm. et West., *A. polarica* Pokr., *A. evidens* N. Tchern., *Anomocarioides* ex gr. *speciosus*

N. Tchern., *Aldanaspis punctatus* Lerm., *A. truncata* Lerm., *A.* ex gr. *truncata* Lerm., *Maiaspis mirabilis* N. Tchern., *Shoriella optata* N. Tchern., *Surahia formosa* Pork., *Onchorotellus* sp. nov., *Paracoosia* sp., *Pseudanomocarina giganta* Pokr., *Calvinella* sp., *Lomsucaspis* sp., *Crepiphalina* sp. и др. [398].

Чукукская свита (Є$_3$*čk*) выделена В. В. Грициком [62] по р. Чукук-Юрягэ, правому притоку р. Оленёк. Границы с подстилающей силигирской и перекрывающей мархинской свитами согласные [100]. Стратотипическая местность охватывает междуречье Оленёка и Силигира. В стратотипе нижняя часть разреза свиты мощностью около 50 м сложена грубо-косослоистыми серыми и коричневато-желтыми песчанистыми известняками, алевритистыми и онколитовыми известняками, известковистыми песчаниками с примесью гравийного материала. По всему разрезу встречаются стилолитовые швы, сутурные линии. Верхняя часть сложена светло-серыми и голубовато-серыми известняками, доломитистыми известняками с примесью терригенного материала. Общая мощность свиты – 110 м. Трилобиты в нижней части свиты *Koldinia minor* Kob., *Maiaspis inflata* N. Tchern., *M. mirabilis* N. Tchern. и др. характерны для зоны Lejopyge laevigata–Aldanaspis truncata верхов майского яруса среднего кембрия. В верхней части – *Koldinia propria* Khram., *K. minor* Kob., *Pedinocephalina divulgata* Laz., *Plethopeltoides elegans* Khram. и др. принадлежат к зоне Kormagnostus simplex низов аюсокканского яруса верхнего кембрия.

На площади листа отложения свиты вскрываются лишь на вершинах междуречья Котуй–Мойеро и далее к востоку на вершинах междуречья Мойеро–Арга-Сала. Судя по разрозненным выходам, основной объем в составе свиты занимают сероцветные микро- и мелкозернистые плитчатые и массивные, редко комковатые известняки, а также темно-серые слабобитуминозные, часто глинистые и алевритистые известняки. Подчиненную роль в разрезе занимают известковистые мергели, преимущественно зеленовато-серые волнистослоистые тонкоплитчатые до листоватых. Изредка отмечаются прослои оолитовых, водорослевых, органогенно-обломочных полидетритовых известняков. В нижней части разреза заметно увеличивается содержание водорослевых известняков, присутствуют линзы и линзовидные прослои известняковых плоскогалечных конгломератов. В низах разреза установлены остатки брахиопод *Billingsella tegula* Yadr., *B. subcarinata* Yadr., *Obolus* sp. и др., в верхней части отложений определены остатки трилобитов *Nganasanella* aff. *nganasanensis* Ros., *N.* sp., *Homagnostus fecundus* Pokr. et Erg. и др. Видимая мощность свиты – 170–180 м.

Мархинская свита (Є$_3$*mr*) выделена в 1956 г. Б. Н. Леоновым с соавторами по р. Мархa, стратотип не указан [20, 129, 244]. Наилучшие обнажения свиты описаны в бассейне верховьев р. Силигир. Границы с подстилающей чукукской и перекрывающей моркокинской свитами согласные. Характерна изменчивость состава. Граница между отложениями чукукской и мархинской свит проводится по подошве известняков с многочисленными линзами известняковых конгломерато-брекчий. Сложена свита известняками с прослоями и линзами глинистых, алевритистых, водорослевых и оолитовых известняков, плоскогалечных известняковых конгломератов, редко доломитов и мергелей. Характерны трещины усыхания, знаки течений, волнопри-

бойной ряби на поверхностях наслоения, диагональная и косая слоистость и другие признаки мелководья. Мощность – 160–165 м. Трилобиты *Kuraspis obscura* Chern., *K. similis* Chern., *Koldinia minor* Kob., *Pterocephalina sibirica* Z. Max. характерны для сакского яруса и верхов аюсокканского.

В пределах района отложения свиты развиты лишь в его юго-западной части. Обнаженность плохая. Наиболее полные разрезы вскрываются во врезе р. Мойеро. На остальной территории она обнажена очень слабо и представлена в высыпках щебня и плитчатых глыб. В обнажениях р. Мойеро можно выделить три пачки.

Нижняя (30–40 м) сложена известняками и глинистыми известняками светло-серыми, светло-желтыми и реже серовато-сиреневыми тонко- и толстоплитчатыми с прослоями и линзами известковых мергелей, алевритистых известняков, красно-коричневых мелкокристаллических известковистых доломитов. Встречаются водорослевые и оолитовые известняки, а также известняковые плоскогалечные конгломераты.

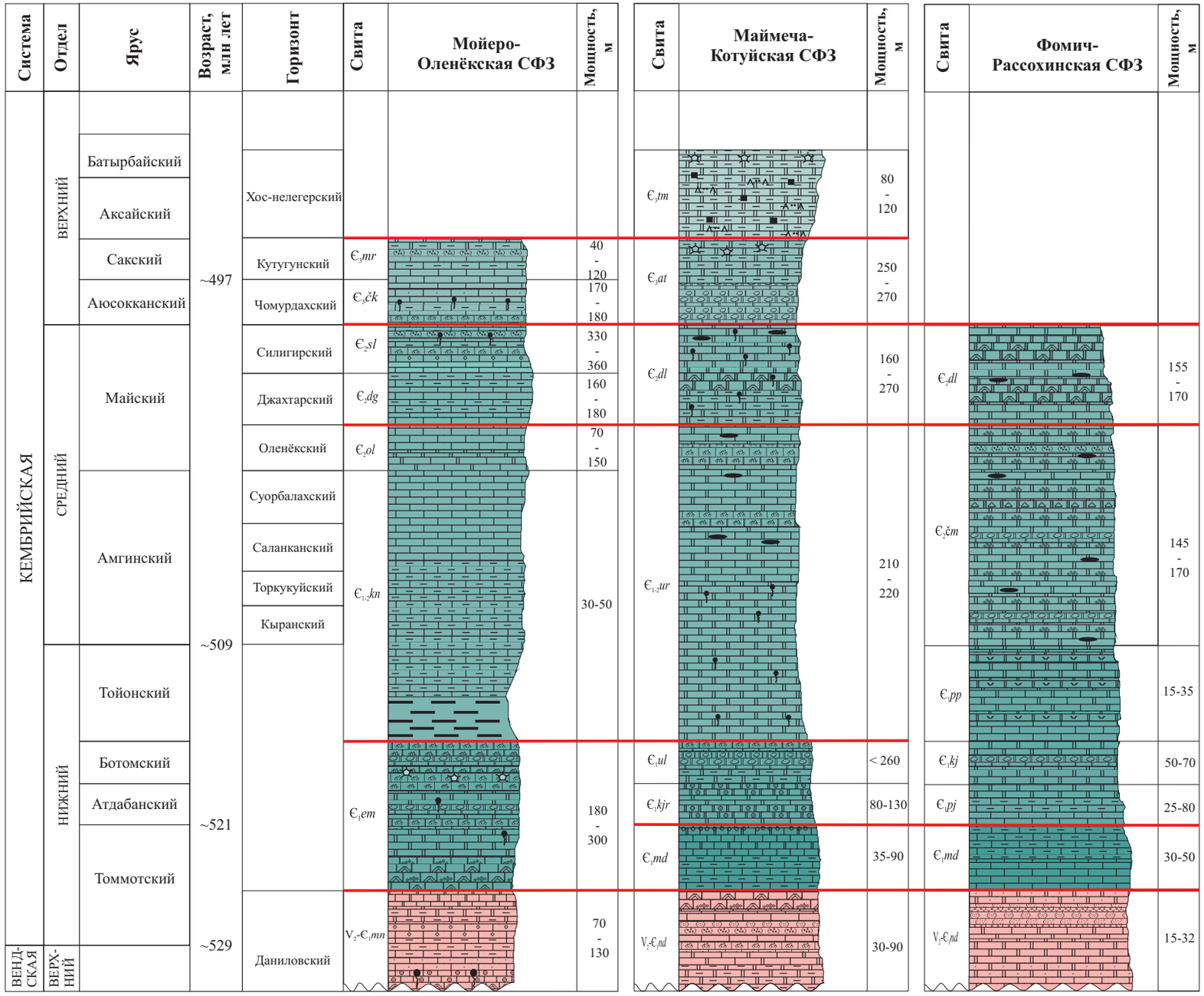
Средняя пачка (15–20 м) сложена известняками желто-серыми, участками доломитистыми и глинистыми, тонкокристаллическими и тонкоплитчатыми. Завершают разрез пачки доломитовые мергели желто- и красноцветные тонкоплитчатые.

Верхняя пачка (50–60 м) сложена преимущественно глинистыми доломитами микро- и тонкокристаллическими тонкоплитчатыми, в основном красноцветными, с прослоями желтоцветных доломитов толстоплитчатых и массивных, пестроцветных мергелей тонкоплитчатых с линзами плоскогалечных доломитовых конгломератов. Очень редко встречаются прослои водорослевых доломитов, а также загипсованных красноцветных доломитов и гипсов.

Максимальная мощность мархинской свиты в долине р. Мойеро – 120 м. Эта часть разреза свиты охарактеризована трилобитами *Koldinia (Parakoldinia) striata* Ros., *Faciura infida* Las., *Plethopeltoides lepidus* Las., которые, по заключению Н. П. Суворовой, характеризуют сакский ярус и верхи аюсокканского. В свою очередь находки брахиопод рода *Lingulella* свидетельствуют о раннесакском возрасте вмещающих пород, а трилобиты *Homagnostus fecundus* Pokr. et Erg. характеризуют аюсокканский ярус. К северо-западу мощность свиты постепенно уменьшается и на левобережье р. Котуй не превышает 40 м.

В Маймеча-Котуйской СФЗ кембрийские отложения слагают полосу вдоль западного склона Анабарского свода, представленную (снизу вверх) отложениями медвежинской, объединенных кугдаюряхской и улахан-арымасской, урюнгтасской, далбыхской, атырдяхской и томпокской свит (рис. 1). В Фомич-Рассохинской СФЗ кембрийские отложения занимают северо-восточную часть территории листа R-48, охватывая бассейн р. Рассоха (левый приток р. Попигай) и бассейн среднего течения р. Фомич (рис. 1). В составе кембрийских отложений выделены (снизу вверх) медвежинская, объединенные парфен-юряхская, киэнг-юряхская и попигайская, чумнахская и далбыхская свиты.

Объединение свит связано, в первую очередь, с тем, что в силу разрешающей способности масштаба карты свиты не могут быть показаны в качестве самостоятельных геологических подразделений, так как на уровне современ-

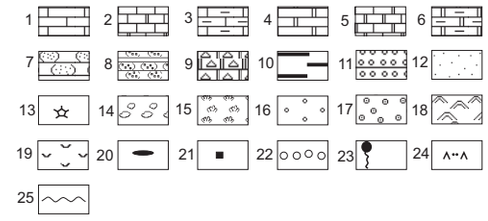


Мойеро-Оленёкская СФЗ: маныкайская (V_2–$Є_1mn$), эмяксинская ($Є_1em$), куонамская ($Є_{1–2}kn$), оленёкская ($Є_2ol$), джахтарская ($Є_2dg$), силигирская ($Є_2sl$), чукукская ($Є_3čk$), мархинская ($Є_3mr$);

Маймеча-Котуйская СФЗ: немакит-далдынская (V_2–$Є_1nd$), медвежинская ($Є_1md$), кугдаюряхская ($Є_1kjr$), улахан-арымасская ($Є_1ul$), урюнгтасская ($Є_{1–2}ur$), далбыхская ($Є_2dl$), атырдяхская ($Є_3at$), томпокская ($Є_3tm$);

Фомич-Рассохинская СФЗ: немакит-далдынская (V_2–$Є_1nd$), медвежинская ($Є_1md$), парфен-юряхская ($Є_1pj$), киэнг-юряхская ($Є_1kj$), попигайская ($Є_1pp$), чумнахская ($Є_2čm$), далбыхская ($Є_2dl$).

Условные обозначения:



1 – известняки, 2 – доломитистые, доломитовые известняки, 3 – глинистые известняки; известковистые/известковые мергели, 4 – доломиты, 5 – известковистые/известковые доломиты, 6 – глинистые доломиты, 7 – песчаники, 8 – конгломераты, 9 – брекчии, 10 – битуминозные сланцы, 11 – гравийный материал, 12 – песчаный материал, 13 – трещины усыхания, 14 – каверны, 15 – водоросли, 16 – оолиты, 17 – микрофитолиты, 18 – строматолиты, 19 – раковинная фауна без разделения на группы, 20 – стяжения кремня, 21 – пирит, 22 – глауконит, 23 – битум, 24 – гипс, 25 – несогласное залегание.

Рис. 1. Схема корреляции кембрийских отложений.

Вклейка. Заказ 81114019

ного эрозионного среза их выходы занимают весьма незначительные площади. Кроме того, в пределах Фомич-Рассохинской и на преобладающей северной части Маймеча-Котуйской СФЗ геологическая съемка была проведена в 1960–1970-е годы, кембрийские отложения были закартированы на уровне региональных подразделений, то есть горизонтов, и нередко на уровне отделов, что также усложняет посвитное расчленение отложений кембрийской системы. Лишь в южной части Маймеча-Котуйской СФЗ на геологических картах листов R-48-XIX, XX, XXV, XXVI, XXVII, XXVIII, изданных в 1995 г., кембрийские отложения закартированы на уровне свит. Также осложняющим фактором является широкое развитие на отдельных участках территории разновозрастного базитового магматизма.

Медвежинская свита ($Є_1md$) выделена в 1959–1960 гг. В. Е. Савицким и В. М. Рудяченком [79]. Стратотип находится на р. Медвежья, выше устья р. Далдын. Залегает согласно на отложениях немакит-далдынской свиты. Сложена красноцветными, пестроцветными известняками и глинистыми известняками. Фауна многочисленна и представлена гастроподами, хиолитами, брахиоподами, в верхней части свиты археоциатами. По данным В. Е. Савицкого [79], мощность свиты составляет 42–46 м.

В Маймеча-Котуйской СФЗ медвежинская свита отчетливо прослеживается почти по всему западному и северо-западному склону Анабарского свода. Мощность меняется от 35 м на севере до 65–90 м на юге. По р. Котуй, в районе устья р. Котуйкан, отложения свиты согласно залегают на породах немакит-далдынской свиты. Граница между ними четко прослеживается в обнажениях по кровле слоя известняков. Литологический состав монотонный – известняки, глинистые известняки, известковистые доломиты. Характерно почти постоянное присутствие глауконита и обилие хорошо видимых органических остатков. Содержатся хиолиты *Loculitheca rugata* Sys., *Conotheca mammilata* Miss.; археоциаты *Archaeolynthus polaris* (Vol.), *Nochoroicyathus turbidus* (Roz.); моллюски *Anabarella plana* Vost., *Aldanella crassa* Miss. и др.

В Фомич-Рассохинской СФЗ свита представлена известняками и глинистыми известняками с прослоями мергелей. По окраске отчетливо разделяется на две пачки: нижнюю кирпично-красного цвета и верхнюю пятнистую фиолетово-красного цвета. Отложения верхней пачки также более глинистые. Мощность свиты составляет около 30 м, но на водоразделе верховий рек Чочурдах и Берелех достигает 50 м. В многочисленных береговых обнажениях рек Фомич и Рассоха Н. П. Мешковой собраны и определены *Anabarites ternarius* Miss., *A. tripartitus* Miss., *Cambrotubulus decurvatus* Miss., *Hyolithellus tenuis* Miss., *H. vladimirovae* Miss., *Torellella lentiformis* (Sys.), *Lapwortella tortuosa* Miss., *Conotheca mammilata* Miss., *Tiksitheca licis* Miss., *T. korobovi* Miss., *Sachites proboscideus* Mesh., *Philoxenella spiralis* Vost. и др. [118].

Кугдаюряхская и улахан-арымасская свиты объединенные ($Є_1kjr+ul$).

Кугдаюряхская свита (*kjr*)* выделена В. Р. Трофимовым в 1981 г. Стратотип расположен на правом берегу р. Котуй, в устье р. Кугда-Юрях, в 2,8 км ниже устья р. Котуйкан [303].

Свита имеет ярко выраженные фациально-литологические особенности, отличающие ее от других подразделений. Отложения свиты залегают на под-

стилающих породах согласно, в разрезах наблюдается постепенный переход между ними в пределах первых метров. Разрез в целом монотонный – чередование известняков (глинистых и доломитистых) и доломитов (глинистых и известковистых) желтовато-коричневого, коричнево-серого цвета. В породах присутствует большое количество микрофитолитов. Маркирующих слоев, позволяющих увязать между собой отдельные разрезы по уровням, нет, лишь четко узнаются подошва и кровля свиты за счет отличий от подстилающих и перекрывающих пород. Возраст отложений кугдаюряхской свиты определяется на основании скелетной фауны в целом как раннекембрийский. По редким находкам микропроблематики в устье р. Кугда-Юрях Н. А. Бодина относит кугдаюряхскую свиту условно к верхам томмотского яруса – низам атдабанского. По микрофитолитам, определенным Н. В. Харитоновой, подтверждается лишь ее раннекембрийский возраст. Мощность свиты составляет 80–130 м [303].

Улахан-арымасская свита (*ul*)* выделена М. А. Минаевой в 1985 г. из низов разреза кындынской серии. Название дано по руч. Улахан-Ары-Мас-Юрях, впадающему в р. Котуй в 18 км ниже устья р. Котуйкан. Отложениям свиты свойственно характерное для кембрийских пород западного Прианабарья пологое падение на северо-запад (азимут от 300–310 до 340°) под углом до 3–5° [162].

Отложения свиты обнажаются вблизи кромки правобережного склона р. Котуй, в 2,5–2,7 км ниже устья р. Котуйкан. Вышележащие части свиты прослеживаются ниже по течению р. Котуй на 25–26 км в серии береговых обнажений высотой от 100 до 200 м и более и протяженностью от 1,5 до 3,0 км. В основном увязка обнажений проводилась по правому берегу прослеживанием маркирующих слоев и пачек. Трудности возникли при корреляции отложений верхней части свиты на участке долины между ручьями Улахан-Ары-Мас-Юрях и Урюнг-Тас-Юрях, где они высоко подняты над урезом воды р. Котуй и труднодоступны для составления разреза.

Породы свиты согласно залегают на микрофитолитовых доломитах и известняках кугдаюряхской свиты. В основании в полных разрезах наблюдаются серые, темно-серые полосчатые неравномерно глинистые доломиты, иногда известковистые (10–11 м). Выше их сменяют массивные желто-серые водорослевые кавернозные, трещиноватые доломиты с редкими прослоями светло-серых пелитоморфных волнистослоистых доломитов (42–55 м). Водорослевые биогермы в этой части свиты достигают в высоту 12 м. Завершают разрез улахан-арымасской свиты массивные светло-серые доломиты с линзами известняков (200 м). Мощность свиты – до 260 м.

В Фомич-Рассохинской СФЗ отложения этого стратиграфического уровня представлены парфен-юряхской и киэнг-юряхской свитами. Вышележащие попигайская и чумнахская свиты стратиграфически соотносятся с урюнгтасской свитой в Маймеча-Котуйской СФЗ.

Парфен-юряхская, киэнг-юряхская и попигайская свиты объединенные (Є$_1$*pj*÷*pp*).

Парфен-юряхская свита (*pj*)* выделена В. Е. Савицким и В. М. Рудяченком в 1959 г. [79]. Стратотип ее находится на р. Парфен-Юрях. Залегает согласно на отложениях медвежинской свиты. Представлена глини-

стыми известняками и мергелями. Мощность разреза – 80 м. Содержит трилобиты *Pseudojudomia egregia* Jegor., *Pagetiellus lenaicus* Toll. и др., брахиоподы *Obollella* sp. и хиолиты [239].

Прослеживается на северной окраине Анабарского щита в бассейне р. Фомич. Перекрывается согласно светлоокрашенными доломитами киэнгюряхской свиты.

В бассейне р. Фомич в составе парфен-юряхской свиты выделяются три пачки: нижняя, сложенная зеленоцветными мергелями и глинистыми известняками мощностью 36–40 м; средняя, образованная переслаивающимися пестроцветными известняками и глинистыми известняками мощностью 25–27 м; и верхняя, представленная зеленовато- и желтовато-серыми известняками мощностью 11–12 м. Свита охарактеризована фаунистически: обнаружены трилобиты, ядра неопределимых брахиопод, а также хиолиты [79].

Характерна изменчивость состава свиты. На водоразделе рек Фомич и Хастыр представлена пестроцветными глинистыми известняками, мергелями и доломитами. К востоку, по р. Рассоха в ней увеличивается содержание доломитов и менее выражена пестрота окраски; мощность – 25–60 м. По всему разрезу свиты встречаются остатки хиолитов *Hyolithellus* sp., *Chancelloria lenaica* Reitl. et Zhur., *Ch. aldanica* Reitl. et Zhur., *Hyolithes sonora* Lich., трилобитов *Pseudojudomia egregia* Jegor., *Hebediscus attleborensis* (Shaler et Foerste), *Pagetiellus lenaicus* (Toll.), *P. porrectus* Las., *Paramicmacca insolens* Suv., установлены также губки, черви [118]. По комплексу фауны отложения свиты отнесены к атдабанскому ярусу нижнего кембрия на уровне зоны Judomia–Pseudojudomia. Мощность свиты составляет 25–80 м.

К и э н г - ю р я х с к а я с в и т а (*kj*)* выделена Ю. П. Куликовым из состава нижней части кындынской толщи [118]. Сложена свита однообразными желто-серыми, светло-желтыми и почти белыми массивными и плитчатыми слабокавернозными доломитами, обнажающимися на левобережье р. Фомич и на ее водоразделе с р. Рассоха. Мощность – 50–70 м. Отложения свиты фаунистически охарактеризованы слабо. Определены лишь брахиоподы *Kotujella* sp. и *Nisusia* sp. Вместе с тем, возраст свиты довольно уверенно определяется как ботомский по ее стратиграфическому положению между парфен-юряхской свитой с фауной атдабанского яруса и попигайской свитой с тойонской фауной.

П о п и г а й с к а я с в и т а (*pp*)* выделена В. Е. Савицким и В. М. Рудяченком в 1959–1960 гг. [79]. Стратотип свиты вскрывается в коренном выходе правого берега р. Рассоха, в 12–13 км выше устья р. Саха-Юряге, и представлен известняками и мергелями с многочисленными трилобитами и брахиоподами мощностью 28 м.

В Фомич-Рассохинской СФЗ отложения свиты представлены зеленовато-серыми и коричневато-серыми плитчатыми известняками, доломитизированными известняками и доломитами, залегающими в долине р. Фомич в пределах всей площади распространения кембрийских отложений. Отложения свиты обильно насыщены фаунистическими остатками: брахиоподы *Trematobolus pristinus bicostatus* Gorjansky, *Kutorgina cingulata* (Billings), *Nisusia kotujensis* Andr., *Matutella grata* Andr., *Kotujella calva* Andr. и др., археоциаты *Retecyathys kusmini* Vol., *Archaeocyathus erbiensis* Zhur., *A.* sp., *Retecyatus* sp. и др.,

трилобиты *Chondragraulos necorina* Jegor., *Neopagetina venusta* Las., *Paramicmacca petropavlovskii* Suv., *P. peculiaris* Jegor., а также спикулы губок, остатки червей и водорослей [118, 346]. Залегают согласно на киэнг-юряхской свите. Нижняя граница проводится по подошве ракушнякового горизонта, обильно насыщенного биоморфными остатками (брахиоподами, в меньшей степени трилобитами, водорослями и онколитами). Комплекс остатков, найденных в свите, по набору форм соответствует комплексу тойонского яруса. Мощность свиты – 15–35 м.

Чумнахская свита ($Є_2čm$) выделена в 2000 г. В. Н. Бобровым при составлении легенды Оленёкской серии в ранге толщи. Названа по р. Чумнах, левому притоку р. Фомич. Она закартирована в бассейне р. Фомич на севере Фомич-Рассохинской СФЗ и вскрыта структурно-картировочными буровыми скважинами. Представлена желтыми, желтовато-серыми водорослевыми, плитчатыми и массивными кавернозными доломитами с редкими прослоями и линзами известковистых доломитов, гравелитов и доломитовых брекчий; по всему разрезу – линзы и стяжения кремней. Отложения свиты распространены на левобережье р. Фомич и согласно залегают на попигайской свите. Граница проводится по появлению в разрезе пестроцветных доломитов, являющихся маркером. Фаунистических остатков мало, лишь в низах толщи обнаружены остатки трилобитов, указывающих на среднекембрийский возраст вмещающих их отложений [121]. Мощность свиты составляет 145–170 м.

Урюнгтасская свита ($Є_{1-2}ur$). Стратотип свиты установлен М. А. Минаевой в 1985 г. в нижнем течении р. Котуй, вблизи руч. Урюнг-Тас-Юрях. Представлен светлыми массивными и коричневыми доломитами, с прослоями и линзами известняков; мощность свиты – 210–220 м [239]. Свита сложена доломитами, часто битуминозными, доломитистыми известняками, иногда водорослевыми, содержит желваки кремней. Контакт свиты с подстилающей улахан-арымасской согласный. Граница свит проводится по появлению темных битуминозных доломитов с включением кремней кубковидной формы. Содержит трилобиты *Bathyuriscellus robustus* Lerm., *Chondragraulos granulatus* N. Tschern., брахиоподы *Kutorgina cingulata* (Bill.) [298].

Далбыхская свита ($Є_2dl$) выделена В. М. Рудяченком в 1963 г. [162] на р. Далбыха, притоке р. Маймеча. Стратотип свиты представлен чередованием (нередко ритмичным) коричневых строматолитовых доломитов со светлыми плитчатыми доломитами, прослоями водорослевых плоскообломочных известняков и доломитовых конгломерато-брекчий. Широко развиты линзовидные и желваковидные обособления кремня. Мощность стратотипического разреза составляет 190–210 м [239].

В Маймеча-Котуйской СФЗ свита залегает согласно на урюнгтасской свите нижнего–среднего кембрия. Свита сложена ритмично чередующимися доломитами – массивными, толсто- и среднеплитчатыми, водорослевыми, тонкоплитчатыми глинистыми, окрашенными в желтые, серые и коричневые тона. Ее нижняя граница установлена по подошве пласта (2–10 м) коричневых битуминозных строматолитовых доломитов. В разрезе присутствуют прослои и пачки битуминозных доломитов, часто водорослевых, а также довольно многочисленные линзы, прослои и включения халцедона, реже кварца. Фау-

нистические остатки в породах далбыхской свиты не установлены. Мощность свиты увеличивается с юга на север от 160 до 270 м.

В Фомич-Рассохинской СФЗ отложения свиты залегают согласно на чумнахской свите. Представлены желтовато-коричневыми и светло-серыми массивными и плитчатыми доломитами, часто кавернозными, с прослоями и стяжениями кремней. На водоразделе рек Фомич и Рассоха ранее картировалась как верхняя толща среднего кембрия мощностью 155–170 м [118].

В доломитах нижней части свиты определены трилобиты *Schistocephalus* sp., указывающие на среднекембрийский возраст вмещающих отложений. Она отнесена к майскому ярусу по положению в разрезе между фаунистически охарактеризованными отложениями амгинского яруса и атырдяхской свиты верхнего кембрия.

Атырдяхская свита (Є$_3$*at*). Стратотипический разрез свиты был описан В. М. Рудяченком и Р. Г. Рейхардом в районе устья р. Атырдях (левый приток р. Амбардах) в 1963 г. [239]. Свита обрамляет западный склон Анабаро-Оленёкской антеклизы. Согласно залегает на далбыхской свите среднего кембрия. Нижняя подсвита (до 150 м) сложена серыми и светло-серыми массивными кавернозными доломитами с прослоями глинистых плитчатых доломитов. В верхней подсвите (100–120 м) преобладают коричнево-серые кавернозные пятнисто-полосчатые доломиты с водорослевыми разностями и прослоями зеленовато-серых глинистых доломитов. На поверхностях наслоения глинистых разностей наблюдаются трещины усыхания. Мощность свиты – 250–270 м, выдержана во всех разрезах. Возраст установлен по находкам в долине р. Амбардах и верховьях р. Маймеча в верхней части разреза (80 м) трилобитов *Brassicicephalus jakuticus* Laz., *Koldinia minor* Kob., *Bolaspidina insignis* N. Tchern., *Plethopeltoides stenorhachis* (Kob.), *Pesaiella* sp., *Kuraspis* sp., брахиопод *Linguelella* sp. и др. [57]. Перечисленные формы характерны для аюсокканского–сакского ярусов верхнего кембрия.

На площади листа практически непрерывный разрез свиты прослежен в долине р. Котуй (левый берег в 1,5–2 км ниже устья руч. Чуостах-Юрях и правый берег в 3–4,5 км выше устья руч. Бол. Чомно-Юрях). Нижняя подсвита мощностью 150 м сложена светло-серыми и коричневатыми доломитами, прослоями глинистыми и известковистыми, строматолитовыми доломитами, нередко кавернозными; иногда включает желваки кремней. Верхняя подсвита мощностью 100–110 м представлена чередованием светло-серых и зеленовато-серых доломитов в разной степени глинистых, массивных и плитчатых, иногда кавернозных [162].

Томпокская свита (Є$_3$*tm*) выделена в 1956 г. А. И. Ивановым и Г. В. Милашевой, наблюдавшими в устье р. Томпоко (левый приток р. Медвежья) наиболее полный разрез этой свиты, который представлен доломитами массивными, кавернозными и глинистыми тонкоплитчатыми мощностью 80–100 м [91, 239].

В Маймеча-Котуйской СФЗ отложения свиты занимают небольшой участок в ее крайней северо-западной части. Она согласно залегает на доломитах атырдяхской свиты. Граница проведена по смене массивных доломитов зеленовато-серыми глинистыми доломитами. Разрез сложен зелено-серыми, сиреневато-серыми глинистыми доломитами, мергелями, с линзами мелкозер-

нистых песчаников и конгломератов, с вкрапленниками гипса, пирита, целестина и мелкими кремнистыми стяжениями. Встречаются прослои водорослевых разностей. Одной из наиболее характерных особенностей томпокской свиты является почти постоянное присутствие на поверхностях напластования пород знаков ряби, следов течения, трещин усыхания. Томпокская свита не имеет четкой палеонтологической характеристики. Обнаруженные в отложениях свиты единичные раковины брахиопод и граптолиты *Dendrograptus* имеют широкое вертикальное распространение от верхнего кембрия до нижнего ордовика [298]. Мощность свиты – от 80 до 120 м.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Ордовикская система представлена отложениями нижнего и среднего отделов. Отложения нижнего отдела развиты на северо-западном склоне Анабарского свода, в Нижнекотуйской СФЗ, нижнего и среднего отделов – на его юго-западном склоне, в Мойеронской СФЗ. Фациальный состав отложений очень пестрый, резко меняется как по латерали, так и в разрезе. Преобладают терригенно-карбонатные и карбонатно-терригенные формации красно- и пестроцветные.

В Нижнекотуйской СФЗ отложения системы представлены пестроцветной нижнеордовикской сульфатной мергельно-доломитовой формацией бысыюряхской свиты, слабо охарактеризованной фаунистическими остатками. Стратиграфия их по естественным обнажениям была разработана в 1950-е годы Н. П. Голованов ым [49]. В 1980-х годах более полные разрезы отложений свиты были вскрыты колонковыми скважинами в междуречье Романихи и Боярки [241].

Отличительной особенностью отложений ордовикской системы в Мойеронской СФЗ является накопление достаточно большой мощности карбонатных образований, по всему разрезу охарактеризованных фауной. Представлены они мергельно-карбонатной формацией ирбуклинской свиты, сульфатоносной пестроцветной алевролито-мергельно-карбонатной кочаканской свиты и несогласно залегающей пестроцветной глинисто-мергельно-известняковой формацией мойеронской свиты. В основу стратификации положены материалы Е. И. Мягковой, О. И. Никифоровой, А. А. Высоцкого и А. Б. Ивановского [174]; Е. И. Мягковой, Х. Э. Нестора и Р. Э. Эйнасто [173], а также Ю. И. Тесакова, Ю. Н. Занина, Н. С. Малича и др. [243]. Опорные разрезы ордовикских отложений вскрываются в естественных выходах р. Мойеро, ниже устья р. Мойерокан, а также правых притоков р. Оленёк. Развитые в районе ордовикские отложения полого (под углом 1–3°) погружаются в юго-западном направлении. На фоне общего моноклинального их залегания наблюдаются брахиформная складчатость, обусловливающая неоднократное повторение отдельных интервалов разреза, и локальные разрывные нарушения.

Нижний отдел

Бысыюряхская свита (O_1bs) выделена Н. П. Голованом [49, 238] в бассейне р. Маймеча и названа по ее притоку – р. Бысы-Юрях. Стратотип находится на р. Маймеча, ниже устья р. Куранах. В стратотипе сложена переслаивающимися серыми, темно-серыми и лилово-красными доломитами, глинистыми доломитами, мергелями и известняками, с прослоями мелкогалечных конгломератов и гипсов. Залегает согласно на зеленовато-серых доломитах томпокской свиты верхнего кембрия. Мощность – 100–125 м. В междуречье Романихи и Боярки в отложениях свиты определены моноплакофоры *Moyeronia miagkovae* S. Ros., *Moyeronia* sp. и гастроподы *Pararaphistoma* sp., *Ophileta* cf. *levata* Vanux. [241].

В Нижнекотуйской СФЗ отложения бысыюряхской свиты развиты в виде полосы шириной 1–3 км, протягивающейся в северо-восточном направлении от бассейна р. Игирэ-Пастах (левый приток р. Кындын) до р. Эриечка, трансгрессивно перекрывая отложения томпокской свиты верхнего кембрия. В основании разреза отложений свиты залегает пачка мощностью 2 м песчанистых косослоистых доломитов с прослоями и линзами мелкогалечных конгломератов и оолитовых доломитов мощностью до 0,3 м. Наиболее полные разрезы свиты наблюдались на р. Котуй, в обрыве урочища Кысыл-Хая, и на р. Медвежья, ниже устья р. Томпоко [91]. В составе свиты преобладают красные, вишневые и лиловые доломитовые мергели. Они слагают пласты мощностью 3–20 м либо в виде тонких прослоев чередуются с красноцветными и зеленоцветными доломитами и глинистыми доломитами. Характерной особенностью отложений свиты является присутствие во всех частях разреза прослоев, линз и прожилков мощностью 1–10 см, а также неправильной формы включений волокнистого и мелкозернистого гипса розового цвета. В верхней трети разреза свиты встречаются редкие маломощные (до 10 см) прослои битуминозных доломитов с примазками и линзочками твердых битумов. В верхах разреза появляются прослои мощностью до 0,5 м с кремнистыми конкрециями. В составе отложений свиты в пределах листа установлены лишь остракоды *Dinogmochilina* sp. [328]. Возраст отложений свиты устанавливается по сопоставлению их с фаунистически охарактеризованными синхронными им отложениями в бассейне р. Маймеча и на основании стратиграфического положения отложений между отложениями томпокской свиты верхнего кембрия и несогласно их перекрывающими нерасчлененными отложениями правоатырдяхской и орачинской свит нижнего силура. Мощность свиты – 90–115 м. Изменение мощности отложений свиты, вероятно, связано с предсилурийским размывом отложений ордовика.

Ирбуклинская свита (O_1ir). Выделена А. А. Высоцким и Ю. И. Тесаковым [243] со стратотипом, составленным по серии обнажений в долине р. Мойеро, в 15 км ниже устья р. Ирбукли, по которой названа свита. Распространена по р. Мойеро и ее притокам в междуречье Ирэктэчи–Бугарикта. Непосредственный контакт с подстилающими отложениями не наблюдался. Граница устанавливается условно по кровле верхнекембрийских немых пестроцветных ровноплитчатых доломитов и мергелей с пропластками сахаровидного гипса. Представлена светло- и темно-серыми оолитовыми, сгустко-

во-водорослевыми, строматолитовыми и пелитоморфными зернистыми глинистыми толсто- и тонкоплитчатыми известняками, вторичными доломитами и реже известково-доломитовыми мергелями; в нижней части с прослоями и линзами аутигенных брекчий; в средней части с прослоями зеленых, пестроцветных и красноцветных мергелей, доломитов, аргиллитов и гипсов. Цикличное строение отчетливо только в средней части свиты, где каждый цикл имеет регрессивную направленность, начинаясь органогенными известняками, накапливавшимися в относительно нормально-морских условиях – в зоне отмелей, и заканчиваясь седиментационными доломитами, мергелями и гипсами, имеющими лагунное происхождение. Общая мощность свиты – около 70 м. Фаунистическая ассоциация включает брахиоподы *Finkelnburgia bellatula* Ulr. et Coop., *Apheorthis* cf. *submelita* Yadr., *Tetralobula* cf. *subquadrata* Yadr.; трилобиты *Pseudoacrocephalites* sp.; наутилоидеи *Ellesmeroceras elongatum* Kob.; гастроподы *Hormotoma* aff. *artemisia* (Bill.), *Ophileta* sp. и *Pararaphistoma* sp., не дающие точной возрастной привязки. В Унифицированной схеме [207] по положению в разрезе ниже кочаканской свиты с кимайским комплексом фауны ирбуклинская свита условно относится к нижнему ордовику в объеме няйского и угорского горизонтов.

На площади листа, в Мойеронской СФЗ, отложения ирбуклинской свиты вскрываются в полосе северо-западного простирания, проходящей севернее оз. Ессей и далее к юго-востоку через водораздельные вершины рек Котуй и Мойеро. Отложения свиты обнажены весьма слабо и обычно прослеживаются в высыпках и небольших развалах среди ледниковых четвертичных образований. Непосредственный контакт с подстилающими отложениями томпокской свиты верхнего кембрия и самые низы разреза не установлены. Нижняя граница условно проводится по резкой смене пестроокрашенных пород верхнего кембрия сероцветными морскими отложениями нижнего ордовика. Судя по высыпкам, они представлены чередующими сероцветными известняками тонко-мелкозернистыми и пелитоморфными, водорослевыми известняками, реже доломитами, часто глинистыми до мергелей с прослоями пестроцветных разностей и гипсов преимущественно в верхней половине, а также с линзовидными пропластками оолитовых известняков и известняковых плоскогалечных конгломератов, реже мелкозернистых кварцевых песчаников. Обнажающиеся отложения имеют ритмичное строение, обусловленное чередованием нормально-морских отложений с лагунными, нередко гипсоносными. Раннеордовикский возраст отложений определяется содержанием в них головоногих *Ellesmeroceras elongatum* Kob., трилобитов *Pseudoacrocephalites*(?) sp. и гастропод *Ophileta* sp., а также залеганием их между фаунистически охарактеризованными породами томпокской свиты верхнего кембрия и кочаканской свиты среднего ордовика. Видимая мощность свиты – около 60 м.

Средний отдел

К о ч а к а н с к а я с в и т а ($O_2kč$). Выделена А. А. Высоцким и Ю. И. Тесаковым [243] со стратотипом, составленным по серии обнажений в долине р. Мойеро, в районе впадения в нее р. Бугарикта (на 7-километровом участке)

и на р. Бугарикта (в ее приустьевой части). Названа по руч. Кочакан – притоку р. Мойеро. Граница с ирбуклинской свитой согласная и проводится по появлению среди известняков и доломитов прослоев красноцветных мергелей и алевролитов. Авторами подразделялась на две подсвиты. В Унифицированной схеме на основании видового различия фаунистических комплексов дано трехчленное деление [207].

Нижняя подсвита (95–110 м) представлена чередованием сероцветных толсто- и тонкоплитчатых зернистых, органогенно-обломочных и водорослевых известняков, доломитов, часто с реликтами оолитово-детритовой структуры, и пестроцветных алевролитов, песчаников, аргиллитов, седиментационных доломитов, мергелей и известняков. Включает многочисленные прослои и линзы гипсов. Характерной особенностью карбонатных пород является присутствие примеси терригенного материала и глауконита. На поверхностях наслоения песчаников и алевролитов нередко наблюдаются трещины усыхания и знаки волновой ряби. Фаунистический комплекс типичен для кимайского горизонта: брахиоподы *Nanorthis hamburgensis* (Walcott), *Rhyselasma mojeroense* Yadr., *Finkelnburgia tchunica* Yadr., *F.* ex gr. *virginica* Ul. et Coop., *Angarella jaworowskii* Asatk.; трилобиты *Biolgina sibirica* Z. Max., *Pseudomera weberi* Z. Max.; ракообразные *Tolmachovia concentrica* Kob.; конодонты *Scolopodus quadraplicatus* Br. et Mehl, *Histiodella angulata* Mosk. и *Loxodus asiaticus* Ab.

Средняя подсвита (40 м) характеризуется чередованием красноцветных и пестроцветных мергелей, аргиллитов, алевролитов, песчаников и доломитизированных оолитовых, реже сгустково-водорослевых известняков с прослоями и линзами гипсов. Особенность толщи заключается в наличии в обломочных породах органогенного детрита и целых скелетных остатков *Angarella*, образующих местами банки и вместе с водорослями небольшие биогермы линзовидной формы. В составе фаунистического комплекса преобладают брахиоподы *Angarella lopatini* Asatk.; остракоды *Cherskiella* sp., *Aechmina fallax* V. Ivan., *Soanella prisca* V. Ivan. и конодонты *Coleodus mirabilis* Mosk., *Neocoleodus dutchtownensis* Young. et Cull., *Erismodus asymmetricus* (Br. et Mehl), типичные для низов вихоревского горизонта.

Верхняя подсвита (10–11 м) сложена пестроцветными мергелями, алевролитами и зеленовато-серыми органогенно-детритовыми водорослевыми известняками с прослоями и линзами аутигенных брекчий, брахиоподовыми банками и биогермами. В ориктоценозах доминируют табуляты *Cryptolichenaria miranda* Sok.; пелециподы *Miagkovia moyeronica* S. Ros.; брахиоподы *Angarella* sp.; конодонты *Cardiodella lyrata* Mosk., *C. tumida* (Br. et Mehl), *Ptiloconus*? *costulatus* Mosk., *Polyplacognathus* sp. и проблематики *Moyeronia belostotzkayae* Nikif. et S. Ros., распространенные в верхах вихоревского горизонта.

Общая мощность свиты – 145–160 м.

Отложения кочаканской свиты в Мойеронской СФЗ вскрываются в полосе северо-западного простирания, прослеживающейся от водораздельных вершин западнее оз. Ессей и далее к юго-востоку в долины рек Мойеро и Мойерокан, ограничивая с юго-запада выходы отложений ирбуклинской свиты [398]. Обычно породы свиты перекрыты рыхлыми ледниковыми и водно-

ледниковыми четвертичными образованиями и выходят на дневную поверхность на изолированных водораздельных участках и во врезах рек. Коренные выходы крайне редки и малы по размерам, поэтому картирование проводилось в основном по развалам и высыпкам щебня и глыб. Нижняя граница проводится в основании пестроокрашенной толщи, залегающей согласно на породах ирбуклинской свиты. Отложения свиты характеризуются очень сильной фациальной и литологической изменчивостью. Представлены они чередующимися мелкозернистыми, иногда среднезернистыми оолитовыми, обломочно-детритовыми, пелитоморфными доломитами, реже известняками, водорослевыми (строматолитовыми) разностями, глинистыми доломитами, мергелями, аргиллитами, часто загипсованными, гипсами, реже внутриформационными конгломератами, доломитовыми песчаниками и алевролитами. В верхней части отложений появляются многочисленные крупные раковины ангарелл и мойероний, местами образующие банки и линзовидные биогермы. Породы часто окрашены в красные, желтые, зеленые и серые цвета, иногда приобретают пятнистый или узорчатый характер. Характерна фациальная изменчивость. В целом толща пород свиты обладает ритмичным чередованием морских нормально-осадочных зернистых и пелитоморфных карбонатных пород и лагунных – глинистых доломитов, мергелей, аргиллитов, часто загипсованных, гипсов. В общих чертах намечается трехчленное деление. Нижняя и верхняя части свиты (примерно по 50 м) пестроцветные, близкие по своему строению к стратотипу и отличаются главным образом более интенсивной загипсованностью в верхах разреза, а средняя (до 80–100 м) – сероцветная с многочисленными брахиоподами *Syntrophopsis arkansasensis* Ulr. et Coop. В отложениях свиты собран обширный комплекс брахиопод, табулят, трилобитов, конодонтов и единичные табуляты *Cryptolichenaria miranda* Sok., в целом сопоставимый с фаунистическими комплексами стратотипа. Общая мощность свиты – около 180–200 м.

Мойеронская свита (O_2mo). Выделена А. А. Высоцким и Ю. И. Тесаковым [243] со стратотипом в долине р. Мойеро, в 1,5 км выше устья р. Бугарикта. Граница с подстилающими отложениями проводится по появлению известняков с многочисленными створками брахиопод рода *Evenkina*. Мощность свиты – 54 м. Расчленяется на две подсвиты.

Нижняя подсвита мощностью около 20 м сложена в нижней половине чередованием зеленовато-серых и красно-бурых тонкослоистых аргиллитов и алевритистых мергелей с такими же красно-бурыми глинистыми тонкозернистыми и сероцветными плотными бугристонаслоенными органогенными, преимущественно брахиоподовыми, известняками; в верхней половине – серыми и темно-серыми шламовыми тонкоплитчатыми и биоморфно-детритовыми бугристонаслоенными известняками с редкими прослоями известняковых аутигенных брекчий. Известняки и брекчии обогащены фосфатом, присутствующим в виде фосфатизированных обломков раковин и мелких зерен. В составе фаунистического комплекса преобладают табуляты *Billingsaria lepida* Sok.; брахиоподы *Evenkina anabarensis* Andr., *Hesperorthis ignicula* (Raym.), *Atelelasma peregrinum* (Andr.); трилобиты *Homotelus lenaensis* Z. Max.; остракоды *Soanella maslovi* V. Ivan., *Sibiritella costata* V. Ivan. и ко-

нодонты *Phragmodus flexuosus* Mosk., являющиеся руководящими для волгинского горизонта.

Верхняя подсвита мощностью около 34 м разделяется на две пачки – мергельную и песчано-аргиллитовую. Первая (25,5 м) представлена пестроцветными, пятнистыми известковыми, известково-доломитовыми, глинистыми и алевритистыми тонкослоистыми мергелями и аргиллитами с редкими пластами (0,2–0,5 м) зеленовато-серых, пятнистых и красноцветных оолитово-детритовых и органогенно-детритовых доломитизированных известняков и вторичных доломитов с многочисленными пелециподами, остракодами *Fidelitella unica* V. Ivan., *F. simplex* V. Ivan., *Primitia annae* V. Ivan. и конодонтами *Bryantodina lenaica* Mosk., *Microcoelodus tunguskaensis* Mosk., *Ptiloconus anomalis* (Mosk.). Вторая (8,5 м) начинается серыми и черными косослойчатыми фосфатизированными гравелитами, выше которых прослеживаются пестроцветные слабосцементированные песчаники с пропластками песчанистого аргиллита, и венчается вишнево-красными аргиллитами с прослоями алевритистых органогенных известняков с редкими фосфатизированными мелкими гальками. Из этой пачки определены брахиоподы *Ectenoglossa derupta* Yadr., трилобиты *Ceraurinus* aff. *icarus* (Bill.), *Monorakos magnus* Kram. и конодонты родов *Stereoconus* и *Evencodus*. По комплексу фауны подсвита уверенно относится к киренско-кудринскому горизонту.

В Мойеронской СФЗ на площади листа отложения мойеронской свиты прослеживаются в виде узкой полосы северо-западного простирания, несогласно перекрывая отложения кочаканской свиты [398]. Изолированные выходы свиты в поле развития четвертичных образований наблюдались главным образом на юго-востоке полосы, на водораздельных высотах р. Котуй, где изучались по высыпкам плит и щебня и горными выработками. Нижняя граница свиты проводится по появлению среди мергелей прослоев и линз детритовых известняков с многочисленными створками брахиопод *Evenkina anabarensis* Andr. Сложена чередующимися мергелями, аргиллитами, в меньшей степени известняками тонкозернистыми и пелитоморфными, часто органогенными, детритовыми, иногда с прослоями внутриформационных конгломератов, вверху – слои кварцевых песчаников и гравелитов, в отдельных прослоях фосфатсодержащие (до фосфоритов).

В составе отложений свиты по комплексу фауны и литологическим особенностям выделяются три пачки. В основании разреза залегают ржаво-красные обломочные крупнодетритовые известняки с рассеянной галькой пелитоморфных известняков, содержащие остатки брахиопод. Нижняя пачка (около 20 м) в нижней части представлена в основном зеленоцветными мергелями, переслаивающимися с прослоями и линзами пелитоморфных известняков, часто детритовых с обильными остатками нормально-морской фауны. Верхняя часть сложена сероцветными пелитоморфными известняками, часто комковатыми с линзовидными прослоями детритовых и оолитовых известняков и известняковых конгломератов. В известняках содержатся остатки брахиопод и остракод. Средняя пачка (около 30 м) представлена пестроцветными мергелями и аргиллитами с редкими пропластками и линзами сероцветных тонкозернистых и строматолитовых известняков с редкими остатками остракод и пелеципод. Верхняя пачка (около 10 м) в нижней части суще-

ственно сложена светло-серыми и бурыми кварцевыми песчаниками с редкими прослойками и линзами аргиллитов и фосфатсодержащих песчаников; в верхней части сложена пестроцветными аргиллитами и мергелями с редкими прослойками и линзами детритовых известняков с богатым комплексом фауны.

Установленный в отложениях свиты разнообразный комплекс брахиопод, остракод, трилобитов, конодонтов и др. сопоставим с комплексом фаунистических остатков, представленных в отложения стратотипа. Мощность свиты в пределах листа составляет около 50–60 м.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Силурийская система представлена морскими отложениями нижнего отдела. Они имеют весьма ограниченное распространение и развиты на склоне Анабарского поднятия лишь в северо-западной (Нижнекотуйская СФЗ) и юго-западной (Мойеронская СФЗ) частях листа. Детальные исследования силурийских отложений в Мойеронской СФЗ, в бассейне р. Мойеро, проводились в 1952 г. О. И. Никифоровой и А. А. Высоцким [371], впоследствии Е. И. Мягковой, Н. Н. Предтеченским, Ю. И. Тесаковым и др. [173, 174, 230, 378 и др.]. Расчленение силурийских отложений, развитых в Нижнекотуйской СФЗ, проведено Ю. И. Тесаковым, Н. Н. Предтеченским и др. [257]. Стратотипы свит приняты по скв. Х-36, пробуренной в верхнем течении р. Прав. Атырдях (бассейн р. Амбардах).

На площади листа в Мойеронской зоне, в крайней юго-западной части листа закартированы отложения мойероканской и хаастырской свит нижнего силура, в Нижнекотуйской зоне на весьма ограниченной площади, вблизи р. Игирэ-Пастах, – нерасчлененные отложения правоатырдяхской и орачинской свит.

Мойероканская свита ($S_1^1 mr$). Установлена Н. Н. Предтеченским, Ю. И. Тесаковым и др. [230] со стратотипом в нижнем течении р. Мойерокан. Распространена в естественных выходах в долине р. Мойеро, в междуречье Мойерокан–Бугарикта, а также в приустьевой части р. Мойерокан [183]. Залегает несогласно на размытой поверхности джеромской свиты верхнего ордовика. По литологическим особенностям и составу ориктоценозов четко делится на две подсвиты.

Нижняя подсвита (52–55 м) сложена в основании черными углеродистыми мелкооскольчатыми и листоватыми, иногда обильно пиритизированными, слабо алевритистыми аргиллитами с многочисленными органическими остатками; в средней части – серыми известковистыми аргиллитами и мергелями, переслаивающимися с тонко-мелкозернистыми доломитистыми глинистыми известняками с остатками граптолитов и хиолитов; в верхней части – бугристонаслоенными детритистыми известняками с мергельными прокладками и многочисленными остатками брахиопод.

Верхняя подсвита (57 м) представлена тонко-мелкозернистыми доломитистыми глинистыми шламово-детритистыми и детритовыми сильно биотурбированными комковатыми известняками. Отмечается чередование мелко-,

средне- и крупно-комковатых разностей. В мелкокомковатых известняках, особенно в кровле свиты, наблюдаются маломощные линзы органогенно-детритовых, реже сгустковых известняков.

Для нижней подсвиты характерны брахиоподы *Alispira gracilis* Nikif., *Clorinda undata* Sow., наутилоидеи *Geisonoceras kureikense* F. Zhur., трилобиты *Acernaspis superciliexcelsis* Howells, граптолиты *Coronograptus cyphus* (Lapw.), *C. gregarius* (Lapw.), *Paraclimacograptus innotatus* (Nich.), конодонты *Exochognathus caudatus* (Wall.); для верхней – брахиоподы *Isorthis neocrassa* (Nikif.), *Septatrypa antiquata* Nikif., *Strophomena sibirica* Andr., *Zygospiraella duboisi* (Vern.), остракоды *Sibiritia wiluiensis* (F. Schmidt), трилобиты *Acernaspis orestes* (Bill.), гастроподы *Bellerophon sibiricus* Vost., конодонты *Panderodus simplex* Brans. et Mehl и *Icriodella deflecta* Aldr. Разрез свиты является стратотипическим для мойероканского горизонта в объеме граптолитовых зон Coronograptus cyphus–Demirastrites triangulatus.

На площади листа отложения мойероканской свиты закартированы в юго-западной части листа к югу от оз. Ессей, где залегают на размытой поверхности мойеронской свиты среднего ордовика. Они вскрываются лишь в виде высыпок на единичных изолированных участках среди рыхлых четвертичных образований. Нижняя граница проводится в основании пачки темно-серых массивных слабобитуминозных известняков с многочисленными остатками наутилоидей, перекрывающихся темно-серыми и черными листоватыми известковистыми аргиллитами с граптолитами («граптолитовые сланцы»). Довольно условно в разрезе отложений свиты можно выделить три пачки.

Нижняя пачка (0–12 м) сложена темно-серыми и черными тонкоплитчатыми и листоватыми известковистыми аргиллитами с граптолитами *Metaclimacograptus hughesi* (Nich.), в основании с прослоем темно-серых массивных слабобитуминозных известняков с многочисленными остатками наутилоидей.

Средняя (20–50 м) сложена преимущественно тонкослоистыми серыми до черных пелитоморфными известняками, переслаивающиеся с тонкими прослоями мергелей, содержащими редкие брахиоподы *Septatrypa antiquata* Nikif., *Strophomena sibirica* Andr. и др.

Верхняя пачка (40–90 м) представлена линзовидно-чередующимися пелитоморфными, илисто-детритовыми и доломитизированными известняками кремового и коричневато-серого цвета с тонкими линзами мергелей с богатым комплексом брахиопод *Dalmanella neocrassa* (Nikif.), *Meristina lacrima* Nikif., *Stricklandia lens* Sow. и др.

Видимая мощность свиты – 105–115 м.

Хаастырская свита ($S_1^1 hs$) установлена Н. Н. Предтеченским, Ю. И. Тесаковым и др. [230] со стратотипом на левом берегу р. Мойеро, в 1–3 км ниже устья руч. Хаастыр [183]. Нижняя граница согласная и проводится по подошве строматопорово-коралловых биогермов. В стратотипе свита имеет цикличное строение разреза, обусловленное чередованием пачек комковатых органогенно-полидетритовых доломитистых глинистых известняков и рыхлых оскольчатых глинистых мергелей с редкими комками шламово-детритовых известняков. По характеру цикличности делится на две подсвиты: крупноцикличную нижнюю (80 м) и мелкоцикличную верхнюю

(50 м). Вблизи кровли верхней подсвиты появляются листоватые, тонкоплитчатые и массивные доломитовые известняки и известковистые доломиты, чередующиеся с толстобугристонаслоенными темно-серыми и черными слабобитуминозными биоморфными известняками, переполненными колониями табулят и ругозами. Мощность свиты – 130 м.

Фаунистический комплекс включает более 120 видов, три четверти из которых являются транзитными. Среди строматопорат наиболее характерны *Clathrodictyon regulare* Ros., *Labechia venusta* Yavor.; среди табулят *Favosites gothlandicus gothlandicus* Lam., *Calamopora alveolaris* (Goldf.), *Quadralites quadratus* Tes., *Parastriatopora rhizoides* Sok., *Subalveolites volutus* Sok. et Tes.; среди ругоз *Cysticonophyllum khantaikaense* Zapr., *Cyathactis euryone* (Bill.); среди брахиопод *Eocoelia hemisphaerica* (Sow.), *Pentamerus oblongus* Sow., *Stegerhynchus decemplicatus duplex* Nikif. et T. Modz., *Zygospiraella duboisi* (Vern.); среди трилобитов *Bumastus barriensis* Murch., *Warburgella insperata* Yolk.; среди остракод *Costaegera hastata* Abush.; среди криноидей *Glyptocrinus elegans* (Yelt.), *Myelodactylus flexibilis* Stuk; среди конодонтов *Neospathodus bullatus* Nicoll et Rexr., *Icriodella inconstans* Aldr. Разрез свиты является стратотипическим для хаастырского горизонта.

На площади листа отложения хаастырской свиты развиты лишь в пределах возвышенности с отм. 483, севернее оз. Хоймакит. Представлены они толщей сложночередующихся сероцветных известняков пелитоморфных, тонко- и мелкозернистых, детритовых известняков, часто комковатых, особенно в нижней части. В верхней части содержат многочисленные коралловые и кораллово-строматопоровые прослои, иногда биостромного типа, пропластки мергелей, плоскогалечных известняковых конгломератов и тонкодетритовых остракодовых известняков. В верхах толщи, мощностью около 8 м, отмечается тонкослоистое чередование тонкозернистых доломитизированных известняков, мергелей, доломитов. Залегают согласно, нижняя граница проводится по появлению в разрезе остатков брахиопод *Eocoelia hemisphaerica* Sow., *Pentamtrus oblongus* Sow., *Mendacella tungusseensis* Nikif. и др. Видимая мощность – 90–100 м.

Правоатырдяхская и орачинская свиты нерасчлененные ($S_1^1 pr-or$) распространены на очень незначительной площади вблизи р. Игирэ-Пастах, где они со стратиграфическим перерывом перекрывают отложения бысыюряхской свиты нижнего ордовика. Правоатырдяхская и орачинская свиты были выделены Ю. И. Тесаковым с соавторами [257] в бассейне р. Прав. Атырдях (правый приток р. Амбардах) по скв. Х-36.

Правоатырдяхская свита названа по р. Прав. Атырдях. Включает две подсвиты. Сложена кремово-серыми бугристонаслоенными (нижняя подсвита) и серыми волнистонаслоенными известняками с мергельными прокладками (верхняя подсвита). Доминируют *Alispira gracilis* Nikif., *Isorthis neocrassa* (Nikif.), *Distomodus kentuckyensis* Bran. et Bran., *Calamopora alveolaris* (Goldf.) и *Multisolenia tortuosa* Fritz. Мощность – 48,8 м.

Орачинская свита названа по р. Орачи. Подразделяется на две подсвиты. Представлена чередованием пачек коричневато- и зеленовато-серых волнистонаслоенных и комковатых известняков с зеленовато-серыми мергелями с обильными комками известняков. Доминируют *Cystihalysites mirabilis*

Tchern., *Favosites gothlandicus* Lam., *Multisolenia tortuosa* Fritz, *Entelophyllum articulatum* Wahl., *Streptelasma whittardi* Smith, *Panderodus unicostatus* Brans. et Mehl, *Clathrodictyon boreale* Riab., *Labechia venusta* Yavor., *Pentamerus oblongus* Sow. и *Daleiella decorate* Abush. Мощность – 69 м.

В Нижнекотуйской СФЗ нерасчлененные отложения правоатырдяхской и орачинской свит представлены слоистыми тонкозернистыми серыми, светло-серыми и белыми известняками и доломитами с линзами серых и черных кремней. В верхней части разреза характерны прослои пестроокрашенных тонкоплитчатых тонкослоистых глинистых и алевритистых доломитов, мергелей и кремней. Мощность – 30–90 м.

В средней части разреза рассматриваемых отложений А. И. Ивановым обнаружены остракоды *Sibiritia* sp. и брахиоподы *Atrypa* ex gr. *aspera* Schl., характеризующие отложения лландоверийского отдела [91]. Вблизи границы района Н. П. Голованов ым в этих отложениях обнаружены брахиоподы и кораллы, представленные *Zygospira (Alispira) gracilis* Nikif., *Virgiana barrandei* (Bill.), *Favosites favosus* Goldf., *Palaeofavosites* cf. *balticus* (Rukh.). По заключению О. Н. Никифоровой и М. С. Жижиной брахиоподы характерны для среднего лландовери, а кораллы – для среднего и верхнего лландовери [50].

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Девонская система представлена отложениями верхнего отдела – каларгонской свитой (D_3kl), обнажающейся в Нижнекотуйско-Попигайской СФЗ, в полосе шириной 0,4–2,0 км северо-восточного простирания от бассейна р. Игирэ-Пастах (левый приток р. Кындын) до р. Эриечка. Отложения свиты несогласно залегают на размытой поверхности отложений нижнего силура (в юго-западной части полосы) и отложений нижнего ордовика и несогласно перекрываются средне-верхнекаменоугольными отложениями ханараской свиты и лишь в крайней северо-восточной части полосы – отложениями котуйской свиты нижней перми и правобоярской свиты нижнего триаса. Нижняя граница рассматриваемых отложений отчетливо устанавливается по появлению в разрезе коричнево- и лилово-серых известняков (на левобережье р. Котуй) или коричневато-серых доломитов с остатками брахиопод, остракод и двустворок (на правобережье р. Котуй).

Свита названа по руч. Каларгон, в окрестностях г. Норильск. Выделена Г. Д. Масловым и М. А. Смирновым в 1947 г. [158]. Состоит из трех подсвит. Нижняя – известняково-доломитовая (50–70 м), сложенная серыми доломитами, карбонатными брекчиями с прослоями известняков и мергелей, с редкими остатками фауны плохой сохранности. Средняя – известняковая (50 м), сложенная чередующимися известняками и известковыми доломитами с остатками *Moravammina* cf. *fragilis* E. Byk., *Pteria aviculoides* Wen., *Pugnax plicatus* Kryl. и др. Верхняя – доломитовая (35 м) сложена серыми доломитами с плохо сохранившимися остатками фораминифер, кораллов, гастропод, остракод и двустворок. В разрезе свиты доломиты местами замещаются мощными пластами гипсов и ангидритов [146]. Мощность свиты в окрестностях г. Норильск местами достигает 180 м.

На площади листа, вероятно, сохранилась лишь средняя подсвита. На левобережье р. Котуй она представлена известняками с прослоями доломитистых известняков. В верхней половине разреза присутствуют также плотные неяснослоистые или массивные коричневые и темно-серые (до черных) битуминозные известняки. На северо-западном склоне горы Игирэ-Пастах в основании разреза залегают мелкогалечные конгломераты мощностью до 1 м. На правобережье р. Котуй отложения свиты представлены толщей желтовато- и коричневато-серых доломитов, нередко известковистых, иногда битуминозных. В верхней части разреза толщи доломитов появляются прослои мощностью 0,1–0,5 м темно-серых и коричневых известняков и доломитовых известняков, зеленовато-серых мергелей и мелкогалечных конгломератов. Среди остатков фауны наиболее часто встречаются брахиоподы франского яруса *Adolfispirifer jeremejewi* (Tschern.), *Streptorhynchus* aff. *devonicus* d'Orb., *Eoreticularia* sp., фораминиферы *Moravammina* ex gr. *plena* Reitl., *M.* cf. *segmentata* Pok., *Earlandia cannulaeformis* Reitl., остракоды *Moelleritia crassa* Abusch. и двустворки *Pteria lichas* Hall, *P. lysander* Hall. Мощность отложений свиты на территории листа – 20–60 м.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Каменноугольная система представлена отложениями нижнего отдела, развитыми весьма ограниченно в крайней северо-восточной части Нижнекотуйско-Попигайской СФЗ, и нерасчлененными отложениями среднего и верхнего отделов – в Маймеча-Котуйской СФЗ.

Нижний отдел

Нижний отдел каменноугольной системы представлен турнейскими терригенно-карбонатными отложениями. Н. Н. Лапиной в 1967 г. [146] они выделялись как отложения ханельбиринского горизонта турнейского яруса со стратотипом на р. Ханель-Бира, приток р. Фокина. На Фомич-Попигайском междуречье Р. Г. Матухиным в составе этих отложений выделяются две различные по составу толщи: нижняя – терригенно-карбонатная и верхняя – карбонатная [145, 206]. Из-за незначительной мощности и площади распространения в пределах Нижнекотуйско-Попигайской структурно-формационной зоны выделенные толщи объединены.

Терригенно-карбонатная и карбонатная толщи объединенные (C_1tc+c). Наиболее хорошо изучены Р. Г. Матухиным [145] на Фомич-Попигайском междуречье. В Нижнекотуйско-Попигайской СФЗ отложения выделенных толщ занимают небольшую часть водораздельного пространства в верховьях р. Фомич-Далдын, где залегают со стратиграфическим несогласием на глубоко денудированной поверхности отложений далбыхской свиты среднего кембрия. Датируются турнейским веком.

Терригенно-карбонатная толща (tc)* сложена глинистыми и алевритистыми известняками с прослоями известково-доломитовых алевролитов и аргиллитов. В основании толщи в желтых и светло-коричневых гли-

нистых известняках отмечаются прослои аргиллитов, песчаников и конгломератов, плохоокатанные обломки кварца. Местами отмечаются сильно ожелезненные брекчированные породы, сложенные обломками до нескольких сантиметров светлых доломитов в буром сильно ожелезненном дресвовидном материале (возможно, сохранившиеся реликты коры выветривания). Толща палеонтологически не охарактеризована, условно отнесена к нижнетурнейскому подъярусу. Граница с подстилающими отложениями среднего кембрия проводится по смене доломитов известняками, в подошве которых местами залегают песчаники и конгломераты, участками ожелезненные брекчии. Мощность толщи – 13–22 м.

Карбонатная толща (c)* без заметных следов размыва перекрывает терригенно-карбонатную толщу. Сложена пестроцветными глинистыми и органогенными известняками, в верхней части пелитоморфными и песчанистыми с редкими прослоями глинистых алевролитов. Несогласно перекрывается терригенными отложениями котуйской свиты нижней перми. Известняки охарактеризованы многочисленными фораминиферами *Chernyshinella glomiformis* Lip., *Ch. paucicamerata* Lip., *Ch. tumulosa* Lip. и др., кораллами *Syringopora gracilis* Keys. и др., брахиоподами *Spirifer ussiensis* Tolm. и др. По комплексу ископаемых органических остатков карбонатная толща уверенно датируется турнейским веком. Комплекс содержащихся в ней фораминифер позволяет сопоставить ее с ханельберинским горизонтом. Мощность карбонатной толщи 8–27 м.

Средний и верхний отделы нерасчлененные

К среднему и верхнему отделам каменноугольной системы относятся отложения ханарской свиты ($C_{2-3}hn$), обнажающиеся в Маймеча-Котуйской СФЗ узкой полосой северо-восточного простирания от бассейна р. Игирэ-Пастах до устья р. Лев. Кысыл-Хая-Юрях (приток р. Котуй). Залегают они на размытой поверхности каларгонской свиты верхнего девона и местами на каменноугольной коре выветривания и согласно, участками с небольшим размывом, перекрываются отложениями котуйской свиты нижней перми. Выделена в 1979 г. А. Б. Гуревичем [67]. Стратотип свиты находится на Ханарской разведочной площади, в междуречье Ханар–Баты-Юрях (правобережье р. Хета в среднем течении), изучен по разрезам буровых скважин. Парастратотип А. Б. Гуревичем с соавторами [67] выделен из низов стратотипического разреза котуйской свиты нижней перми, на правом берегу р. Котуй выше устья р. Кысыл-Хая-Юрях. Свита с размывом залегает на различных горизонтах карбонатных отложений палеозоя и согласно перекрывается отложениями котуйской свиты. Нижняя граница проводится по подошве терригенных образований. Сложена континентальными отложениями, представленными переслаиванием алевролитов с прослоями аргиллитов, алевритовых песчаников, углистых алевролитов, встречаются известковые линзы и конкреции. Мощность – 25–100 м. Содержит остатки двустворок, отпечатки флоры и комплекс миоспор, позволяющие отнести свиту к катскому горизонту [67].

В Маймеча-Котуйской СФЗ свита прослеживается в виде узкой полосы северо-восточного простирания в пределах площади листа R-48-VII. Сложена переслаиванием аргиллитов, алевролитов, песчаников с прослоями углистых сланцев, углей и с линзами когломератов общей мощностью до 20 м [387].

На правом берегу р. Котуй, в ур. Кысыл-Хая, основание свиты мощностью до 1 м представлено тонким переслаиванием углистых аргиллитов, алевролитов и песчаников с линзами конгломератов, залегающими непосредственно на каменнноугольной коре выветривания. Выше залегает пачка мощностью 10 м темно-серых тонкослоистых до листоватых аргиллитов и углистых алевролитов. Завершают разрез полимиктовые песчаники мощностью 3,5 м с прослоями (до 0,3 м) углистых сланцев и углей с отпечатками флоры. Видимая мощность свиты – 14,5 м.

В аргиллитах и в углистых аргиллитах собраны растительные остатки *Angaropteridium cardiopteroides* (Schm.), *Rufloria subangusta* (Zal.), *R. theodorii* (Tschirk. et Zal.), *R. tschirkovae* (Zal.) S. Meyen и др., а также многочисленные споры и пыльца, среди которых доминируют споры *Cyclobaculisporites trichacantus* (Lub.) Lub., *C. gibberulus* Lub., *Verrucosisporites rubiginosus* (Lub.) Lub., *Remysporites psilopterus* Lub., в значительном количестве присутствуют споры лепидофитов и древние хвойные [67]. Собранные отпечатки флоры и спорово-пыльцевой комплекс свидетельствуют о средне-позднекаменноугольном возрасте отложений.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Отложения пермской системы обнажаются вдоль юго-восточного борта Енисей-Хатангской впадины, в пределах северо-западной части Маймеча-Котуйской СФЗ в виде прерывистой полосы северо-восточного простирания. Они представлены континентальными терригенными угленосными образованиями котуйской свиты бургуклинского горизонта нижнего отдела и потокойской свиты пеляткинского и дегалинского горизонтов среднего и верхнего отделов пермской системы. Отложения перми перекрываются туфогенными и эффузивными образованиями правобоярской и арыджангской свит.

Нижний отдел

К о т у й с к а я с в и т а (P_1kt) выделена А. И. Ивановым в нижнем течении р. Котуй [52], на правом берегу выше р. Кысыл-Хая-Юрях. Позднее А. Б. Гуревичем [67] первоначальный объем свиты уменьшен за счет выделения самостоятельной ханарской свиты ($C_{2-3}hn$), а название сохранено за большей, нижнепермской частью. Свита согласно залегает на отложениях ханарской свиты и согласно перекрывается отложениями потокойской. В стратотипическом разрезе отложения свиты имеют мощность 170 м и представлены континентальными терригенными отложениями: песчаниками, алевролитами, аргиллитами с прослоями углистых алевролитов, углей и с многочисленными отпечатками флоры нижней перми. По остаткам двустворок, флористическим и палинологическим комплексам относится к бургуклинскому горизонту и

является возрастным аналогом талнахской и далдыканской свит Норильского района [67].

На территории Маймеча-Котуйской СФЗ, в юго-западной части полосы отложения свиты распространены в долине р. Котуй от устья р. Эхелях до устья р. Эриечка, в низовьях рек Медвежья, Кысыл-Хая-Юрях и ряда других, более мелких притоков р. Котуй, а также в верховьях рек Эгнискэ и Сетте-Пас. Они согласно залегают на отложениях ханарской свиты либо на в различной степени эродированных образованиях каменноугольной коры выветривания и местами со стратиграфическим перерывом на эродированной поверхности каларгонской свиты верхнего девона. В северо-восточной части полосы, у северной рамки листа отложения котуйской свиты вскрываются среди эффузивно-туфогенных образований правобоярской свиты и интенсивно инъецированы интрузиями катангского комплекса раннего триаса. В юго-западной части полосы отложения нижней перми инъецированы жилами, дайками и штокообразными интрузиями маймеча-котуйского комплекса.

Нижняя часть разреза свиты мощностью до 90 м представлена в основном кварц-полевошпатовыми и полимиктовыми песчаниками с маломощными прослоями углей и углистых глин и с линзами конгломератов в основании. В преобладающей по мощности средней и верхней частях разреза (100–130 м) залегают переслаивающиеся песчаники, алевролиты, аргиллиты. Встречаются редкие прослои мелкогалечных конгломератов. Пласты каменных углей мощностью от 0,2–0,3 до 0,5–3,2 м располагаются преимущественно в верхней части разреза. Преобладающая мощность нижнепермских отложений в пределах СФЗ составляет 170–220 м.

Раннепермский возраст отложений устанавливается по комплексу спор и пыльцы, среди которых преобладает пыльца кордаитовых и споры папоротниковых *Acanthotriletes*, *Trachytriletes*, находкам в нижней части разреза отпечатков раннепермской флоры *Noeggerathiopsis* cf. *latifolia* Neub., *N.* cf. *subangusta* Zal., *Cordaites latifolius* (Neub.) S. Meyen, *Evenkiella schortonotensis* Gorel., *Rufloria derzavinii* (Neub.) S. Meyen, *Crassinervia tunguskana* Schwed. и остаткам пелеципод *Najadites kostomarovi* Khalf., *N. obrutschevi* Rag., *N.* ex gr. *pheliciae* Rag., *Anthraconauta* cf. *gigantea* Rag., характерных для бургуклинского горизонта нижней перми.

Средний и верхний отделы нерасчлененные

Потокойская свита ($P_{2-3}pt$) выделена А. И. Ивановым [52] на правом борту долины р. Котуй, между устьями рек Медвежья и Потокой и названа по последней, где согласно залегает на отложениях котуйской свиты. Впоследствии из первоначального объема свиты А. Б. Гуревич [67] исключил пачку вулканогенных пород (до 25 м) и отнес ее к основанию арыджангской свиты. В стратотипе потокойская свита имеет мощность около 175 м и представлена песчаниками с пластами угля рабочей мощности. Средне-позднепермский возраст отложений свиты довольно уверенно обоснован палеонтологически (флора, палинокомплексы) [113].

Отложения потокойской свиты обнажаются на обоих берегах р. Котуй. Северо-восточнее, в бассейне верхнего течения правого притока р. Котуй –

р. Оту-Турара они вскрываются в виде изолированных пятен среди эффузивно-туфогенных образований правобоярской свиты нижнего триаса. Обнажающиеся на берегах р. Котуй отложения свиты залегают согласно на отложениях котуйской свиты. Нижняя граница устанавливается по подошве пачки мощностью около 6 м полевошпатово-кварцевых среднезернистых светло-серых песчаников с прослоями и линзами мелкогалечных внутриформационных конгломератов мощностью до 0,4 м. Песчаники вверх по разрезу сменяются алевролитами, переходящими выше в аргиллиты и углистые аргиллиты с многочисленными растительными остатками. Выше по разрезу залегает пачка переслаивающихся алевролитов, аргиллитов, углистых аргиллитов и пластов каменных углей. Изредка встречаются прослои слабосцементированных известковистых песчаников и голубовато-зеленых глин.

Полный непрерывный разрез отложений свиты вскрыт скв. 18 на Каякском каменноугольном месторождении. Нижняя часть разреза детально изучена по керну скважин на Ханарской площади (лист R-47). На значительной части площади отложения свиты скрыты под вулканогенными образованиями либо уничтожены предтриасовым размывом. Потокойская свита залегает согласно на котуйской и с размывом перекрывается правобоярской и арыджангской свитами. Она включает до 11 пластов и пропластков угля, из них 1–3 пласта имеют рабочую (0,7–2,1 м) мощность и разрабатываются шахтой «Котуй» на Каякском месторождении.

Мощность отложений потокойской свиты в пределах Маймеча-Котуйской СФЗ невыдержанная и меняется в пределах 80–175 м. Отложения содержат растительные отпечатки *Rufloria* cf. *olzerassica* (Gorel.) S. Meyen, *R.* cf. *brevifolia* (Gorel.) S. Meyen, *R.* cf. *nephropsiphylla* S. Meyen, *Cordaites candalepensis* (Zal.) S. Meyen, *C.* ex gr. *gracilentus* (Gorel.) S. Meyen и др., которые типичны для верхнепермских отложений. В нижней части разреза определены пелециподы *Edmondia jakowlewiana* Lob. (*Edmondia nebrascensis* Gein.), *Abiella subovata* (Jones), характерные для отложений пеляткинского и дегалинского горизонтов. Средне-позднепермский возраст отложений, по заключению А. Ф. Дибнер, также подтверждают спорово-пыльцевые комплексы.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Отложения триасовой системы занимают крайнюю северо-западную часть Маймеча-Котуйской СФЗ, в границах северо-западного склона Анабаро-Оленёкской антеклизы и юго-восточного борта Енисей-Хатангской впадины, слагая полосу северо-восточного простирания (40–45°) шириной около 40 км и протяженностью до 155–160 км. В составе полосы они представлены терригенными, пирокластическими и эффузивными образованиями арыджангской, правобоярской и коготокской свит нижнего отдела, перекрывающими со стратиграфическим перерывом и местами с угловым несогласием каменноугольные и пермские известняково-терригенные угленосные отложения и верхнекембрийские доломиты.

Правобоярская свита (T_1pr) выделена и описана Я. И. Полькиным в 1957 г. [60] по р. Прав. Боярка, правому притоку р. Хета, где сложена псефи-

товыми и агломератовыми туфами основного состава, ксенотуфами, туффитами с линзами песчаников, глинистых и углистых сланцев, аргиллитов и редкими потоками базальтов мощностью от 1,5 до 10 м. В стратотипическом районе туфы залегают на разных стратиграфических уровнях, выполняя впадины палеорельефа. Залегают отложения свиты на размытой поверхности угленосных песчано-глинистых отложений потокойской свиты средней и верхней перми, а также средне-верхнекаменноугольных ханарской свиты. Мощность образований свиты в стратотипе не превышает 120 м.

В пределах площади листа правобоярская свита слагает прерывистую полосу северо-восточного простирания шириной от 5–7 км на юге до 30–35 км на севере, на правобережье низовьев р. Котуй, где слагает возвышенности Яныкан и Эриен-Гербей. На междуречье Котуй–Маймеча отложения правобоярской свиты замещаются щелочными базальтоидами арыджангской свиты. На севере, на правобережье низовьев р. Котуй, они несогласно перекрывают нижнепермские отложения, на юге несогласно залегают на различных стратиграфических уровнях нижней и верхней перми и верхнего девона, а в центральной части, в низовьях правобережья р. Эриечка, они с угловым несогласием перекрывают доломиты верхнего кембрия.

В северной части полосы, на правобережье р. Котуй, в отличие от стратотипа образования свиты не содержат осадочных пород и основной объем занимают туфы, туфолавы, базальты, встречаются трубки взрыва, выполненные ксенокластолавой и агломератовыми туфами. Редкие покровы базальтов разделены прослоями туффитов и туфов мощностью до 10–15 м. В отдельных полях туфы резко преобладают в разрезе, а покровы базальтов в туфовой толще нередко отсутствуют. В средней части полосы, в истоках р. Оту-Турара, где образования свиты с угловым несогласием перекрывают карбонатные отложения верхнего кембрия, в нижней части свиты преобладают средне- и грубообломочные туфы базальтов с прослоями и линзами туфоконгломератов, туфопесчаников и туфоалевролитов. В верхней части разреза свиты преобладают вулканомиктовые песчаники и туфопесчаники с маломощными покровами базальтов.

Стратиграфическое положение образований свиты определяется тем, что они залегают на размытой поверхности отложений верхней и нижней перми и перекрываются покровами базальтов коготокской свиты. В бассейне р. Хета в нижней части правобоярской свиты были обнаружены отпечатки растений родов *Sphenopteris* и *Cladophlebis*, которые, по заключению В. Д. Принады, сходны с растительными остатками корвунчанской свиты нижнего триаса. Имеющиеся флористические определения, а также замещение правобоярской свиты образованиями арыджангской, содержащей, по определениям Л. П. Пирожникова, раннетриасовые филлоподы *Lioestheria gutta* Lutk., *Estherites evenkiensis* Lutk., *E. tungussensis* Lutk., позволяют считать возраст правобоярской свиты раннетриасовым. Максимальная мощность свиты не превышает 220 м.

Арыджангская свита (T_1ar) выделена А. И. Ивановым в 1956 г. [92] в урочище Ары-Джанг (Арыджангская геологическая площадь). Отложения свиты вскрываются в береговых обнажениях р. Котуй в приустьевой части р. Медвежья, где залегает на размытой поверхности отложений перми и пе-

рекрывается базальтами коготокской свиты. Следует отметить, что состав отложений в пределах СФЗ весьма изменчив. На юге нижняя и средняя части разреза свиты представлены чередованием авгититов и туфов, а верхняя – меланефелинитами; вблизи устья р. Медвежья появляются мелилитсодержащие породы и трахибазальты, а севернее основная часть разреза представлена мелилитовыми породами. Предположительно, на площади листа образования свиты являются стратиграфическим аналогом правобоярской свиты. В туффитах А. И. Ивановым и Л. П. Пирожниковым [92] на р. Котуй, ниже устья р. Медвежья, были обнаружены филлоподы *Lioestheria gutta* Lutk., *Estherites evenkiensis* Lutk., *E. tungussensis* Lutk.

В пределах исследуемой площади, на р. Котуй, арыджангская свита представлена главным образом покровами лав щелочных базальтоидов, в подчиненном количестве среди лав присутствуют прослои туфов и туффитов, пирокластический материал в которых представлен щелочными базальтоидами. Среди щелочных базальтоидов выделяются меланократовые нефелиновые базальты, лимбургиты, авгититы, мелилитовые базальты, мелилитовые пикриты и меланократовые нефелиниты. Лавовые покровы имеют мощность от 2–10, редко до 40 м, горизонты и прослои туфов и туффитов – от 0,3–10 до 30–35 м. По направлению к северо-востоку и к юго-западу вдоль левобережья р. Котуй образования, слагающие арыджангскую свиту, замещаются базальтовыми туфами и туффитами с покровами базальтов, с прослоями туфопесчаников, песчаников, алевролитов и аргиллитов правобоярской свиты, а также базальтовыми лавами коготокской свиты. Раннетриасовый возраст свиты определяется находками вышеперечисленных филлопод. Предполагаемая мощность – около 250 м.

К о г о т о к с к а я с в и т а (T_1kg) завершает разрез триасовых образований на площади листа R-48. Впервые была описана в 1957 г. К. М. Шихориной в низовьях р. Маймеча как свита долеритовых базальтов. Позднее Я. И. Полькиным [191] свите присвоено современное название по р. Коготок – левому притоку р. Маймеча, где были описаны наиболее полные ее разрезы, представленные покровами базальтов с редкими прослоями красно-бурых и темно-серых туфов, туффитов, местами туфобрекчий. Образования свиты залегают на размытой поверхности правобоярской и арыджангской свит.

В пределах территории листа, в центральной части выхода пород нижнего триаса образования коготокской свиты полосой шириной от 2–3 до 20–23 км и протяженностью до 80–90 км несогласно перекрывают образования правобоярской и арыджангской свит и с большим стратиграфическим перерывом на северо-западе перекрываются песчано-глинистыми отложениями бояркинской свиты нижнего мела. На севере, на правобережье низовьев р. Котуй, довольно частые разрозненные покровы базальтов коготокской свиты площадью от нескольких десятков до сотен км^2 и мощностью до нескольких десятков метров перекрывают отложения правобоярской свиты. Базальты на правобережье р. Котуй тонко- и мелко-среднезернистые с гиалопилитовой, интерсертальной и долеритовой структурой. Для среднезернистых базальтов также характерны офитовая и пойкилоофитовая структуры. В минеральном составе доминирует основной плагиоклаз, авгит, оливин и продукты его замещения, рудные минералы. В составе тонко- и скрытокристаллических ба-

зальтов основной объем занимает тонкоагрегатный стекловато-слюдистый мезостазис. Мощность коготокской свиты в низовьях правобережья р. Котуй не превышает 90 м. В центральной части выхода коготокская свита представлена покровами мелкозернистых базальтов мощностью от 3–5 до 20–25 м. Между базальтовыми покровами присутствуют прослои туфов и туфолав базальтового состава мощностью 0,5–1,0 м. Свита фациально изменчива. Местами в основании разреза свиты залегают горизонты туфов, туфобрекчий и агломерато-брекчий мощностью до 3–10 м. Возраст коготокской свиты с некоторой долей условности принимается как раннетриасовый, в связи с тем, что она, как отмечает Я. И. Полькин [60], западнее р. Романиха по простиранию переходит в аянскую свиту, содержащую раннетриасовую флору. Максимальная мощность свиты не превышает 270 м.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Отложения меловой системы занимают крайнюю северо-западную часть площади листа, представляющую собой юго-восточное крыло Енисей-Хатангского прогиба (Анабаро-Хетская СФЗ). Они с резким несогласием и большим стратиграфическим перерывом перекрывают осадочно-вулканогенные и эффузивные образования нижнего триаса. По сейсмическим данным, отложения меловой системы полого погружаются на северо-запад с увеличением мощности и в погруженной части Енисей-Хатангского прогиба трансгрессивно залегают на породах верхней и средней юры. В центральной части Енисей-Хатангского прогиба мощность мела превышает 3 км.

В пределах территории листа нижняя часть разреза меловой системы представлена мелководно-морскими преимущественно песчаными отложениями бояркинской свиты, их согласно перекрывают континентальные глинисто-песчаные угленосные отложения тигянской, санга-салинской, рассохинской и огневской свит. Завершают разрез трансгрессивно залегающие на подстилающих слоях преимущественно песчаные отложения бегичевской, ледяной и хетской свит, содержащие прослои бурых углей. Максимальная мощность отложений мела составляет около 1,1 км.

Нижний отдел

В составе отдела выделены бояркинская, тигянская, санга-салинская, рассохинская и огневская свиты.

Бояркинская свита (K_1br). По представлению геологов ВНИГРИ и ВНИИокеангеология рекомендована к выделению при геологических работах Межведомственным региональным стратиграфическим совещанием по мезозою и кайнозою Средней Сибири 1978 г. [210] со стратотипом по р. Боярка (правый приток р. Хета). Свита сложена песками с прослоями алевритов (иногда песчанистых), с прослоями ракушечников, известковистых песчаников, в верхней части с прослоями глин и линзами известняков.

В 2 км ниже слияния рек Лев. Боярка и Прав. Боярка [164] разрез представлен песками мелкозернистыми до алевритистых с прослоями алевритов, глин, в верхней части с растительным детритом и обломками углефициро-

ванной древесины. Встречены аммониты родов *Tollia*, *Polyptychites*, *Eurypty-chites* и др., пелециподы *Buchia crassa* Pavl., *Liostrea anabarensis* Bodyl. и др. Мощность разреза – 64 м.

В 4 км по течению от места слияния рек Лев. Боярка и Прав. Боярка на этой толще со слабым размывом залегают песчанистые алевриты, переслаивающиеся с песками. В них много углефицированного растительного детрита и песчанисто-известковых конкреций (0,2–0,5 м), в которых заключены остатки раковин аммонитов *Dichotomites* cf. *bidichotomus* Leym., *Polyptychites* ex gr. *polyptychus* Keys. и др., характерных для верхнего валанжина. Мощность – 16 м.

В 10–12 км по течению от места слияния рек Лев. Боярка и Прав. Боярка на подстилающей толще залегают песчанистые алевриты с прослоями мелкозернистых песков. В них зафиксированы выцветы ярозита, обломки древесины, углефицированный растительный детрит и известковистые конкреции. В конкрециях отмечены аммониты *Homolsomites bojarkensis* Schulg. и комплекс белемнитов с *Cylindroteuthis subporrecta* Bodyl. готеривского возраста. Мощность отложений – 79 м.

В пределах листа отложения свиты залегают с резким несогласием и большим стратиграфическим перерывом на осадочно-вулканогенных и эффузивных образованиях нижнего триаса и согласно перекрываются отложениями тигянской свиты. Вскрыта при бурении скважин в долине р. Котуй – К-5 (правый берег, 36 км от устья), К-1 (правый берег, 31 км от устья), К-2 (левый берег, 22 км от устья) [395].

Нижняя часть разреза свиты сложена песками с прослоями алевритов, песчаников, глин, редко ракушняков. Выше в разрезе преобладают пески и песчаники с редкими прослоями алевритов. Находки аммонитов *Dichotomites sp.*, *D. multicostatus* Koen., *D. bidichotomus* Leym. позволяют датировать отложения валанжином. Мощность – около 35 м.

Низы разреза верхней части свиты сложены песчаниками мелкозернистыми кварцево-полевошпатовыми с гальками кремня, с прослоями и линзами доломитовых известняков (46,2 м), а также глинами зеленовато-серыми (7,5 м). Верхи разреза представлены песчано-глинистой пачкой, содержащей хорошоокатанную гальку кварца и остатки фауны, среди которых определены аммониты *Polyptychites*, пелециподы *Buchia crassa* Pavl. и фораминиферы *Haplophragmoides infracretaceous* Mjatl. (53,7 м). Мощность разреза – 107,4 м.

Возраст бояркинской свиты – валанжинско-раннеготеривский. Общая мощность свиты достигает 140–150 м.

Тигянская свита (K_1tg) выделена Т. М. Емельянцевым и Т. П. Кочетковым в 1947 г., названа по р. Тикян-Юрях (Тигян-Юрях), впадающей в Хатангский залив [240]. Свита выходит на поверхность вдоль юго-восточного борта Енисей-Хатангского прогиба с обнажениями по долинам правых притоков р. Хета. Представлена песками, песчаниками светло-серыми, зеленовато-серыми мелко-среднезернистыми с прослоями глин, алевролитов, с пластами и линзами бурых углей, конкрециями сидеритов, пирита, присутствует значительное количество углефицированных растительных остатков.

Полный разрез отложений свиты вскрыт в скв. К-2, пробуренной на левом берегу р. Котуй (22 км от устья), где она согласно залегает на бояркинской

свите [395]. Имеет трехчленное строение. Нижняя часть (26,9 м) представлена песчаниками, внизу (8,75 м от подошвы) с прослоем (1,85 м) алевритистых глин, вверху – с прослоями песков и глин. Средняя часть (18,35 м) представлена глинами, иногда алевритистыми, внизу с прослоем песчаника, вверху – бурого угля (0,15 м). Верхняя часть (27,6 м) сложена песками и песчаниками с двумя прослоями глин (3,1 и 2,85 м) и прослоем бурого угля (0,1 м). Споры и пыльца, определенные в разрезе скв. К-2, указывают на барремский или раннеаптский возраст отложений. Возраст свиты принимается от позднего готерива до баррема включительно. Мощность свиты в скв. К-2 – 72,85 м, к северо-востоку в пределах листа увеличивается до 100–120 м.

Санга-салинская свита (K_1ss) выделена Т. М. Емельянцевым и Т. П. Кочетковым в 1947 г.; названа по р. Санга-Сала – левому притоку р. Тикян-Юрях [240]. Отложения свиты развиты в виде полосы вдоль юго-восточной окраины Енисей-Хатангского прогиба. Залегает согласно на тигянской свите. Представлена двумя алеврито-глинистыми пачками с прослоями бурого угля, разделенными пачкой песчаных отложений. Полный разрез свиты, вскрытый скв. К-2 на левом берегу р. Котуй [395], представлен (снизу вверх).

1. Глина темно-серая с отпечатками растений, в основании – прослой (0,3 м) серого тонкозернистого кварцевого песка, в кровле пласт (1,85 м) бурого угля ..... 6,8 м
2. Песчаник кварцевый тонкозернистый серый, местами косослоистый ..... 9,2 м
3. Глина алевритистая серая слюдистая, иногда иловатая с тонкими прослоями серого тонкозернистого песчаника, в кровле – пласт (1,0 м) бурого угля ..... 7,5 м

Мощность разреза – 23,5 м.

Возраст санга-салинской свиты по спорово-пыльцевым комплексам принимается условно аптским. Мощность свиты к северо-востоку увеличивается до 30 м.

Рассохинская свита (K_1rs) выделена Т. П. Кочетковым по р. Рассоха – левому притоку р. Тикян-Юрях [340]. Свита согласно перекрывает отложения санга-салинской свиты и представлена песками и песчаниками с прослоями глин (до 2 м), алевритов, с линзами бурого угля; обнажена полосой вдоль юго-восточной окраины Енисей-Хатангского прогиба.

Сводный разрез свиты, составленный по скв. К-2 (левый берег р. Котуй) и К-4 (с. Хатанга), представлен снизу вверх [395].

1. Пески кварцевые мелко-среднезернистые серые с линзами и прослоями (0,05–0,6 м) бурого угля ..... 71 м
2. Сланцы песчано-глинистые, внизу углистые, вверху с пластом (0,4 м) бурого угля ..... 6 м
3. Пески кварцевые мелко-тонкозернистые светло-серые, с редкой галькой вверху, с прослойками бурого угля и сланцеватых коричневых глин ..... 89 м

Мощность разреза – 166 м.

Возраст свиты по палинологическим данным принимается условно аптским. Мощность свиты – до 170 м.

Огневская свита (K_1og) впервые была охарактеризована П. Д. Литвиновым и П. С. Пуком в 1957 г. по р. Огнёвка, впадающей в Хатангский залив [240]. Выходы свиты прослеживаются полосой на юго-восточном и южном бортах Енисей-Хатангского прогиба по правобережью р. Хета.

Свита представлена глинами, песками, алевритами с пластами и линзами бурого угля (мощностью до 4,5 м), содержит обломки сидеритизированной древесины и кремнистые конкреции. На отложениях рассохинской свиты залегает согласно. Наиболее полный разрез свиты вскрыт скв. К-4 в с. Хатанга [395]. На песках рассохинской свиты залегают нижеописанные отложения.

1. Глины песчанистые серые, вверху пласт (0,65 м) бурого угля ..... 7,1 м
2. Пески мелкозернистые серые и зеленовато-серые с прослоями (до 6,7 м) глин; в наибольшем по мощности прослое глин содержатся линзочки бурого угля . 48 м
3. Глины темно-серые, вверху темно-коричневые с тонкими прослойками в средней и верхней частях пачки и пластом (2,7 м) в ее кровле бурого угля ..... 25 м
4. Пески светло-серые мелко-среднезернистые с линзами известковистого песчаника, рассеянным растительным детритом и обугленной древесиной вверху и слоем темно-серой сланцеватой глины (4,35 м), переходящей вверх по разрезу в углистые сланцы ..... 95,1 м
5. Глины темно-серые и темно-коричневые, внизу с прослоями песка и пластом (1,05 м) бурого угля в средней части ..... 4,8 м

Вскрытая мощность разреза – 180 м.

Флора из низов свиты бассейна р. Котуй по определению Н. Д. Василевской альбского возраста, присутствуют *Asplenium dicksonianum* Heer, *A. rigidum* Wassil. и *Cladophlebis gluschinskii* Wassil., известные из альбских отложений Лено-Оленёкского района. Е. К. Обоницкая и А. С. Грязева подтвердили альбский возраст по анализу спорово-пыльцевых комплексов.

Нижний–верхний отделы

Бегичевская свита ($K_{1-2}bg$) выделена в 1959 г. М. К. Калинко на о. Бегичева в море Лаптевых [240], где позднее эти отложения были отнесены к огневской свите [245]. Гипостратотип свиты, предложенный В. Н. Саксом и З. З. Ронкиной, находится на р. Хатанга (район пос. Жданиха) и в скв. 4 у с. Хатанга. Отложения свиты несогласно перекрывают породы огневской свиты и представлены в основном песками, песчаниками с линзами углистых сланцев и алевритов, постоянно присутствуют конкреции сидерита, обломки древесины, ископаемой смолы, рассеянные галька и гравий халцедона и кремней, в нижней части – линзы бурого угля.

Контакт с подстилающими отложениями наблюдается на правом берегу р. Сабыда в 5 км ниже устья р. Баттагай, где пласт угля огневской свиты перекрыт плохосортированными песками мощностью 0,3 м, выше которых отмечается конгломерат с валунами и гальками кварца, кремней, долеритов и обломками сидеритизированной древесины. Мощность базального слоя – 0,4 м. Аналогичный конгломерат мощностью 0,8 м с железисто-песчаным цементом описан на правом берегу р. Сабыда вблизи устья р. Оту-Турара [395].

По литологичеким признакам свита разделяется на три пачки (снизу вверх).

1. Пески мелкозернистые светло-серые с редкими прослоями среднезернистых; встречаются прослои (до 3 м), обогащенные конкрециями сидерита, обломками сидеритизированной древесины, а также линзы алевролитов глинистых зеленовато-серых, карманы и линзы (до 0,3 м) угля и углистого песка ..... 60–89 м

2. Пески косо- и горизонтальнослоистые светло-серые с линзами (до 3 м) пестрых песков, переходящих в песчаники, с конкрециями сидерита, обломками сидеритизированной древесины, с прослоями алевролитов, с линзами углей, углистых песков и глин; встречается галька кварца, кремня, халцедона ..... 65 м

3. Пески косо- и горизонтальнослоистые мелкозернистые светло-серые с редкими линзами пестрых разнозернистых песков, с прослоями песчаников (до 4,5 м); встречаются прослои, переполненные конкрециями сидерита, обломками обугленной и сидеритизированной древесины; отмечаются гальки кремней и халцедона .... 25 м

Споры и пыльца в нижней части свиты имеют позднеальбский облик, средняя и верхняя части свиты содержат сеноманский спорово-пыльцевой комплекс. Максимальная мощность свиты не превышает 180 м.

Верхний отдел

Ледяная свита (K_2ld) впервые описана В. Н. Саксом в 1957 г. по р. Ледяная в бассейне р. Хета, где она прослеживается широкой полосой по ее правобережью [240]. Представлена алевритами и глинами с прослоями песков, часто встречаются линзы и конкреции известковых песчаников и алевролитов, тонкие пласты бурых углей, маломощные прослои конгломератов. Отмечается обилие растительного детрита, ископаемой смолы и рассеянных галек. Глины иногда пестроцветные. В песчаниках присутствуют глауконит и лептохлориты. Мощность свиты в бассейне р. Ледяная – около 130 м.

Более грубый, в основном песчаный состав свита имеет по рекам Маймеча, Сабыда и Хета. Непрерывный разрез изучен по скв. К-3 на правом берегу р. Котуй в 4 км выше устья (снизу вверх) [395].

1. Пески светло-серые разнозернистые с примесью гравия ..... 2,3 м

2. Конгломераты с гальками кварца, песчаников, известняков, обломками древесины, сцементированные песком и гравием ..... 6,1 м

3. Пески светло-серые, внизу – разно- и крупнозернистые с гравием, выше – среднезернистые с двумя прослоями (5 и 1 м) глины ..... 94,4 м

4. Переслаивание (мощность прослоев 0,1–0,7 м) светло-серых мелкозернистых песков с серыми глинами, включения крошки каменного угля ..... 32,0 м

5. Пески светло-серые крупнозернистые с тонкими прослоями гравия и алевритовых глин и слоем (8 м) темно-серой глины в нижней части ..... 41,7 м

Мощность разреза – 176,5 м.

Из разреза по р. Ледяная выделено 13 спорово-пыльцевых комплексов. Нижний свидетельствует о сеноманском возрасте, остальные указывают на туронское время осадконакопления. Листовые отпечатки, определенные Е. Л. Лебедевым из низов свиты, говорят о туронском возрасте. Выше по раз-

резу Л. Ю. Буданцев определил *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl., *Pseudoprotophyllum* ex gr. *boreale* (Daws.) Hall. и *Platanus* sp., известные из туронконьякских отложений.

Мощность отложений ледяной свиты – 130–177 м.

Хетская свита (K_2ht) установлена В. Н. Саксом в 1957 г. по р. Хета [240], распространена в бассейне этой реки. В нижней части свита представлена алевритами, переслаивающимися с песками с включениями углистого материала, верхние горизонты слагают пески с прослоями алевритов и глин с линзами песчаников, намывного угля, с включениями обуглившейся древесины, растительного детрита с ретинитом, галек сидерита. Залегает на ледянской свите согласно.

Нижние и средние части разреза свиты изучены на правом берегу р. Хета, вблизи поселков Исаевский и Новая [395].

1. Алевриты грязно-серые плитчатые глинистые с редкими включениями обломков угля, обуглившейся древесины, ретинита, переслаивающиеся с песком светло-серым мелкозернистым глинистым. Мощность алевритовых и песчаных прослоев от нескольких см до 2 м, иногда порода имеет слоистость ленточного типа. В средней части отмечается два прослоя лигнита мощностью до 0,2 м ..... 12 м

2. Пески желтовато-серые, участками зеленовато-серые мелкозернистые горизонтальнослоистые, с гнездами обугленной древесины, с тонкими (1–2 см) прослоями грязно-серого углистого алеврита ..... 23 м

3. Алевриты серые, иногда буровато-серые глинистые горизонтальнослоистые с прослоем (мощностью 0,5 м) песка светло-серого мелкозернистого ..... 3 м

4. Переслаивание песков (мощность до 1 м) серых мелкозернистых и алевритов (мощностью не более 0,5 м) грязно-серых глинистых углистых. В нижней части толща косослоистая, отмечается северо-западное падение косых слоев под углом 25° ..... 3 м

Мощность разреза – 41 м.

Разрез свиты наращивается в среднем течении р. Кепкек, где на породах, аналогичных слою 4, залегают нижеописанные отложения.

1. Алевриты темно-серые, иногда бурые тонкоплитчатые, участками до листоватых, с присыпками песка светло-серого с караваями (мощность до 0,4 м) алевролитов, с включениями обломков сидеритизированной древесины ..... 16 м

2. Пески, линзовидно-замещающие алевриты светло-серые, иногда зеленовато-серые мелкозернистые, прослоями и линзами глинистые, в средней части насыщенные растительным детритом, подчеркивающим косую слоистость, мощность косых серий от 0,5 до 1,5 м, отмечается северо-восточное и юго-западное падение слоев под углом 5–7°; к пескам с растительным детритом приурочены включения ретинита ..... 16 м

Мощность разреза – 32 м.

Верхи свиты обнажены в устье р. Маймеча и представлены мелкозернистыми желтыми до бурых песками мелкозернистыми косослоистыми с тонкими прослоями и линзами глинисто-алевритовых пород и углистого песка с углефицированными растительными остатками и зернами янтаря. Видимая мощность – около 17 м.

Из отложений свиты выделено семь спорово-пыльцевых комплексов. По заключению Е. К. Обоницкой, два нижних – коньякского, а остальные сантонского возраста.

Мощность свиты – 90 м.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Палеогеновая система представлена отложениями палеоцена и эоцена на площади Мойеро-Муруктинской СФЗ, в юго-западной части площади листа. В бассейне левых притоков р. Тукалан (левый приток р. Котуй) она включает нерасчлененные отложения палеоцена и нижнего эоцена, объединенные в нижнесидскую толщу, а в Муруктинской впадине – средне-верхнеэоценовые отложения котуйской свиты.

Нижнесидская толща ($P_{1-2}ns$). Отложения толщи развиты в виде локальных участков. К ним относятся разнообразные по происхождению породы бокситоносной формации, представленные глинами смешанного состава, рыхлыми и глинистыми бокситами, прослоями доломитов.

В бассейне левобережья р. Тукалан на пенепленизированной поверхности карбонатного цоколя среднего и нижнего кембрия широко распространены криогенные структуры, развита кора выветривания по глинисто-карбонатным породам, перекрытая прерывистым чехлом зеленовато-серых суглинков. Повсюду отмечается рассеянный галечник карбонатных пород и долеритов, который нередко образует маломощные покровы. Значительное распространение получили здесь карстовые явления.

Характерный разрез отложений нижнесидской толщи вскрыт скв. 75, пройденной на южной окраине Алысардахских проявлений бокситов [404]. Район скважины представляет собой почти горизонтальную поверхность с абс. отм. 380 м. Бокситоносные образования четко фиксируются выходами в медальонах вымораживания желтовато-бурых глин, приуроченными к заболоченным понижениям в рельефе размером 20 × 20 м. В скважине снизу вверх вскрыты нижеописанные отложения.

1. Доломит светло-серый со следами интенсивного выщелачивания, трещиноватый; трещины заполнены доломитовой мукой ..... 3,1 м

2. Глина коричневато-красная, в подошве слоя буровато-коричневая, пластичная с включениями мелких обломков бурого железняка, выветрелого долерита, светло-зеленых кремней и гнезд карбонатного песка ..... 0,3 м

3. Глина вишнево-красная с пятнами желтовато-бурой охристой, структурная, с включениями в верхней части слоя обломков структурного боксита, в нижней – обломков бурого железняка ..... 2,7 м

4. Глина пятнисто-окрашенная в желтый, светло-серый, буровато-красный цвета; в кровле – тонкий прослой грубослоистой глины, прокрашенной гидроксидами марганца; по всему интервалу в глинах встречаются мелкие обломки структурного боксита ..... 0,3 м

5. Боксит структурный оранжево-красного цвета, плотный, в верхней части с прослоем (1,2 м) брекчиевидного боксита ..... 6,4 м

6. Красновато-бурая глина с обломками структурных бокситов различного размера и различной прочности; большинство обломков боксита с поверхности прокрашены черными гидроксидами марганца ..... 1,6 м

7. 4,7–7,6 м. Глина буровато-красная, пятнами буровато-желтая, структурная ... 2,9 м

8. Боксит структурный буровато-желтого цвета; на контакте с вмещающими глинами и по трещинам отдельности бокситы менее прочные, осветленные (1,6 м).

9. Глина буровато-желтая охристая, с пятнами буровато-красной, песчанистая с включением оглиненных обломков структурного боксита; в буровато-красных разновидностях глин и обломках структурных бокситов хорошо распознается реликтовая структура долерита ..... 3,1 м

В настоящее время считается, что эпохами латеритного выветривания и формирования бокситоносной формации на всей Сибирской платформе являются поздний мел–палеоген. В пределах Прианабарья, с учетом того, что нижнесидская толща залегает на дат-эоценовом пенеплене и перекрывается котуйской свитой эоцена, возраст данных образований принимается как ранне-среднепалеогеновый. Общая мощность нижнесидской толщи в бассейне р. Тукалан оценивается в 35 м.

К о т у й с к а я с в и т а (Р$_2$*kt*). Отложения, выделенные в качестве котуйской свиты, были впервые обнаружены в 1951 г. Н. А. Борщовой, В. В. Ермоловым, Ф. И. Ивановым и В. Е. Савицким в Муруктинской впадине в среднем течении р. Котуй и по единичным образцам, изученным палинологически, и по макрофлоре были датированы мелом–палеогеном. После детального их изучения Л. Л. Исаевой, С. М. Андреевой и др. они были выделены в котуйскую свиту и датированы средним палеогеном [95]. В качестве стратотипа приняты обнажения по берегам р. Котуй в 3–5 км выше устья р. Сида, где отложения свиты представлены чередованием серых, белых тонкослоистых плотных глин и светло-серых, серых мелкозернистых песков. Глины преобладают, имеют горизонтальную слоистость, часто алевритистые и песчанистые с прослоями и линзами глинистых мелкозернистых песков и алевритов с горизонтальной слабо выраженной косой слоистостью. Для пород характерны обилие растительного детрита и лигнитизированной древесины, представленной стволами и ветками болотного кипариса, а также конкреции сидеритов. Исследования глин показали, что они принадлежат к глинам каолинит-диккитового ряда с примесью гидрослюды. В приустьевой части р. Сида отмечаются чистые каолинитовые глины. Пески мелкозернистые кварцевые и полевошпат-кварцевые. Общая мощность отложений по естественным обнажениям и дополненная бурением составляет более 50 м. Подошва их не вскрыта, но в 5 км выше по течению бурением установлено налегание аналогичных отложений на остаточные коры выветривания долеритов.

В пределах площади листа породы котуйской свиты представлены серыми пластичными и черными плотными глинами, темно-серыми алевритами, тонкозернистыми полевошпат-кварцевыми песками. Залегают они либо на размытой поверхности палеозойских отложений, либо на коре выветривания и перекрываются повсеместно четвертичными отложениями. Коренные выходы встречаются фрагментарно во врезах относительно крупных рек, где снизу вверх обнажаются глины (до 2 м), пески тонкозернистые хорошосортиро-

ванные горизонтально- и косослоистые (0,4–6 м), заканчивается разрез песками грубозернистыми, плохосортированными, с перекрещивающейся слоистостью (до 2 м). В верхних горизонтах встречаются прослои (до 5 см) галечников.

Наиболее полно разрез котуйской свиты вскрывается скважиной на правобережье р. Мойеро (снизу вверх) [401].

1. Серые алевриты с обломками плотных черных глин, долеритов и доломитов 1,9 м
2. Черные глины «обломочного» строения, в обломках – серые слоистые алевриты ..... 5,1 м
3. Зеленовато-серые алевриты горизонтальнослоистые, с участками обломочного строения ..... 5,8 м
4. Черные глины с обломками серых алевритов ..... 3,8 м
5. Темно-серые алевриты обломочного строения. В обломках параллельная тонкая слоистость, чередование слойков алевритов, глин, микрозернистых песков мощностью 1–3 мм. По всему слою редкие прослои черных глин, единичные карбонатные конкреции ..... 2 м

Общая мощность осадков котуйской свиты на данном участке достигает 25–30 м.

Эоценовый возраст описываемых отложений определен по спорово-пыльцевому спектру, в котором преобладает древесная пыльца (84,6 %) над спорами (14,8 %) и травяной пыльцой (0,6 %). В состав древесной пыльцы входят главным образом сосна (44 %) подродов *Diploxylon* (39,4 %) и *Haploxylon* (4,6 %), ива (13,3 %), ель (6 %), лещина (3,5 %), бобовые (3,3 %), сумах (2,5 %), береза (2,3 %), таксодий (2,2 %), ольха (2 %), вересковые (1,4 %), гинкговые, каштан, нисса, платан, птерокария, ясень, пихта, секвойя, *Glyptostrobus*, восковник (десятые доли %). Споры: папоротники кочедыжные (2,4 %), мхи зеленые (1,4 %), плаун, *Leiotriletes pyramidalis* f. *rotundatus*., *Azonotriletes*, *Gleichenia*, сфагнум, *Cuateaceae*, *Brachytrilistrium* (десятые доли %) [35].

В других скважинах, вскрывших палеогеновые отложения, обнаружены комплексы пыльцы, в которых, по определению Г. Е. Байкаловой, преобладают *Castanopsis pseudocingulum* (R. Pot.) Boitz., *Triatriopollenites aroboratus* Pfl., *Pistillipollenites macgregorii* Rouse, *Fagus*, *Quercus graciliformis* Boitz. и др. Исходя из вышесказанного, возраст пород, вмещающий данный палинокомплекс, определяется как эоценовый [399].

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные образования повсеместно, но неравномерно распространены на площади листа. Максимальная их мощность установлена на северо-западе и юго-западе территории соответственно в Хатангской (187 м) и Аганылийской (135 м) впадинах [35], минимальная – на междуречьях Анабарского массива. В генетическом отношении они представлены морскими, ледниковыми, флювиогляциальными, лимногляциальными, озерными, аллювиальными, озерно-болотными, делювиальными, солифлюкционными и элювиаль-

ными образованиями, среди которых наибольшим по площади развитием пользуются ледниковые, лимногляциальные и элювиально-делювиальные отложения.

Расчленение четвертичных образований проведено с использованием Унифицированной региональной стратиграфической схемы четвертичных отложений Средней Сибири, утвержденной МСК в 2009 г. [262], Решений Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе 1979 г. [208] и в соответствии с Легендой Анабаро-Вилюйской серии листов Госгеолкарты-1000/3, утвержденной НРС Роснедра в 2009 г.

Принципиально изменилась корреляция установленной ранее стратиграфической последовательности картируемых объектов с общей стратиграфической шкалой (ОСШ). Благодаря новым данным о климатической обстановке последнего ледникового цикла Сибири, выяснилось, что образования второй половины верхнего неоплейстоцена не могут быть отнесены к каргинскому горизонту, как это принято в Региональной стратиграфической схеме и серийной легенде. Последние 50 тыс. лет, за исключением раннего голоцена, в сибирской Арктике господствовал климат ледниковья – либо с покровными ледниками, либо с резко континентальными криоаридными условиями при отсутствии ледников [8, 276, 280, 281, 288, 289]. Отложения в стратотипе на мысе Каргинский в низовьях Енисея содержат противоположный палеоклиматический сигнал. Они обладают межледниковой палеонтологической характеристикой [222, 223] и могут быть отнесены лишь к первой ступени верхнего неоплейстоцена [7, 8], что подтверждается ЭПР возрастом 122 тыс. лет [205] и ОСЛ возрастом 111 тыс. лет (по 6 датам) [286].

Таким образом, стратиграфическое положение относившегося к каргинскому горизонту местного подразделения с межледниковой характеристикой смещается вниз на один климаторитм в пределах верхнего неоплейстоцена с третьей ступени на первую. Вместе с верхненеоплейстоценовым термомером, выступающим в роли климатостратиграфического маркера, на один климаторитм вниз смещается и вся последовательность местных подразделений. Так, например, муруктинская морена теперь относится к шестой ступени среднего звена неоплейстоцена по той причине, что перекрыта межледниковыми образованиями начала позднего неоплейстоцена. В региональной схеме и серийной легенде муруктинский горизонт по-прежнему помещен на вторую ступень верхнего неоплейстоцена.

Кроме того, в региональной схеме и серийной легенде в нарушение статей IV.4 и VIII.4 Стратиграфического кодекса [236] сохранены каргинский и сартанский горизонты и их корреляция с ОСШ, несмотря на отсутствие у таковых горизонтов стратотипов согласно существующим региональным схемам [205, 261, 262]. Удаленность стратотипов горизонтов среднего звена неоплейстоцена, заимствованных из региональной схемы Западной Сибири, более чем на 1000 км от картируемой территории не позволяет использовать их как инструмент для корреляции.

По указанным причинам оказалось невозможным использовать в легенде горизонты региональной схемы, и корреляция местных картируемых подразделений проведена со ступенями ОСШ, а в качестве геохронологической привязки использованы интервалы морских изотопных стадий.

Районирование на территории листа проведено в соответствии с районированием Региональной стратиграфической схемы Средней Сибири [262]. Территория листа расположена в пределах двух структурно-фациальных областей (СФО) – Северо-Сибирской, которая соответствует области распространения морских трансгрессий в четвертичном периоде, и Среднесибирской. В пределах последней выделяется Тунгусская структурно-фациальная зона, которая является зоной развития покровных оледенений и более молодых континентальных образований.

Северо-Сибирская и Среднесибирская СФО

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Нижнее звено

Первая–пятая ступени

Устькотуйская толща. Мариний (mluk). Введена решением Всесоюзного стратиграфического совещания в 1979 г. [208]. Единственным местом, где вскрыты отложения устькотуйской толщи, является скв. К-3 в 5 км выше по течению от устья р. Котуй, на правобережной пойме (абс. выс. 10 м) [222, 395]. В интервале глубин 187–165 м на меловых породах залегают пески светло-серые крупнозернистые мощностью 7,8 м с включениями угольной крошки. Вверх по разрезу их сменяют глины зеленовато-серые комковатые, иногда песчанистые, содержащие единичные гальки яшмовидных пород, базальтов и тонкие (1–3 мм) слойки мелкозернистого песка (мощность – 14,2 м). На глинах с размывом залегает толща песков с прослоями глин мощностью 153 м.

Образования устькотуйской толщи выполняют дно узкой и глубокой ложбины, которое находится на глубине 177 м ниже уровня моря, в то время как кровля мезозойских пород, в которые она врезана, – на отметках от −40 до +10 м [3, 222]. Природа подобной морфологии может быть объяснена ледниковым выпахиванием [3] по аналогии с замкнутыми переуглубленными ложбинами в районе устья р. Подкаменная Тунгуска [9]. К северу и к югу от скв. К-3 на берегах р. Котуй наблюдаются выходы нижнемеловой угленосной толщи, отстоящие друг от друга всего на 7 км. Последнее, вероятно, объясняет наличие угольной крошки в базальном горизонте толщи.

В глинах в интервале глубин 175–170 м найдены *Yoldiella lenticula* (Möll.) и *Nucula* sp. (отличающаяся от *Nucula tenuis* Mont.) [222, 395] плохой сохранности, но в большом количестве. В интервале глубин 187–169 м [66] был обнаружен комплекс фораминифер, содержащий до 60 % арктических и бореально-арктических форм и до 40 % аркто-бореальных видов. Доминирующими являются *Elphidium subclavatum* Gud., *E. obesum* Gud., *Cribroelphidium goesi* (Stschedr.), *Protelphidium orbiculare* (Brady), *P. lenticulare* Gud., присутствуют также *Islandiella islandica* (Norv.), *Cassidulina subacuta* Gud., *Planocassidulina norcrossi* (Cush.).

По мнению В. И. Гудиной, этот арктический комплекс характерен для верхней сублиторали с пониженной соленостью вод и отрицательными придонными температурами. Вышеуказанные данные позволяют предположить формирование устькотуйской толщи на начальных этапах межледниковой трансгрессии раннего неоплейстоцена вскоре после деградации предшествующего оледенения.

Мощность устькотуйской толщи – 22 м.

Шестая–восьмая ступени

Таймуринская толща. Морена (gltm). Выделена на р. Таймура, ниже Большого порога, где под горизонтом морены максимального оледенения и мощной пачкой аллювиальных валунно-галечных отложений на коренных породах залегает горизонт красноцветного глинистого диамиктона [208]. На территории листа R-48 толща вскрыта скважинами лишь в западной части Аганылийской впадины в устье р. Чопко – правого притока р. Аганыли. В скв. 4 на доломитах старореченской свиты венда залегает светло-серый глинистый диамиктон с валунами, галькой и глыбами [398]. Крупнообломочный материал плохоокатан, состоит из доломитов, известняков, траппов и алевролитов. В верхней части разреза встречены единичные гальки гранитов [35].

К юго-западу от территории листа, в Муруктинской котловине аналогичные отложения вскрыты в скважинах 1, 3 и 19 в устье р. Сида, правого притока р. Котуй [14, 398]. В скв. 1 на правом берегу р. Сида в интервале глубин 186,1–182,85 м морена с гляциодинамическим ассимиляционным контактом залегает на глинах палеогена и перекрывается озерными глинами с южнобореальными формами диатомей. Морена представлена мелкокомковатыми слабо и сильно литифицированными глинами, алевритистыми глинами, гравийными песками от светло- до темно-серого и коричневато-серого цвета, с валунами, щебнем, галькой, микроторженцами и линзами глин палеогена. Крупные обломки (более 10 мм) составляют 2,28 %. Галька плохоокатана, сильно выветрелая. Поверхность ее матовая, шершавая, со следами ледниковой штриховки, 20 % гальки покрыто железистой пленкой. Собственно ледниковая галька в форме утюга или клина составляет 24 %. Петрографический состав обломков (%): траппы – 46, песчаники, аргиллиты, алевролиты – 13,7, сидериты – 13, карбонатные породы – 10,7, кремни – 6,6, кварц – 6, роговики – 2,7, туфы – 1,3. По сравнению со всеми более молодыми моренами для таймуринской характерно наименьшее содержание обломков траппов и наибольшее кварца, особенно в гравийной фракции (до 22 %). В мелкоземе морены (фракция 0,25–0,1 мм) преобладают легкие минералы, в основном кварц – 35 % и полевые шпаты – 14,5 %; тяжелая фракция (выход 29 %) состоит из пироксенов – 88,96 %, магнетита – 5,5 %, ильменита – 4,7 %.

Такой состав соответствует Путоранской трапповой питающей провинции и местным породам, представленным кварц-полевошпатовыми песчаниками перми и карбона и глинами палеогена.

Тонкодисперсная фракция представлена глинистыми минералами каолинитовой группы, монтмориллонитом (10–11 %) с примесью гидрослюды, кварца и полевых шпатов, что свидетельствует о значительном участии асси-

милированных глин палеогена в строении морены. Степень карбонатности морены – 1,18 %.

В скважинах 3 и 19 таймуринская ледниковая толща представлена мелкокомковатыми валунными глинами, алевритами и алевритистыми песками от светло- до темно-серого, реже коричневого цвета [14, 398]. Для нее характерны карбонатность (1,26 %), глинистость и большое содержание крупных обломков (4 %) следующего состава: траппы – 82 %, карбонатные породы – 8,5 %, песчаники – 3,2 %, кремни – 3 %, туфы – 2 %, роговики – 1,3 %. Коэффициент окатанности обломочного материала составляет 1,68, а выветрелости – 1,06. В морене большое количество ледниковой гальки. Во вмещающем мелкоземе преобладают легкие минералы, а тяжелые (29–39 %) состоят из пироксенов (89 %) и магнетита (10–11 %). Тонкодисперсная фракция морены представлена монтмориллонит-гидрослюдистым минералом с примесью кварца, кальцита, гидроксидов железа.

Петрографический состав крупных обломков и минеральный мелкозема морены указывают на ее формирование ледником, продвигавшимся через Путоранскую и Маймеча-Котуйскую питающие провинции [94].

Возраст таймуринской толщи определяется ее принадлежностью к ледниковым образованиям, залеганием под ленковскими глинами с межледниковыми диатомовыми водорослями и под мореной средненеоплейстоценового максимального оледенения. Мощность таймуринской толщи в западной части Аганылийской впадины – 7,5 м.

Среднее звено

Первая–третья ступени

Туруханская свита. Мариний (mIII*tr*). Выделена С. А. Архиповым в разрезе скв. 9-Т в приустьевой части р. Турухан непосредственно к западу от Туруханска [6]. Позднее к свите были отнесены пески, алевриты и глины с «туруханским» комплексом фораминифер [65, 171], который был выделен в ряде скважин на реках Турухан, Болгохтох, Дудинка и в обнажениях по рекам Фокина и Дудинка на Енисейском Севере, а также по р. Хатанга в Северо-Сибирской низменности.

На территории листа породы стратогена вскрыты только в скв. К-3, в приустьевой части р. Котуй и представлены полимиктовыми слабослюдистыми крупно-, средне- и мелкозернистыми песками, алевритистыми песками и алевритистыми глинами с многочисленными линзами и прослоями глин и растительного детрита. В нижней части толщи найдены единичные фораминиферы: *Haynesina orbiculare* Brady, *Retroelphidium* sp., которые, по заключению А. Г. Шлейфер, обитали в холодных водах с нормальной соленостью. Подошва туруханской свиты располагается на отметке 155 м ниже уровня моря, а кровля на отметках абс. выс. около 0 м [35, 222]. Туруханская свита залегает несогласно на песках и глинах устькотуйской толщи нижнего неоплейстоцена и выполняет бóльшую часть глубокой и узкой ложбины.

Мощная толща глин и песков из скв. К-3 коррелировалась с глинистыми песками чистоозерской толщи района г. Норильск мощностью от 70 до 150 м

[3]. Последняя вскрыта в глубоких врезах с подошвой на отметках от 110 до 200 м и более ниже уровня моря. В региональной схеме 2010 г. чистоозерская толща отнесена к термомеру нижнего неоплейстоцена и занимает тот же стратиграфический уровень, что и устькотуйская. Стратиграфическое противоречие решается корреляцией, предложенной Л. Л. Исаевой и использованной нами в легенде. Она утверждает, что чистоозерская толща, а вместе с ней и глинистые пески мощностью до 153 м из скв. К-3 в устье р. Котуй, по составу и по залеганию являются аналогом межледниковых песков начала среднего неоплейстоцена, выделенных В. Н. Саксом в долине р. Енисей между реками Мал. Хета и Сухая Дудинка [222, рис. 40]. Вероятно, нижненеоплейстоценовые ледниковые образования переуглубленной долины были полностью уничтожены в ходе последующей трансгрессии. Таким образом, аномально мощные пески скв. К-3 можно отнести к морским межледниковым отложениям туруханской свиты среднего неоплейстоцена.

Непосредственно к северо-востоку от скв. К-3, на смежной территории (р. Хатанга в 0,3–0,5 км выше пос. Новорыбная) морские туруханские глинистые алевриты выходят на поверхность в интервале 7–12 м абс. выс. и перекрывают песчанистую болгохтохскую морену с галькой и валунами [66]. Мощность туруханской свиты в скв. К-3 достигает 153 м.

Ленковская толща. Лимний (lllk). Введена Решением Всесоюзного стратиграфического совещания [208]. Стратотип находится в бассейне р. Ниж. Тунгуска (впадина р. Ленко). На территории листа ленковская толща представлена тонкогоризонтальнослоистыми карбонатными глинами серыми и темно-серыми, зеленовато-серыми, часто алевритистыми. Глины ленковской толщи развиты в Аганылийской впадине, где обнажаются в основании эрозионных обрывов долины р. Аганыли и перекрыты аргасалинской ледниковой толщей четвертой ступени среднего звена неоплейстоцена. Подошва глин, вскрытая в скв. 4 [398] в районе устья правого притока р. Аганыли – р. Чопко, залегает на глубине 13,5 м на неровной поверхности таймуринской морены.

Палинологические спектры глин Аганылийской впадины содержат пыльцу березы, лиственницы, ольхи, ивы, трав ксерофитов с примесью осоки и злаков, споры мхов и папоротников и переотложенную пыльцу тисса, дуба, граба и орешника, не произрастающих в Сибири с неогена. Диатомовые водоросли представлены видами, характерными для мелководных водоемов *Diatoma hiemale* (Lyngb.) Heib., *Cocconeis placentula* Ehr., *Diploneis ovalis* (Hilse) Cl.; *Amphora ovalis* Kütz.; *Navicula exigua* (Greg.) O. Mull. либо для небольших озер старичного типа. Среди последних наряду с планктонными видами *Cyclotella comta* (Ehr.) Kütz., *Stephanodiscus astraea* (Ehr.) Crun. и литоральными формами встречены виды реофилы: *Navicula cryptocephala* Kütz., *N. gracilis* Ehr., *Cymbella ventricosa* Kütz [35]. Этот комплекс диатомей, по заключению Л. Г. Пирумовой, свидетельствует о климатических условиях, отражающих начало межледниковья. Стратиграфическое положение глин в разрезе между таймуринской и аргасалинской моренами позволяет отнести их к межледниковой ленковской толще первой–третьей ступеней среднего неоплейстоцена [208]. В ее стратотипе на р. Ниж. Тунгуска по всему разрезу преобладают озерные и озерно-болотные формы диатомовых, в верхней ча-

сти появляется группа речных форм, свидетельствующих о смене застойного режима озера проточным в условиях климата, близкого к межледниковому. Мощность ленковской толщи – 16,5 м.

Четвертая ступень

Аргасалинская толща. Морена (gIIar). Введена Решением Всесоюзного стратиграфического совещания [208]. Стратотип находится на правобережье р. Арга-Сала, где отложения аргасалинской морены слагают несколько конечноморенных гряд. На территории листа представлена несортированными серыми и коричневато-серыми глинистыми, реже песчанистыми диамиктонами с включениями (до 40 %) крупнообломочного материала, состоящего из различноокатанной гальки, валунов, щебенки и глыб. На валунах, достигающих 0,6 м в поперечнике, наблюдались следы ледниковой штриховки, а многие гальки и мелкие валуны имеют утюгообразную форму ледогранников [35]. Основная морена распространена по долинам рек Котуй, Мойеро, Аганыли, Кукусунда, Арга-Сала и залегает между межледниковыми глинистыми и песчаными толщами или на дочетвертичных породах.

В основной массе аргасалинской ледниковой толщи обнаруживаются многочисленные присыпки, примазки, включения чужеродного материала. Текстура морены массивная, плитчатая, реже сланцевая. Крупные обломки составляют до 8–10 % общей массы [14]. В западной части Аганылийской впадины 85–95 % обломков составляют карбонатные породы, а траппы – 5–10 %. Траппы доминируют (70–80 %) в морене на остальной территории. Руководящие валуны Путоранской питающей провинции – ракушняковые известняки силура и туфы и Анабарской питающей провинции – красные кварцевые песчаники нижнего рифея и гранитоиды составляют 1–10 %. В составе тяжелых минералов преобладают пироксены (21–39 %). Восточнее р. Мойеро морена обогащена амфиболами (9–33 %), ильменитом (14–28 %), кварцем (33–39 %) и кислыми плагиоклазами (10–15 %), что свидетельствует о ее формировании ледником, продвигавшимся со стороны Анабарского плато. В моренах западной части Аганылийской впадины, где источником материала было плато Путорана, преобладают карбонаты (до 80 %), а на остальной территории – полевые шпаты и кварц. Глинистая фракция по всей территории распространения аргасалинской толщи имеет однотипный состав: монтмориллонит, каолинит, гидрослюда, непостоянные примеси хлорита, гиббсита, галлуазита, кварца, доломита, анкерита, кальцита, полевых шпатов, гётита, магнезита. Ниже устья р. Чопко в морене встречается единичная галька бокситов [35]. Здесь максимальная мощность морены составляет 15–16 м. В долине р. Кукусунда ниже устья р. Кентере крупнообломочный материал морены представлен преимущественно гранитами и гнейсами. Видимая мощность морены здесь 5 м. Принадлежность рассматриваемых отложений к четвертой ступени среднего звена неоплейстоцена определяется их составом и положением между ленковской толщей и перекрывающими озерными и аллювиальными образованиями с межледниковой характеристикой. Аргасалинская ледниковая толща слагает несколько конечноморенных гряд на правобережье р. Арга-Сала, расположенных севернее кислоканских краевых образований

максимального оледенения [96] и южнее прекрасно выраженного Муруктинского краевого пояса конца среднего неоплейстоцена. По этой причине мы полагаем, что аргасалинская толща сформирована тем же ледниковым покровом, что и кирамкинская морена, но на одной из стадий деградации. Кирамкинская толща имеет максимальное развитие среди ледниковых образований севера Средней Сибири и образует кислоканские краевые образования, которые прослеживаются от верхнего течения р. Вилюй к долине р. Ниж. Тунгуска [96, 208]. Отсутствие в разрезах и скважинах расчлененных аргасалинской и кирамкинской морен также говорит в пользу их прямой корреляции.

Максимальная мощность аргасалинской морены – 28 м.

Пятая ступень

На территории листа к этой ступени отнесены морские, озерные, озерно-аллювиальные и аллювиальные образования с межледниковой характеристикой палеонтологических остатков и стратиграфическим положением непосредственно ниже самой верхней морены регионального распространения – муруктинской морены конца среднего неоплейстоцена. Стратотипы у вышеперечисленных картируемых подразделений отсутствуют, и поэтому их корреляция проведена непосредственно с общей стратиграфической шкалой.

Маринй ($mIII_5$). Пески с *Cyrtodaria angusta* Nyst et Westendorp, с прослоями темно-серых и бурых пылеватых алевритов, глин с линзами торфа, обломками древесины, намывным растительным детритом, галькой бурого угля и отдельными валунами траппов. Морские пески развиты только в Енисей-Хатангском прогибе, где установлены в цоколе поздненеоплейстоценовых террас р. Хатанга и в бассейне нижнего течения р. Котуй. Отложения залегают трансгрессивно на морских образованиях туруханской свиты либо на нижнемеловых породах, выполняя понижения в древнем рельефе, и несогласно перекрываются северосибирской мореной конца среднего неоплейстоцена или лимноаллювием верхнего неоплейстоцена. В песках содержится преимущественно аркто-бореальная и арктическая фауна двустворчатых моллюсков: *Mya truncata* Linne, *Astarte invocata* Merklin et Petrov, *Cyrtodaria jenisseae* (Sachs). Последний вид ничем не отличается от *Cyrtodaria angusta* Nyst et Westendorp, который вымер задолго до позднего неоплейстоцена [7].

Непосредственно за рамкой листа к западу от устья р. Котуй описан разрез с межледниковыми морскими песками, аналогичными маринию района с. Хатанга. В обнажении на берегу левого притока р. Хета – р. Бол. Россомашья параллельнослоистые пески залегают с размывом на средненеоплейстоценовой морене. В песках содержатся раковины морских моллюсков, в том числе с двумя закрытыми и полураскрытыми створками: *Astarte montagui striata* Leach., *A. borealis* (Chemn.), *Hiatella arctica* Linne, *Mya truncata truncata* Linne, *Macoma calcarea* (Gmelin), *Serripes groenlandicus* (Bruguiere), *Siliqua media* (Gray), *Cyrtodaria jenisseae* (Sachs) [3].

Ранее вышеуказанные образования пятой ступени среднего неоплейстоцена относились к казанцевскому горизонту. Мощность мариния пятой ступени среднего неоплейстоцена на территории листа достигает 32 м.

Л и м н о а л л ю в и й ($l\alpha ll_5$). Подморенные переслаивающиеся серовато-коричневые и серые алевриты, глинистые разнозернистые пески с прослоями галечно-гравийного материала отмечены на р. Котуй в 3,4 км ниже устья р. Хара-Хая. Кроме того, межледниковый лимноаллювий установлен в районе устья р. Тукалан, на р. Котуй ниже устья р. Егин и на р. Мойеро, где залегает на неровной поверхности аргасалинской морены и перекрыт муруктинскими ледниковыми образованиями. Породы содержат богатый комплекс озерных диатомей: *Melosira islandica* O. Müll., *Stephanodiscus astraea* var. *minutula* (Kütz.) Grun, *Navicula gracilis* Ehr. и др., свидетельствующий о том, что во время формирования этих отложений климат был теплее современного. По древесине, отобранной из галечников разреза Сидинский Яр на берегу р. Котуй, непосредственно к югу от территории листа, получено четыре запредельных радиоуглеродных возраста [14]. Указанные галечники также перекрываются муруктинской мореной. Максимальная мощность средненеоплейстоценового лимноаллювия у устья р. Хара-Хая – 35 м.

Л и м н и й (ll_5). Подморенные глины, алевриты и пески. Озерные образования вскрыты в Аганылийской впадине на реках Мойеро, Аганыли и Кукусунда. Кроме того, они слагают цоколи террас и нижнюю часть склонов долин в бассейнах рек Котуй и Мойеро. Лимний залегает на аргасалинской ледниковой толще, перекрыт чаще всего муруктинскими ледниковыми и флювиогляциальными образованиями и замещается по латерали средненеоплейстоценовым аллювием. В долине р. Аганыли ниже устья р. Эгдеке озерная толща, перекрывающая аргасалинскую морену, сложена зеленовато-серыми параллельнослоистыми монтмориллонитовыми глинами и алевритисто-глинистыми породами с прослоями (до 0,9 м) мелкозернистых песков [35]. На ней с размывом залегают валунные суглинки муруктинской морены.

В долине р. Кукусунда озерная толща мощностью до 15 м слагает цоколь межледниковой позднеоплейстоценовой террасы и представлена серовато-зелеными ленточными монтмориллонитовыми глинами, алевритами и глинистыми песками с прослоями диатомитов. В бассейнах рек Котуй и Мойеро к озерным отложениям пятой ступени среднего неоплейстоцена относится толща алевритисто-глинистых пород, залегающая между аргасалинской мореной и муруктинскими лимногляциальными образованиями. Всюду эти отложения содержат богатые комплексы спор и пыльцы (*Pinus silvestris*, *Pinus sibirica*, *Picea*, *Larix*, *Betula* sect. *Albae* и др.) и озерной диатомовой флоры (*Melosira scabrosa* Ostr., *Cyclotella ocellata* Pant., *Stephanodiscus niagarae* Ehr., *Fragillaria pinnata* Ehr., *Stauroneis acuta* W. Sm. и др.), которые свидетельствуют о теплом и влажном климате периода накопления осадков.

В долине р. Мойеро, в 3,5 км ниже устья р. Мойерокан, в верхней части разреза определены семена, шишки, хвоя и верхушечные побеги лиственницы даурской, стручки крупки, макроостатки сабельника болотного, вахты, хвостника, осок, лапчатки, рдеста, лютика, наяд, коробочки зеленых мхов [16].

Палинологические данные из разрезов, расположенных непосредственно к югу от рассматриваемого района, в бассейне р. Сида – правого притока р. Котуй позволили выделить пять фаз в развитии растительности рассматриваемого термохрона [14]: I фаза травянистых сообществ – из разнотравья,

осок, злаков и полыней, из тундровых формаций – ерники, ивняки, ольховник. Господство трав в общем составе, обилие переотложенной пыльцы указывают на формирование глин в условиях перигляциальной тундры. II фаза преимущественного развития ерниковых и ивнячковых тундр – южная тундра, северная лесотундра. III фаза редколесий из березы, ели с участками ерниковых тундр и осоковых болот – южная лесотундра, северная тайга. IV фаза разреженных лесов из ели, березы, лиственницы и ольхи – средняя тайга. V фаза редколесий из березы и лиственницы – северная тайга. Мощность лимния пятой ступени среднего неоплейстоцена на территории листа достигает 33 м.

А л л ю в и й (αII_5). Подморенные пески с линзами и прослоями галечников, сменяющиеся вверх по разрезу алевритистыми песками и алевритистыми глинами. Аллювий развит по крупным рекам региона, залегая на отметках от 35 до 80 м выше уреза воды, но не слагает выраженной террасы, т. к. перекрыт муруктинскими ледниковыми образованиями. Бóльшая часть выходов средненеоплейстоценового аллювия приурочена к долине р. Котуй – выше устья р. Бысыттах и в 5 км выше по течению от устья р. Мойеро. Отдельные выходы находятся по правому борту долины р. Кукусунда – напротив устья р. Кентере. Почти всюду в составе галек и валунов преобладают карбонатные породы, в меньшей степени присутствуют метаморфические породы, за исключением долины р. Котуй, где крупнообломочный материал представлен траппами и карбонатными породами. Палинологические спектры свидетельствуют, что во время формирования средненеоплейстоценового аллювия на территории произрастали березово-ольховые леса с примесью темнохвойных пород в условиях умеренно-влажного климата межледниковья. Мощность аллювия колеблется от 2 до 20 м.

Шестая ступень

М у р у к т и н с к а я м о р е н а ($gII mr$) выделена М. А. Бардеевой и Л. Л. Исаевой в Муруктинской впадине [15]. Несортированный глинистый и песчанистый диамиктон с включением валунов, глыб, гальки, щебня и гравия.

Основная морена залегает на склонах и водоразделах, образуя холмисто-грядовый рельеф в западной части Аганылийской впадины. В долинах рек наблюдаются все разновидности текстур фации монолитной морены, а также фации чешуйчатой морены [14]. Муруктинская морена перекрывает коренные породы и более древние четвертичные образования, часто с гляциодинамическими контактами на последних. Мощность ее на склонах и водоразделах колеблется от 1,5–5 до 8–12 м, увеличиваясь в долинах рек и прикраевых зонах до 20–30 м. Крупнообломочный материал имеет эллипсовидную, брусковидную, плитчатую, реже дисковидную и утюгообразную формы, часто борозды и штрихи. Окатанность материала различная, преимущественно плохая. Длинные оси галек ориентированы в юго-восточном и восточном направлениях в долине р. Котуй и в западной части Аганылийской впадины, юго-западном и южном – в бассейне р. Мойеро выше устья р. Хуолу, юго-восточном и южном – в восточной части Аганылийской впадины. Состав об-

ломков в долине р. Котуй, нижнем течении р. Моейро и в западной части Аганылийской впадины преимущественно карбонатный (60–90 %) с некоторым количеством траппов и полимиктовых песчаников [35]. В долине р. Аганыли, выше устья р. Мыска, появляются кварцевые песчаники и гранитоиды (до 10 %). В восточной части Аганылийской впадины, в бассейнах рек Дяра, Арга-Сала и Мойеро в обломках преобладают карбонатные породы (80–90 %), реже траппы. Встречаются гранитоиды Анабарского массива, причем их количество в долине р. Кукусунда составляет уже 60–70 %. На юго-западном склоне Анабарского массива в верховьях рек Бурукунгда и Чопко обломочный материал представлен кристаллическими породами архея (40–90 %), кварцевыми рифейскими песчаниками (40–70 %), траппами (1–5 %) и карбонатными породами (5–20 %). Петрографический состав валунно-галечного материала и ориентировка обломков свидетельствуют о движении льда как со стороны Анабарского плато, так и с плато Путорана. Важно отметить присутствие в морене большого количества обломков кварц-полевошпатовых песчаников нижнего рифея, выходы которых приурочены к северо-западным склонам Анабарского плато, на фоне преобладания в обломках карбонатных пород кембрия и метаморфических нижнего протерозоя. Это подтверждает идею расположения центра покровного оледенения северо-западнее Анабарского плато, вероятно, на шельфе Карского моря. В противном случае привнос обломков кварц-полевошпатовых песчаников на южные склоны Анабарского кристаллического массива с его северо-западных склонов был бы невозможен.

В приустьевой части р. Чопко в осыпи основной морены найден обломок зуба *Mammuthus primigenius* поздненеоплейстоценового возраста. Вероятнее всего, зуб находился в отложениях покровного субаэрального комплекса, перекрывающего муруктинскую основную морену.

Конечная морена выражена серией напорных и насыпных гряд и холмов в зоне краевых ледниковых образований. Эта зона протягивается от верховьев р. Аганыли к нижнему течению р. Мойеро. От верховьев р. Арга-Сала краевой ледниковый пояс непрерывно прослеживается к югу за пределы листа вплоть до долины р. Ниж. Тунгуска и назван здесь нижнетунгусским [96]. От основной морены конечная морена отличается бóльшим содержанием крупнообломочного материала (до 40–60 %), меньшей окатанностью и сортировкой материала, а также большей мощностью – до 70–100 м. Петрографический состав ее идентичен основной морене.

Абляционная морена перекрывает вершины камов, озов, образует невысокие (до 3–4 м) грядки, приурочена к зоне таяния мертвых льдов и зонам краевых ледниковых образований. Она представлена глинистыми и песчанистыми диамиктонами с валунами и галькой. От основной и конечной морен отличается преобладанием (до 70–80 %) крупнообломочного материала и небольшой мощностью – от 3–5 до 8 м.

Муруктинская морена отнесена к последнему ледниковью среднего неоплейстоцена по той причине, что в нее вложен аллювий третьей надпойменной террасы с межледниковыми характеристиками. Стратиграфически выше аллювия на территории листа залегают лишь перигляциальные образования верхнего неоплейстоцена. Мощность муруктинской морены – 70–100 м.

Муруктинский гляциолимний (lgIImr) выделен М. А. Бардеевой и Л. Л. Исаевой в Муруктинской впадине [15]. Ритмичнослоистые глины, алевриты и пески. Отложения характеризуются образованиями трансгрессивной, стационарной и регрессивной фаз оледенения. Первые имеют ограниченное распространение, мощность 8–10 м и представлены тонкоотмученными зеленовато-серыми плотными карбонатными ленточными глинами. Они развиты в низовьях рек Тукалан и Аганыли, где лежат на частично размытых межледниковых озерно-аллювиальных отложениях и перекрываются муруктинской мореной. В долине р. Аганыли, в приустьевой части р. Мыска, залегают такого же типа ленточные глины видимой мощностью 6 м.

Лимногляциальные образования стационарной и регрессивной фаз внутриледниковой зоны слагают камовые плато и террасы. Они представлены ленточнослоистыми глинами, переходящими вверх по разрезу в алевриты и глинистые параллельнослоистые пески со знаками ряби течения. Выше залегают мелко- и среднезернистые пески с параллельной и линзовидной слоистостью, с присыпками гравия. Венчают разрез галечники с песчано-гравийным заполнителем. Эти отложения залегают на морене или на дочетвертичных коренных породах и иногда перекрыты флювиогляциальными песками и галечниками. В долине р. Мойеро и в верховьях р. Дяра озерно-ледниковые пески, глинистые пески, алевриты и глины слагают аккумулятивные уровни подпрудных бассейнов. Предполагаемая их мощность – 20–25 м.

На западной и восточной окраинах Аганылийской и в северо-восточной части Муруктинской впадин озерные террасы сложены осадками регрессивной фазы оледенения – глинами, алевритами и глинистыми песками, залегающими на неровной кровле муруктинской морены. Мощность глин в Аганылийской впадине – 4–10 м, в Муруктинской впадине – 10–20 м [15]. Она увеличивается к центральной части последней, но уже за пределами рассматриваемой территории (скв. 4-77, р. Котуй, 15 км выше устья р. Чангада) до 75 м. Здесь же, в районе устья р. Сида результаты спорово-пыльцевого анализа позволили выделить две фазы развития растительности в период осадконакопления. Формирование базальной части озерно-ледниковых глин в Муруктинском палеоозере [14] протекало на фоне развития растительности, характерной для приледниковых ландшафтов (фаза I), состоящей из элементов тундровой зоны (ерники, ивняки, ольховник, тундровые плауны) и представителей степной флоры – полыней, маревых. Дальнейшее накопление осадков связано с развитием растительности северной лесотундры (фаза II) – островные лиственничные леса с ольховником на фоне ерниковых и ивнячковых тундр и осоковых болот. Палеоботанические данные свидетельствуют о климатической обстановке холоднее современной даже в оптимальные отрезки времени формирования муруктинского гляциолимния.

Рассматриваемые отложения отнесены к шестой ступени среднего неоплейстоцена благодаря парагенетической взаимосвязи с различными фациями ледниковых муруктинских образований. Спорово-пыльцевые спектры из позднеледниковых глин, слагающих озерные террасы на Аганылийской и Муруктинской равнинах, позволяют предполагать, что спуск приледниковых бассейнов состоялся только в начале поздненеоплейстоценового межледниковья. Мощность муруктинского гляциолимния – 20–50 м.

Муруктинский флювиогляциал (fll*mr*) выделен М. А. Бардеевой и Л. Л. Исаевой в Муруктинской впадине [15]. Переслаивающиеся пески, гравийники, галечники, валунники с косыми желобообразными сериями и прослоями с параллельной слоистостью и рябью течения.

Флювиогляциальные образования муруктинского горизонта приурочены преимущественно к зонам краевых ледниковых образований или к зонам таяния мертвых льдов, где слагают камы и озы. В перигляциальной зоне они образуют долинные зандры. В Аганылийской впадине и в бассейне среднего течения р. Котуй, где флювиогляциальные образования залегают на основной и конечной моренах, иногда на муруктинском гляциолимнии или дочетвертичных породах, мощность их изменяется от 7–8 до 60–70 м. Вещественный состав флювиогляциальных образований аналогичен составу морены.

Камовые холмы и озовые гряды, развитые на междуречье Кындын–Верх. Налэ и в долине р. Котуйкан, сложены разнозернистыми кварцевыми песками, галечниками и песчаными алевритами с прослоями валунно-галечного материала. Гальки и валуны представлены преимущественно доломитами и известняками, реже долеритами, песчаниками, щелочными и ультраосновными породами. Высота холмов достигает 40–60 м. Мощность муруктинского флювиогляциала – до 70 м.

Мариний и гляциомариний (m,gmll$_6$). Мелко- и крупнозернистые кварцевые пески и алевриты. Пески вскрываются под северосибирскими ледниковыми слоями в верховьях притоков нижнего течения р. Котуй, вдоль уступа Котуйского плато. Породы зеленовато-серые, хорошо сортированы и характеризуются параллельной и реже косой слоистостью [35]. В небольшом количестве в них присутствуют окатанные куски древесины. Обнаруженные в песках обломки и единичные створки раковин морских моллюсков неопределимы. За неимением других материалов пока приходится принять трактовку Э. Л. Фишера [395] о том, что эта толща на ранних стадиях своего формирования накапливалась в трещинах мертвого льда, по которым позднее в результате ингрессии проникли морские воды, хотя такая точка зрения и представляется мало обоснованной. Мощность – 30–50 м.

Северосибирские и янтардахские слои нерасчлененные. Морена и флювиогляциал (g,fllss-jd). Введены Решением Всесоюзного стратиграфического совещания [208]. Северосибирскими слоями названа основная морена и ленточные глины, имеющие в Северо-Сибирской низменности почти повсеместное распространение. Они выполняют депрессии рельефа и лежат в основании водораздельных гряд. Подстилаются морскими отложениями с *Cyrtodaria angusta* Nyst et Westendorp. Янтардахские слои названы по участку их хорошей обнаженности в районе оз. Янтардах (левобережье р. Новая в нижнем течении) и представлены песками, песками с галькой и валунами, галечниками, валунниками, реже алевритами. Отнесены к трещинно-камовым и морским(?) отложениям времени медленной ареальной дегляциации.

На территории листа представлены глинистым диамиктоном с ксенокластами и линзами песков, валунами и галькой (северосибирские слои), фациально замещающимся как по разрезу, так и по простиранию галечниками, гравийниками и песками с алевритами и глинами (янтардахские слои).

Северосибирские слои, представленные комплексом нерасчлененных ледниковых и флювиогляциальных образований, прослеживаются в пределах низменности на северо-западе листа практически повсеместно. Они вскрываются как в депрессиях по долинам рек, так и в основании водораздельных гряд, залегая на неровном ложе меловых и среднечетвертичных отложений.

Процентное содержание обломочного материала вблизи Среднесибирского плоскогорья достигает 24–35 %. Среди небольших валунов и крупной гальки часто встречаются образцы утюгообразной формы с ледниковыми шрамами и штриховкой [3]. Иногда морена содержит обломки и даже целые раковины морских моллюсков. Изучение валунной пробы объемом 0,25 м^3 на левобережье Хатангского залива, непосредственно к северу от листа, показало залегание обломков раковин в породе не *in situ*. В этих же слоях раковины микрофауны поломаны и забиты породой, что характерно для фораминифер, переотложенных ледником.

Состав гальки и валунов основной морены, изученный в Северо-Сибирской низменности, указывает на наличие питающих петрографических провинций: северной – Таймырской, юго-западной – Путоранской и юго-восточной – Анабарской. Обломочный материал Таймырской провинции представлен песчаниками и алевролитами перми и карбона, участвующими в строении гор Быррранга, пестроцветными светлыми рифейско-нижнепалеозойскими известняками и доломитами, основными интрузивными породами, архейско-протерозойскими гранитоидами и протерозойскими зеленокаменными сланцами и гнейсами, площадь коренных выходов которых находится севернее гор Быррранга.

Обломочный материал Путоранской провинции состоит из мезозойских пород траппового комплекса, песчаников и алевролитов перми, а Анабарской характеризуется пестроцветными и светлоцветными известняками и доломитами палеозоя, протерозойскими кварц-полевошпатовыми красными песчаниками нижнего рифея, архейскими гранитоидами, а также базальтами и долеритами. Для западного крыла Анабаро-Оленёкской антеклизы и для зоны, переходной к Тунгусской синеклизе, характерны также щелочно-ультраосновные породы маймеча-котуйского комплекса. На правобережье рек Хета и Хатанга в пробах преобладают траппы путоранской провинции, в небольшом количестве присутствуют гранитоиды и содержатся единичные обломки красных кварц-полевошпатовых нижнерифейских песчаников.

Замеры длинных осей гальки в морене вблизи с. Хатанга показали преобладание субширотного и широтного направлений [3]. Гранулометрический состав мелкозема основной морены северосибирских слоев характеризуется двухвершинными гистограммами с преобладанием песчаных (0,5–0,25 мм) и глинистых (<0,01 мм) фракций. В мелкоземе преобладают минералы легкой фракции, основную массу которых составляют кварц и полевые шпаты. На территории листа в тяжелой фракции, выход которой незначителен (от 0,3 до 9 %), преобладают пироксен и сростки пироксена с плагиоклазом (от 63 до 87 %), присутствуют магнетит (5–16 %), ильменит (2,8–8 %), гранат (1,8–9,0 %).

С. М. Андреева и Л. Л. Исаева на основании приведенных данных, а также данных по остальной части Северо-Сибирской низменности, делают вывод о

том, что ледник продвигался с севера и северо-запада [3]. Центр его растекания находился севернее гор Бырранга, по-видимому, на шельфе Карского моря.

Основным генетическим признаком северосибирских слоев, определяющим их принадлежность к морене, является наличие гляциодинамических текстур и структур. В основной морене на территории листа можно выделить фации двух групп. К первой относится фация монолитной морены [123], развитая практически на всей территории. Она отличается широким площадным распространением, относительной однородностью состава, господством гляциодинамических текстур пластического течения льда, четко выраженной ориентировкой длинных осей валунов, гравийных, песчаных и даже глинистых частиц.

Ко второй группе относится фация чушуйчатых морен, характеризующаяся неоднородностью моренного пласта, развитием гляциодинамических текстур скола. В отличие от монолитной морены чешуйчатые приурочены к локальным участкам и не имеют широкого распространения.

Гляциодинамические текстуры пластического послойно-дифференцированного течения льда отличаются большим разнообразием. К ним относится плитчатая текстура моренного пласта. Плитки, на которые распадается морена, сложены диамиктоном и разделены тонкими миллиметровыми слегка наклонными, срезающими друг друга прослоечками песчаных присыпок. Толщина плиток колеблется от 1–2 до 10 см. Такая текстура наблюдалась в обнажениях на смежной территории, примыкающей к листу с севера, на левобережье р. Хатанга и на берегах ее левых притоков [3].

Несколько реже в морене встречается текстура полос скольжения, проявляющаяся в виде чешуйчато налегающих друг на друга ромбовидных пластин. Мелкая (1–1,5 см) ромбо-параллелепипедная щебенка покрыта при этом пленкой гидроксидов железа. Эта текстура также наблюдалась в обнажениях по левым притокам р. Хатанга.

Еще реже встречаются сланцеватая или гнейсовидная текстуры, наиболее хорошо изученные на правом берегу р. Никан-Юрях – левого притока р. Мал. Балахня. Устье последней находится в 130 км к северо-востоку от с. Хатанга, на соседней с листом территории. Здесь в основании 70–80-метровой террасы на высоте 15–16 м от уреза реки под толщей морских никанских песков вскрывается морена мощностью 2 м, представляющая собой слоеватое чередование песчаных и глинистых диамиктовых пластин, темно-серых с коричневым оттенком. Субпараллельные пластины часто нарушены раздувами и чечевицеобразными линзами. Мощность линз и пластин – от 0,2 до 2,0 см. Текстура породы напоминает очковую в гнейсах. В нижней части толщи редко встречаются пластины и линзы очень чистых светло-серых сыпучих среднезернистых песков, затащенных из лежащих ниже отложений. По всей толще рассеяна единичная галька. Ниже залегают морские параллельнослоистые пески и алевриты мощностью 0,5 м.

Послойно-дифференцированным течением льда, кроме того, обусловлено возникновение гляциодинамических текстур захвата пород ложа, также широко распространенных. Для них характерно присутствие в морене субгоризонтальных жил и пластин подстилающих пород. Часто эти пластины по про-

стиранию растаскиваются на отдельные неправильные линзы, гнезда и языки причудливой формы. Толщина полос – от 0,03 до 0,3 м. Текстуры динамического воздействия льда на подстилающие породы наблюдались во многих местах; в зависимости от подстилающего субстрата в морену могут быть включены породы мела, как, например, в 10 км от устья р. Бол. Рассомашья в 100 км к западу от с. Хатанга и по берегам других притоков рек Хета и Хатанга.

В меньшей степени в морене распространены текстуры движения льда по внутренним сколам, характерные для фации чешуйчатых морен. Текстуры надвиговых чешуй и связанные с ними складки волочения наблюдались непосредственно за рамкой листа на р. Булун, в 32–20 км от устья, в ~70 км к юго-западу от с. Хатанга [3].

Как для монолитной, так и для чешуйчатой морены характерны гляциодинамические контакты с подстилающими породами, которые проявлялись в частичном затягивании в тело морены прослоев подстилающих отложений, не потерявших полной связи с материнской породой, в возникновении складок волочения в подстилающих слоях на контакте с мореной, в дроблении и перемешивании кусков породы в лежащей ниже толще.

Изучение основной морены в шлифах показало, что она представляет собой породу с псаммитовой и алевро-псаммитовой структурой. Часто наблюдается ориентированная текстура, длинные оси обломков однонаправленны, мелкие обломки и чешуйки глин как бы обтекают крупные. Порода состоит в основном из глинистой массы с погруженными в нее зернами алевритовой и псаммитовой размерности. Количество обломочного материала колеблется от 25 до 50 %. Обломки разноокатаны, преобладают частички плохой и средней окатанности, но встречаются и хорошоокатанные. В составе псаммитовых и алевритовых зерен преобладает кварц, в меньшем количестве содержатся полевые шпаты, обломки долеритов, пироксены ромбические и моноклинные, роговая обманка, уголь, растительный детрит. Редко встречаются кристаллы рудных минералов, биотита, граната, сфена. Широко распространен аутигенный гидрогётит в виде округлых выделений псаммитовой размерности. Мощность – до 35 м.

Янтардахские слои. Галечники, гравийники, пески с алевритами и глинами. Слагают гряды и массивы, развитые на водоразделах рек в пределах небольшого участка предгорий Котуйского плато и Северо-Сибирской низменности на северо-западе листа. Абсолютные высоты гряд и массивов колеблются от 80 до 125 м, ширина их – от 2 до 7 км, длина вытянутых гряд достигает 10–15 км. С. М. Андреева и Л. Л. Исаева отнесли бóльшую часть янтардахских слоев к трещинно-камовым и камовым образованиям начала деградации северосибирского (муруктинского) ледникового покрова [3].

Разрез трещинно-камовых гряд и возвышенностей почти повсеместно имеет трехчленное строение. В основании лежит диамиктон, а основную часть разреза составляют алевритистые глины и пески с общей тенденцией огрубения состава вверх по разрезу. Третьим элементом строения гряд на разных участках являются маломощные диамиктоны, отмытые валунно-галечные накопления, песчано-галечные отложения, слагающие единичные конусовидные и плосковерхие холмы, разрозненные скопления галек и валу-

нов с ледниковой штриховкой. Подобное строение разреза описано в бассейне р. Булун, непосредственно за северо-западной границей листа. Для осадков основной части трещинно-камовых массивов характерно чередование слоев алевритов и мелкозернистых песков в нижней части разреза и средне- и крупнозернистых песков с линзами и прослоями галечников и галечно-валунных пород в верхах разреза. Для них характерны тончайшая прямолинейная параллельная слоистость в сериях мощностью до 1,5 м, чередующихся с прослоями с восходящей рябью течения, значительное количество мелкого рассеянного обломочного материала, наклонное (дислоцированное?) залегание пород. Углы и азимуты падения слоев существенно меняются даже в близко расположенных обнажениях. Подобные деформации могут быть связаны с многочисленными просадками в результате вытаивания массивов мертвого льда среди водно-ледниковых образований. Мощность – до 30 м.

Возраст нерасчлененных северосибирских и янтардахских слоев определяется тем, что на площади листа и на соседней к северу, северо-западу и западу территории Северо-Сибирской низменности они подстилаются морскими песками, алевритами и глинами с остатками межледниковой фауны, в числе которых есть вымерший задолго до позднего неоплейстоцена вид *Cyrtodaria angusta* Nyst et Westendorp, а перекрываются за пределами листа морскими песками и глинами каргинской свиты, которая находится в основании верхнего неоплейстоцена. На территории листа, вдоль подножия Котуйского плато, рассматриваемые образования перекрыты никанскими морскими песками. Возраст последних находится в интервале от 111 до 70 тыс. лет, по данным датирования методом электронно-парамагнитного резонанса (ЭПР) [284].

Верхнее звено

Первая ступень

Аллювий третьей надпойменной террасы (a^3III_1). Пески, алевритисто-глинистые пески и галечники с линзами торфа и стволами деревьев. Развиты фрагментарно почти по всем крупным рекам Среднесибирской СФО, где слагают аккумулятивные или эрозионно-аккумулятивные III надпойменные террасы.

По составу, структурно-текстурным признакам и условиям залегания выделяются русловая, пойменная и старичная фации.

Русловая фация мощностью 3–8 м сложена коричневато-серыми разнозернистыми песками, гравийниками, галечниками с параллельной или косой слоистостью, часто с базальным валунно-галечным горизонтом в основании.

Пойменная фация (0,5–3 м) представлена серыми и коричневатыми мелко- и среднезернистыми песками, часто глинистыми, параллельно- и линзовиднослоистыми с растительным детритом.

Старичные осадки – глины и алевриты темно-серых и темно-коричневых тонов с прослоями и линзами торфа – выполняют понижения в толще пойменной или русловой фаций. Мощность их – 0,4–1 м.

В долине р. Котуй, в аллювии третьей террасы, представленном алевритами и песками мощностью до 25 м, обнаружены флора диатомей межледнико-

вого облика и фауна *Pisidium casertanum* (Poli), *P. lilljeborgi* Clessin, свидетельствующие, что климат того времени был более теплый, чем современный, или близок к нему. В бассейнах рек Аганыли, Кукусунда, Мойеро мощность аллювия III террасы составляет 5–12 м. В верхней части разрезов аллювия в глинах и алевритах пойменных и старичных фаций содержатся пыльца ели, сосны, березы, лиственницы, ольхи, споры папоротников. Палинологические и фаунистические данные свидетельствуют о межледниковых условиях формирования аллювиальных отложений. Однако отсутствие пыльцы и диатомовой флоры в породах нижней части разрезов не исключает начала формирования осадков в ледниковье конца среднего неоплейстоцена.

Аллювий третьей надпойменной террасы не перекрыт ледниковыми образованиями покровного оледенения и подстилается верхней в разрезе муруктинской мореной. Учитывая межледниковую характеристику аллювия, очевидно, что его подошва отмечает нижнюю границу первого термомера верхнего неоплейстоцена. Мощность аллювия третьей надпойменной террасы достигает 25 м в долине р. Котуй.

Вторая ступень

Онекская морена (gIII*ok*) выделена Л. Л. Исаевой и др. [96] как ледниковые образования, слагающие конечные морены последнего «сартанского» плейстоценового оледенения. Онекские конечные морены Среднесибирского плоскогорья не образуют единой системы и распадаются на отдельные формы, окаймляющие плато Путорана и Анабарское плато.

На территории листа онекская морена представлена валунно-галечно-гравийным диамиктоном с песчаным заполнителем, реже гравийным диамиктоном. Диамиктон развит по южной и западной окраинам Анабарского массива. На юге, в верховьях рек Чурбукулах, Чопко и Бол. Куонамка это – конечноморенные гряды и холмы, в которых крупнообломочный материал плохо сортирован и слабоокатан, состоит преимущественно из метаморфических пород Анабарского массива. На западе, в верховьях р. Кугда (правый приток р. Маган) и на междуречье Дегде–Маган, ледниковые образования представлены глинистыми и песчанистыми диамиктонами с валунами, слагающими холмы и гряды высотой 6–30 м и протяженностью от 200 до 600 м. Галька, валуны и щебенка состоят из доломитов, песчаников и долеритов. Мощность онекской морены – до 8 м.

Онекский флювиогляциал (fIII*ok*). Пески и валунно-галечный материал с прослоями алевритов и глин. Они слагают отдельные холмы или группы холмов, часто приуроченные к долинам рек. Холмы имеют округлую или эллипсовидную форму с пологими склонами. Их высота колеблется от 6–10 до 40 м при длине от сотен метров до нескольких километров.

В бассейнах р. Медвежья, левых притоков р. Эриечка и р. Фомич крупнообломочный материал, слагающий озовые гряды и холмы, состоит из метаморфических пород Анабарского массива, долеритов, кварцевых песчаников и карбонатных пород. Мощность флювиогляциальных отложений в этих районах составляет 6–10 м.

Никанский мариний (mIII*nk*) выделяется впервые. Автор – Д. В. Назаров. В качестве стратотипа выбран разрез в верховьях р. Никан-Юрях, левого притока р. Мал. Балахня, непосредственно к северу от территории листа и изученный в ходе геологосъемочных работ [395]. Пески и песчаные алевриты с линзами галечников, глин, торфа, рассеянным раковинным детритом и арктической микрофауной. Никанский мариний развит в нижнем течении р. Котуй, а на смежной к северо-западу территории – в бассейнах нижнего течения рек Мал. и Бол. Балахня. Он слагает пологонаклонную слабовсхолмленную поверхность, примыкающую с запада и северо-запада к трещинно-камовым и холмисто-грядовым водораздельным массивам северосибирского ледникового комплекса. Абсолютные отметки этой поверхности снижаются от 110 до 60 м с юго-востока на северо-запад.

На расположенной с севера от листа территории, в верховьях р. Никан-Юрях, на высоте 100 м в обн. А-456 высотой 18 м [3, 395] изучены сверху вниз прибрежные мелководные фации морских никанских отложений.

1. Песок серый с палевым оттенком мелкозернистый параллельнослоистый, сильно обохренный с окатышами и линзами торфа, с включениями единичной гальки и алевритов темно-серых, глинистых с мелким рассеянным ракушняковым детритом. Мощность прослоев – 0,2–0,5 м. Общая мощность слоя – 2,4 м.

По неровной границе с карманами ложится на лежащий ниже слой.

2. Песок серый с зеленоватым оттенком, мелко- и среднезернистый, хорошо отмытый, плотный, параллельнослоистый. Прослои подчеркиваются тонкими слоечками (1 мм) и линзочками тонкозернистых песков и угольной крошки. В нижней части в некоторых прослоях косая и перекрестная слоистость, бледные пятна гидроксидов железа, появляются линзочки алеврита. Общая мощность слоя – 2,4 м.

3. Песок серый мелкозернистый, хорошо отмытый, полимиктовый, хорошо сортированный, с мелкой пологоволнистой срезанной слоистостью, по слоистости – тонкие линзочки угольной крошки. Постепенно вниз переходит в толщу чередования песков и алевритов темно-серых песчанистых. Мощность прослоев – до 4 мм. Общая мощность слоя – 13,0 м.

В толще песков, в интервале 2,4–17,8 м, обнаружен бедный в количественном и видовом отношении комплекс микрофауны, по своей зоогеографической природе арктический и арктобореальный. Доминируют *Protelphidium orbiculare* (Brady), *P. lenticulare* Gud., *Cribroelphidium granatum* Gud., *Alabaminoides mitis* (Gud.).

В ряде обнажений в верховьях р. Никан-Юрях (А-451, 452, 453, 454), вскрывающих описываемые морские образования, пески содержат большое количество растительного детрита и обломки раковин [3, 395].

Аналогичные отложения вскрыты на правобережье р. Мал. Балахня, непосредственно к северу от северо-западного угла листа, в пределах поверхности высотой 70 м, на оз. Тигян, в обн. А-465.

Никанский мариний коррелируется с дельтовыми образованиями обнажения на р. Ледяная, которая впадает в бух. Ледяная на западе оз. Таймыр [284] на соседней к северо-западу с листом территории. В нескольких разрезах ле-

вого борта долины реки вскрываются отложения, слагающие террасу с отметками поверхности 115 м абс. выс. В интервале от 24 до 115 м абс. выс. здесь залегают параллельно переслаивающиеся пески с прослоями алевритов и гравийно-галечного материала, причем алевриты приурочены к нижней части разреза, где мощность прослоев достигает 0,5 м, а гравийно-галечный материал сконцентрирован в верхах толщи.

Толща р. Ледяная содержит холодноводную фауну моллюсков *Astarte borealis, Hiatella arctica* и *Mya truncata*, часть из которых была найдена *in situ*. По ряду раковин было получено семь ЭПР возрастов в интервале от 111 до 70 тыс. лет. Найденные фораминиферы также свидетельствуют о низких температурах воды времени формирования осадков – около 0 °С: *Haynesina orbiculare, Elphidium excavatum, Cassidulina neoteretis, Buccella frigida* и *Astrononion gallowayi*.

Стратиграфическое положение никанского мариния определяется следующим: 1) он содержит исключительно холодноводную морскую макро- и микрофауну; 2) к югу от рек Хета и Хатанга мариний подстилается северосибирскими и янтардахскими слоями среднего неоплейстоцена; 3) к северу и западу от листа залегает непосредственно на караульских ледниковых образованиях [208] верхнего неоплейстоцена; 4) ЭПР возраст равен 111–70 тыс. лет. Вероятно, никанский мариний сформировался во время холодной трансгрессии на этапе деградации позднеоплейстоценового покровного оледенения. Граница последнего не доходила до территории листа [275, 285, 290], располагаясь вдоль левого борта долин рек Хета и Хатанга.

Мощность никанского мариния – от 6 до 20 м.

Третья ступень

Аллювий второй надпойменной террасы (a^2III_3). Галечники, косослоистые разнозернистые пески русловой фации и параллельнослоистые глинистые пески, алевриты и глины с линзами торфа пойменной фации. Отложения развиты локально на расширенных участках долин рек Котуй, Кукусунда, Аганыли и Фомич, где слагают вторую надпойменную аккумулятивную террасу высотой соответственно 12–15 м, 4–6 м, 7–10 м [35]. В спорово-пыльцевых спектрах присутствует пыльца древовидной и кустарничковой березы обеих секций, лиственницы, ольховника, вересковых и осок, а также эфедра – показатель перигляциальных условий, существовавших в период накопления аллювия. Мощность аллювия второй надпойменной террасы – до 10 м.

Четвертая ступень

Лимноаллювий ($laIII_4$). Галечники, гравийники, разнозернистые пески, алевриты и алевритистые глины с большим количеством рассеянного растительного детрита. В породах преобладают однонаправленные косые серии. Развиты только в Северо-Сибирской СФО в бассейне нижнего течения рек Котуй и Хатанга. Они слагают верхнюю часть 20–30-метровой эрозионно-аккумулятивной террасы. Мощность нижней песчано-галечной части разреза

колеблется от 5 до 10 м. В составе галечников преобладают траппы и песчаники. Пески имеют полевошпатово-кварцевый состав. Радиоуглеродный возраст растительных остатков из разных частей разреза террасы на р. Хатанга (р-н пос. Жданиха севернее рассматриваемого района) установлен в 17 780 ± ± 200 лет и 13 700–15 800 лет (ГИН-937) [35]. Близкие геохронометрические определения получены из второй надпойменной террасы [97] долин рек Хета и Хатанга, непосредственно за пределами листа. Более молодой возраст вторых надпойменных террас Северо-Сибирской низменности по сравнению со вторыми террасами Среднесибирской СФО, вероятно, связан с более поздним заложением речной сети в области морской позднеледниковой трансгрессии. Мощность лимноаллювия – до 12 м.

ГОЛОЦЕН

Лимний (lH). Алевритистые пески и песчанистые глины с прослоями и линзами песков и гальки мощностью до 8 м. Лимний образует первую озерную террасу, пляжи и береговые валы оз. Ессей.

НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ ВЕРХНЕНЕОПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Лимноаллювий (la,lIII–H). Параллельнослоистые и массивные илистые алевритистые пески и пески с прослоями растительных остатков, песчанистых глин и глин с гальками [35]. Развиты в основном в Аганылийской впадине, где выполняют долинообразные и озеровидные понижения, дренируемые мелкими речками. Вверху разреза часто наблюдаются прослои и линзы торфа. Породы залегают на размытой поверхности муруктинских озерно-ледниковых образований и содержат клинья и линзы льда. Местами их накопление могло начаться после спуска озерно-ледниковых бассейнов уже в начале позднего плейстоцена и продолжалось вплоть до голоцена. Обнаруженные в них спорово-пыльцевые комплексы содержат в основном пыльцу древовидных и кустарничковых берез и ольховника. Мощность лимноаллювия – от 2 до 8 м.

Лимний и палюстрий (l,plIII–H). Льдистые алевритистые пески, песчанистые глины и глины, содержащие обильные растительные остатки, торф, мощность – 3–5 м. Развиты преимущественно на водоразделах, выполняют долинообразные понижения в верховьях рек, днища сквозных долин и спущенных мелких озер. На смежной к востоку территории, в бассейне верхнего течения р. Удя, в низах разреза обнаружены остатки *Rangifer tarandus* Linne поздненеоплейстоценового возраста [35].

Аллювий первой надпойменной террасы и поймы (aIII–H). Галечники, сменяющиеся вверх по разрезу песками с галькой, алевритами и глинами с линзами торфа. Слагают комплекс низких речных террас и русла рек. Отложения первой надпойменной террасы, высокой и низкой поймы рек Котуй, Хета, Аганыли, Кукусунда и их притоков имеют сходное строение. Для них характерны многочисленные косые серии и местами па-

раллельная слоистость. Довольно часто в верхней части разреза наблюдаются клинья и линзы льда. В пределах Северо-Сибирской низменности и Муруктинской озерно-ледниковой равнины мощность аллювия первой надпойменной террасы равна 10–18 м, тогда как на Аганылийской равнине она ограничивается 10 м. Радиоуглеродное датирование древесины из отложений первой надпойменной террасы р. Котуй со смежной к юго-западу территории показало возраст 10 720 ± 120 лет (ГИН-523) [16]. Среди диатомовой флоры первой надпойменной террасы р. Мойеро присутствуют холодолюбивые арктические и североальпийские виды. На смежной к востоку территории, на р. Оленёк, в верхней половине разреза первой надпойменной террасы встречены остатки пресноводных моллюсков *Gyraulus acronicus borealis* (Lav.), *Radix pereger* (Müll.), *Valvata aliena* West., характерных для современной эпохи. Отложения пойменных террас развиты практически по всем рекам региона и особенно в пределах низменных участков территории. Мощность их колеблется от 0,5 до 10 м. Радиоуглеродный возраст аллювия высокой поймы р. Кукусунда на Аганылийской равнине равен 8300 ± 100 лет (ГИН-1180), 6400 ± 200 лет (ГИН-1185), 5300 ± 250 лет (ГИН-1184). Для низкой поймы получена дата 3900 ± 500 лет (ГИН-1182). Формирование комплекса низких террас, вероятно, началось еще в самом конце позднего неоплейстоцена и продолжилось в голоцене. Об этом свидетельствуют данные геохронометрии и переходный характер спорово-пыльцевых спектров от лесотундровых в нижней половине разреза до лесных в верхней.

Русловые отложения, выполняющие днища рек и слагающие косы и бечевник, представлены галечниками с валунами, гравийниками с песчаным заполнителем. Состав гальки отражает строение бортов долин, но для крупных рек существенную роль (до 10 %) играют транзитные породы. На плесах и озеровидных расширениях рек русловые отложения преимущественно песчаные и алевритисто-глинистые. В русле р. Кукусунда отмечаются участки зыбучих песков. Видимая мощность отложений – 3–7 м.

НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Нерасчлененные четвертичные образования представлены элювиальными, делювиальными, десерпционными, коллювиальными, солифлюкционными образованиями и различными вариантами их парагенезов.

К о л л ю в и й , д е с е р п ц и й и д е л ю в и й (C) приурочены к участкам наиболее расчлененного рельефа с крутыми обвально-осыпными склонами. Это крупноглыбовые и щебнистые осыпи с примесью мелкого материала. Мощность – до 10 м.

Д е л ю в и й и с о л и ф л ю к с и й н е р а с ч л е н е н н ы е (d,s) развиты на пологих склонах. Это преимущественно алевритисто-глинистый материал с примесью щебня и дресвы. Мощность его колеблется от 0,5–1 до 5–6 м. Для делювиальных образований характерна прерывистая слабоволнистая параллельная слоистость и плохая до средней сортировка обломочного материала.

Э л ю в и й и д е л ю в и й н е р а с ч л е н е н н ы е (e,d) пользуются широким развитием на выровненных водоразделах и состоят из алевритисто-

глинистого материала с включениями щебенки и дресвы. Их мощность не превышает первых метров.

Делювий и десерпций (d,dr) широко развиты на склонах речных долин и у подножий возвышенностей. Состоят они из алевритисто-щебнистого и алевритисто-глинистого со щебенкой материала, мощность которого достигает у подножия склонов 15–20 м.

Элювий и десерпций (e,dr) распространены преимущественно в районе Анабарского массива, где они покрывают маломощным покровом плоские вершины возвышенностей, в меньшей мере встречаются на участках развития карбонатных и терригенных пород. Они представлены крупноглыбовыми и щебенчато-глыбовыми россыпями со значительным количеством алевритисто-глинистого материала. Мощность элювиальных образований колеблется от 1 до 3–4 м.

МАГМАТИЗМ

На площади Анабарского щита основной магматизм и ультраметаморфизм проявились в позднем архее и более интенсивно в раннем протерозое. В пределах территории листа широко развит платформенный магматизм в рифее, в позднем венде и в раннем триасе, представленный дайками, силлами и секущими пластообразными интрузиями долеритов. В среднем и позднем триасе также широко проявлен щелочно-ультраосновной магматизм, представленный интрузиями центрального типа, штоками и дайками, и ультраосновной, представленный трубками взрыва, дайками и штоками кимберлитов.

ПОЗДНЕАРХЕЙСКИЙ МАГМАТИЗМ

Широким развитием в позднем архее пользуются интрузивные образования, сформировавшиеся в инверсионный и орогенно-складчатый этапы – бескорневые (будинированные) тела ультрабазитов, представляющие далдынский комплекс перидотит-пироксенитовый, а также эндербиты, слагающие огромные по площади поля, и подчиненные им чарнокиты, объединенные в единый анабарский комплекс эндербит-мигматит-чарнокитовый.

Анабарский комплекс эндербит-мигматит-чарнокитовый (e-mčAR$_2$*an*) является наиболее древним раннеорогенным образованием на площади листа и имеет повсеместное распространение среди гранулитов Анабарского щита, что послужило основанием для наименования комплекса. Впервые выделен Б. Н. Рожковым, Г. Г. Моором и Б. В. Ткаченко [212]. Гиперстеновые плагиограниты (эндербиты) и чарнокиты образованы в кульминационную фазу развития регионального метаморфизма гранулитовой фации и находятся в тесной пространственной и генетической связи с толщами архейских гранулитов. Основной объем комплекса занимают эндербиты, которые обнаруживают тесную пространственную и генетическую связь с породами верхнеанабарской и далдынской серий. Субстратом эндербитов служат двупироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы, двупироксеновые и гиперстеновые плагиогнейсы (основные гранулиты). Структура эндербитов – гранитовая, гипидиоморфнозернистая с реликтами гранобластовой. Их состав характеризуется трехминеральной ассоциацией: лабрадор (an$_{55–70}$), гиперстен (fs$_{30–35}$), клинопироксен (fs$_{30–35}$), количество гиперстена обычно преобладает над клинопироксеном. Первые признаки гранитизации фиксируются появлением в

породе кварца, что сопровождается падением основности плагиоклаза до андезина ($an_{32–35}$), увеличением железистости гиперстена до $fs_{50–55}$ и клинопироксена до $fs_{45–48}$. Нередко в их состав также входят роговая обманка, биотит. Из акцессорных минералов чаще встречаются циркон, сфен, апатит. Между гиперстеновыми плагиогранитами и плагиогнейсами характерны постепенные переходы. Породы зеленовато-серые и желтовато-серые или песочно-желтые массивные, нередко гнейсовидные средне-крупнозернистые. С гиперстеновыми плагиогранитами тесно связаны лейкократовые плагиопегматиты, почти лишенные темноцветных минералов и представляющие собой жильную фацию гиперстеновых плагиогранитов. Плагиопегматиты – крупнозернистые породы, слагающие гнезда в плагиогранитах, с которыми имеют постепенные переходы. Иногда плагиопегматиты содержат крупные чешуи биотита.

Чарнокиты (гиперстеновые граниты) обычно слагают линзовидные тела протяженностью до 3–5 км, согласные с вмещающими гнейсами. Чарнокиты – средне-крупнозернистные порфировидные породы красновато- или коричневато-серого цвета с гипидиоморфнозернистой структурой и массивной, участками грубополосчатой текстурой. В минеральный состав входят (%): ортоклаз-пертит (20–35), кварц (25–45), плагиоклаз, преимущественно олигоклаз $an_{20–22}$ (30–40), гиперстен fs_{52} (до 3–5), а также нередко в небольших количествах салит ($fs_{32–33}$), роговая обманка, биотит ($bt_{fe35–38}$), магнетит, апатит. Тела чарнокитов обычно сопровождаются обширными полями биотит-гиперстеновых или биотит-двупироксеновых мигматитов красновато-коричневого цвета с гетеробластовой структурой и линзовидно-полосчатой текстурой. Крупнокристаллическая фракция мигматита сложена кварцем, микроклин-пертитом и плагиоклазом. Характерны мирмекитовые прорастания кварца в полевых шпатах. В мелкозернистой массе присутствуют гиперстен, биотит, апатит, магнетит, циркон. В обширных полях мигматитов довольно часто встречаются жилы пегматитов и аплитов, а также содержатся включения не полностью переработанного субстрата. В генетическом отношении в эту формацию объединяются ассоциации анатектитов, мигматитов и других пород, возникших в процессе региональной гранитизации пород гранулитовой фации метаморфизма. Они представляют собой ультраабиссальные автохтонные палингенно-анатектические образования, относимые к наиболее высокотемпературным разностям.

Эндербит-мигматит-чарнокитовый комплекс типичен для архея и приурочен к площадям развития незонального метаморфизма гранулитовой фации. Структурно он тяготеет к протогеосинклинально-складчатым областям и протоплатформам. Среди пород формации наиболее широким распространением пользуются эндербиты, гранодиориты и кварцевые диориты с типоморфным минеральным парагенезом $Q \pm Pl \pm Hyp \pm (Px, Am, Bt, Gr)$. Чарнокиты, гранат-биотитовые и гранат-кордиеритовые граниты обычно находятся в подчиненном положении. Характерный минеральный парагенезис этих пород – $Q \pm Or \pm Pl \pm Hyp \pm (Bt, Gr, Co, Am, Px)$. Автохтонные тела гранитоидов этой формации обладают зональным строением. В центральных частях этих плутонов развиты наиболее основные гранитоиды, в периферических – чарнокиты [138].

Эндербит-мигматит-чарнокитовый комплекс представляет собой наиболее древние гранитоиды, образовавшиеся в условиях гранулитовой фации и приуроченные к площадям развития незонального метаморфизма. Радиологический возраст эндербитов Алдано-Олёкминского региона, определенный U-Pb методом, составляет 3390 ± 10–3570 ± 60 млн лет [170], по результатам Nd изотопного датирования в пределах Магано-Вилюйского блока – 3071–3451 млн лет [256], по циркону на SHRIMP II – 3164 ± 32 млн лет [277]. Радиологический возраст эндербитов в бассейне среднего течения р. Илья по Rb-Sr изохроне (6 точек) определен в 2940 ± 150 млн лет [343]. По данным изотопного исследования Sm-Nd-методом возраст эндербитов в Далдынской СФЗ определен в 2280–3160 млн лет [84]. Формирование архейских гранитоидов происходило в течение длительного периода: от времени образования складчатых архейских структур до времени внедрения раннепротерозойских аляскитовых гранитов.

Далдынский комплекс метаперидотит-пироксенитовый ($\upsilon\sigma AR_2dl$). Образования этого комплекса в районе пользуются ограниченным распространением в гранулитах далдынской и верхнеанабарской серий. Они впервые были выделены М. Н. Злобиным [334] на левобережье р. Илья в 1968 г. в образованиях эйиминской толщи. По развалам глыб М. Н. Злобин характеризует их как мелкие тела в форме даек или линз максимальной мощностью до 10 м и протяженностью до первых сотен метров. Интрузии этого комплекса в пределах листа R-48 наиболее широко развиты в гранулитах Ильинского блока – в образованиях килегирской толщи далдынской серии и амбардахской толщи верхнеанабарской серии. Это бескорневые, в основной массе мелкие (внемасштабные) линзовидные тела (будины), залегающие согласно с вмещающими гранулитами, повторяя очертания крупных складок. Мощность тел крайне непостоянна и варьирует от первых метров до нескольких сот метров. По простиранию с небольшими перерывами они могут прослеживаться на несколько километров. Краевые части тел подвержены амфиболизации. Центральные части обычно процессами регионального метаморфизма не затронуты. Они сложены пироксенитами, перидотитами и дунитами, а краевые части – амфиболизированными разностями, которые можно рассматривать как горнблендиты, часто пироксен- и оливинсодержащие. По минеральному составу среди пироксенитов выделяются вебстериты, бронзититы и диаллагиты, среди перидотитов – гарцбургиты, верлиты и лерцолиты. Перидотиты имеют наиболее широкое распространение. Доминируют лерцолиты с гипидиоморфнозернистой структурой. В их минеральный состав (%) постоянно входят идиоморфные крупные (до 2 мм) зерна оливина, в значительной степени серпентинизированные (25–55), относительно ксеноморфные – диопсида (25–40), бронзита (15–20) размером 0,2–0,8 мм и резко ксеноморфные – шпинели коричнево-зеленой окраски (5–8) размером от мелких (0,04 мм) червеобразных до крупных (0,8 мм) лапчатой и округлой форм. В результате серпентинизации оливина границы его отдельных зерен исчезают и в плотной массе серпентина реликты оливина часто выступают наподобие порфировых выделений. По составу оливин, вероятно, соответствует хризолиту, а серпентин – лизардиту с петельчатой структурой. Присутствуют также мелкие изометричные зерна хромита, магнетита и тонкая вкрапленность сульфи-

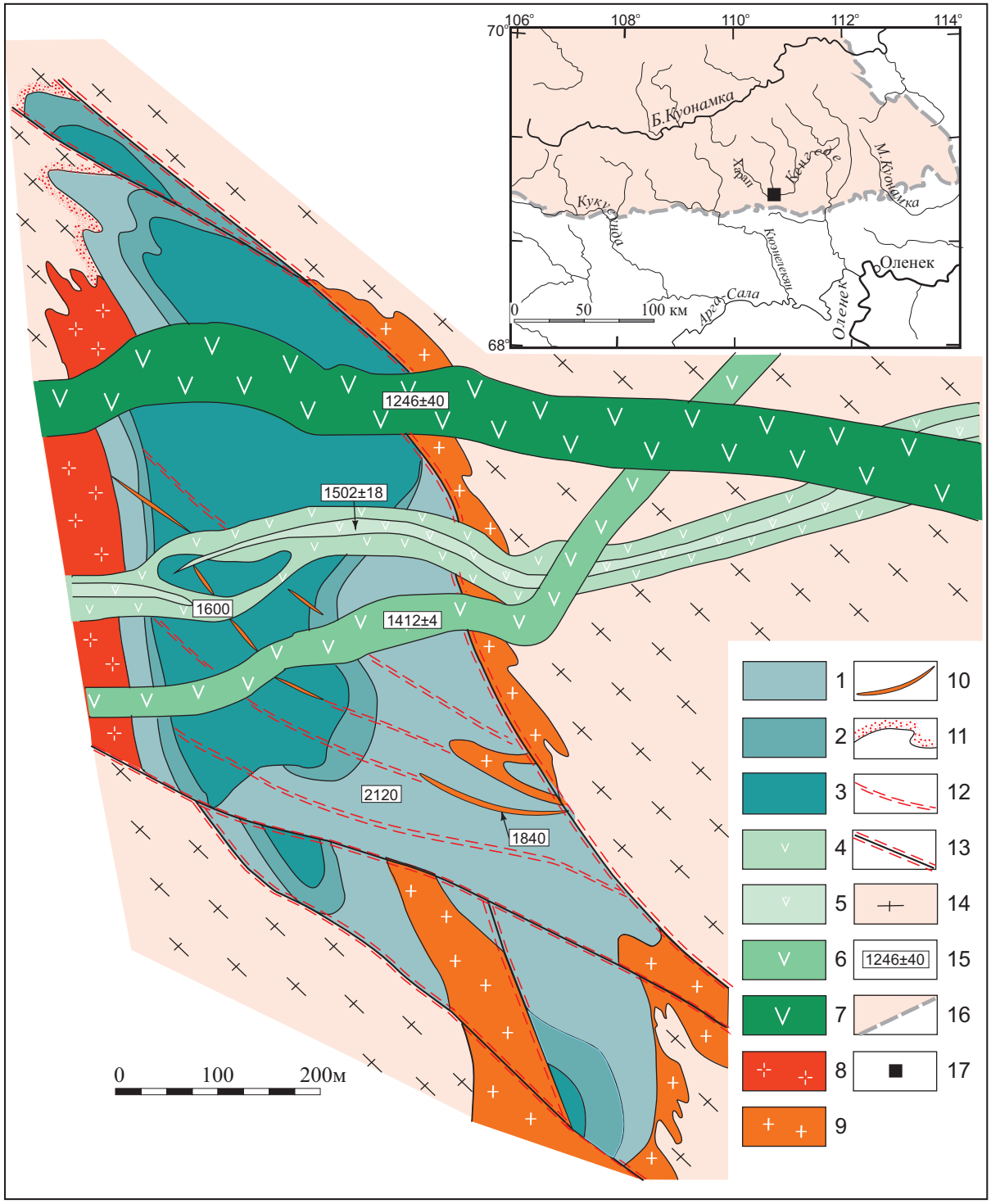


Рис. 2. Геологическая карта петротипов харапского (1–3), кенгединского (4–5), токурского (6), будьурхайского (7) интрузивных комплексов.

1–3 – харапский комплекс друзитовых габброноритов: 1 – нориты, 2 – габбронориты, 3 – оливиновые габбронориты (друзиты); 4, 5 – кенгединский комплекс: 4 – кварцевые габбродолериты, 5 – кварцевые монцонит-порфиры; 6 – токурский комплекс кварцевых долеритов; 7 – будьурхайский комплекс кварцевых габбродолеритов и такситовых долеритов; 8 – монхолинский комплекс двуслюдяных лейкогранитов; 9 – маганский комплекс аляскитов и лейкократовых биотитовых гранитов; 10 – жилы гранитных пегматитов маганского комплекса; 11 – контактово измененные породы; 12 – катаклаз и милонитизация пород; 13 – разломы, сопровождающиеся катаклазом и милонитизацией пород; 14 – гранитизированные биотитовые, амфибол-биотитовые, биотит-гранат-кордиеритовые гнейсы, кварциты; 15 – радиологические (K-Ar) определения возраста (млн лет); 16–17 (к врезке): 16 – граница выходов кристаллических пород Анабарского щита, 17 – местоположение Харапской интрузии.

Вклейка. Заказ 81114019

дов. Содержат повышенные концентрации Ni, Cu, Co, Cr и являются перспективными на медно-никелевые и хромитовые руды.

Формирование интрузий комплекса, вероятно, происходило в заключительную стадию регионального гранулитового метаморфизма далдынской и верхнеанабарской серий, так как они совместно с вмещающими их породами подверглись складчатости (будинированы). Относительный возраст подтверждается тем, что будины нередко рассечены жилами пегматитов и аплитов маганского комплекса раннего протерозоя. Будины ультрабазитов не встречены в образованиях хапчанской серии, это дает основание предположить, что формирование ультрабазитов далдынского комплекса происходило в позднем лопии до формирования вюрбюрской толщи. Изотопный (Sm-Nd) возраст перидотита далдынского комплекса, отобранного из будины в породах амбардахской толщи верхнеанабарской серии (проба 2003/1), по минеральной изохроне (Opx-Cpx-Am-Ol-Srp-WR) определен в 2632 ± 110 млн лет, что согласуется со временем гранулитового метаморфизма серии.

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ

В пределах площади листа процессы магматизма и ультраметаморфизма особенно широко проявились в Ламуйкской, Котуйкан-Монхолинской и Ченгелёх-Харапской СФпЗ Далдынской СФЗ, а также в Чурбукулахской СФпЗ Маганской СФЗ. Проявления магматических комплексов и их возрастное положение показаны на схеме корреляции архейско-раннепротерозойского структурного этажа.

Харапский комплекс друзитовых габброноритов ($\nu\upsilon PR_1hr$) является наиболее древним магматическим образованием раннего протерозоя Анабарского щита. Впервые на Анабарском щите габбронориты (келифитовое габбро) были отмечены в районе устья р. Харап еще в 1932 г. [212]. Затем в 1946 г. были установлены А. А. Межвилком в бассейне р. Балаган-Сала и в 1956 г. Ю. К. Митюниным на правобережье р. Бол. Куонамка и на р. Илья в районе устья р. Ары-Мастах. А. А. Каденским [98], проводившим в 1956–1958 гг. геологическое исследование южной части Анабарского щита, выявленные интрузии габброноритов были отнесены к раннетриасовой трапповой формации. Нередко интрузии этого комплекса относились к анортозитам или даже к перидотитам [219]. В 1965–1967 гг. при геологической съемке [151] в бассейнах рек Харап и Кенгеде было закартировано около десятка интрузий габброноритов размером до 0,5 × 2,5 км.

Все ранее установленные и вновь закартированные интрузии имеют общие черты внутреннего строения, условий залегания и состава слагающих их пород. Они представлены мелкими (до 0,7 × 3,0 км) линзовидным телами, сложенными в разных соотношениях массивными средне-крупнозернистыми норитами, габброноритами и оливиновыми габброноритами, иногда с гнездами габбро-пегматитов. В эндоконтакте развиты микронориты, а вмещающие гнейсы ороговикованы.

Петротип – Харапская интрузия (рис. 2) расположена на Харап-Кенгединском водоразделе, в 4 км юго-западнее устья р. Харап [153, 154]. На пло-

щади интрузии была проведена инструментальная геологическая съемка масштаба 1 : 2000, позволившая детально изучить состав интрузии, ее внутреннее строение, а также характер соотношения с разновозрастными гранитоидами маганского и монхолинского комплексов и рифейскими дайками долеритов. В плане интрузия имеет форму линзовидного тела (1260 × 380 м), ориентированного в северо-западном направлении согласно с преобладающим простиранием вмещающих гнейсов. Серией разломов северо-западного и субширотного простираний интрузия разбита на ряд блоков, которые несколько перемещены и частично развернуты относительно друг друга. Разрывные нарушения северо-западного простирания сопровождаются катаклазом и милонитизацией пород и местами инъецированы гранитными пегматитами маганского комплекса. Субширотные разрывные нарушения залечены рифейскими дайками долеритов будьурхайского, токурского и кенгединского комплексов. В северо-западной части контакты с вмещающими гнейсами интрузивные. На северо-востоке и юго-западе контакты тектонические и сопровождаются катаклазом. Внутреннее строение интрузии концентрически-зональное: центральная часть ее сложена оливиновыми габброноритами (друзитами), которые к периферии сменяются габброноритами и в краевой части норитами. Контакты между ними резкие, секущие. В габброноритах встречаются редкие гнезда габбро-пегматитов. В эндоконтакте интрузии развиты микронориты, в зоне экзоконтакта мощностью до 4–6 м – роговики. Время формирования интрузии хорошо фиксируется ее геологическим положением. Она деформирована разрывными нарушениями, сопровождающимися катаклазом и милонитизацией, инъецирована раннепротерозойскими гранитами и пегматитами маганского комплекса и прорвана рифейскими дайками. Наличие четко фиксируемых экзоконтактово измененных архейских гнейсов и отсутствие воздействия процессов регионального метаморфизма указывают на внедрение интрузии после завершения процессов регионального метаморфизма. K-Ar возраст габбро-пегматита – 2120 ± 7 млн лет [153].

Интрузии харапского комплекса широко развиты на площади Ламуйкской и Котуйкан-Монхолинской структурно-формационных подзон. В пределах Ламуйкской СФпЗ к комплексу отнесены небольшие согласные тела мощностью 15–60 м и протяженностью до 600 м, сложенные норитами, габброноритами и габбро темно-зеленого цвета. Интрузии этого комплекса также установлены на прилегающих к Ламуйкской СФпЗ территориях – в Верхнекуонамской СФпЗ в образованиях вюрбюрской толщи и в Ильинской СФпЗ в образованиях эйиминской толщи, где выявлено тело размером более 3 км. В пределах Котуйкан-Монхолинской СФпЗ закартированы тела линзовидной формы протяженностью до 1,2 м, залегающие согласно с преобладающим простиранием гнейсовой толщи. Слагающие их породы средне- и крупнозернистые серого, темно-серого цвета с габбровой структурой, участками венцовой и друзитовой структурами. Приведенные П. Г. Рысиным [219] структурные особенности пород, минеральный и химический составы аналогичны Харапской интрузии. Все выявленные интрузии харапского комплекса подвержены катаклазу, в отдельных телах установлены интрузивные контакты с вмещающими гнейсами.

Интрузии харапского комплекса сложены норитами, габброноритами и оливиновыми габброноритами. Ограниченно развиты габбро-пегматиты. На участках интрузивных контактов развиты микронориты. Пространственные и количественные соотношения основных дифференциатов в каждой конкретной интрузии определяются ее размерами, уровнем эрозионного среза и интенсивностью разрывных дислокаций. Нориты, габбронориты и оливиновые габбронориты представляют собой средне-крупнозернистые массивные породы темно-зеленого цвета, сложенные плагиоклазом, ромбическим и моноклинным пироксеном и роговой обманкой. Постоянно в состав пород также входят флогопит, гранат, шпинель, а в состав оливиновых габброноритов – оливин. В количествах менее десятых долей процента присутствуют тальк, актинолит, пренит, кальцит, пирит, халькопирит, магнетит. В ряду от норитов до оливиновых габброноритов возрастает содержание плагиоклаза, моноклинного пироксена, флогопита, граната, шпинели и рудных минералов и уменьшается содержание ромбического пироксена и роговой обманки. Оливиновые габбронориты выделяются широким развитием друзитовых и келифитовых кайм.

Нориты представляют собой неравномернозернистые породы с пойкилитовой структурой, местами в сочетании с келифитовой структурой. Они сложены свежими сдвойникованными ойкокристаллами кислого лабрадора, содержащего включения бронзита, реже хромсодержащего диопсида, в агрегате желто-зеленой роговой обманки. Флогопит слагает красно-коричневые пойкилокристы, иногда мелкие чешуи в реакционных каймах вокруг роговой обманки совместно с гранатом и шпинелью. Для габброноритов характерна габбровая структура и более широкое развитие реакционных келифитовых кайм. Они сложены свежими сдвойникованными аллотриоморфными кристаллами кислого лабрадора, хромсодержащего бронзита и диопсида. В контакте с плагиоклазом пироксены обрастают каймами роговой обманки, изредка с гранатом и шпинелью, местами с крупными выделениями флогопита. Оливиновые габбронориты отличаются широким развитием реакционных друзитовых и келифитовых кайм. В их составе до 10 % занимает оливин и по сравнению с габброноритами резко возрастает содержание диопсида, флогопита, граната и шпинели и снижается содержание ромбического пироксена, роговой обманки. Плагиоклаз представлен аллотриоморфным пелитизированным андезином, оливин – магнезиальным гиалосидеритом. Гиперстен и диопсид по границе с плагиоклазом окружены реакционными каймами роговой обманки, иногда с гранатом. Наиболее мощные полизональные каймы развиты по границе плагиоклаза и оливина: внутренняя зона состоит из бронзита, последующая – из диопсида с полосами симплектитовых срастаний со шпинелью и роговой обманкой и внешняя, на контакте с плагиоклазом, – из роговой обманки с гранатом.

Габбро-пегматиты – крупнокристаллические породы темно-зеленого цвета с панидиоморфной, участками пегматоидной структурами. Сложены призматическими пелитизированными кристаллами олигоклаза и желто-зеленого субкальциевого авгита, нередко в пегматоидных срастаниях. Авгит участками замещается роговой обманкой. Кварц и альбит совместно со слюдами и апатитом слагают интерстиционный аплитовидный агрегат. Присутствуют

пирит, халькопирит, магнетит и титаномагнетит. Микронориты – тонкозернитые породы почти черного цвета, сложенные плагиоклазом, ромбическим и моноклинным пироксенами и роговой обманкой с микрогаббровой структурой. Средневзвешенный состав пород, слагающих интрузии харапского комплекса, отвечает составу оливинового толеита [13, 279 и др.].

В ряде изданных Государственных геологических карт масштаба 1 : 200 000, а также на карте масштаба 1 : 1 000 000 (новая серия) все «метагаббронориты» (друзиты) закартированы как позднеархейские дочарнокитовые. Геологические данные, полученные в процессе детального изучения участка Харапский [153], показали, что интрузии харапского комплекса являются наиболее ранними раннепротерозойскими образованиями. Аналогичные по составу, структуре и условиям залегания интрузии «друзитов» установлены на Кольском полуострове, в Гренландии, Норвегии и в других регионах, где время их формирования связывается с началом раннего карелия [13, 132, 278, 279, 283].

Салтахский комплекс габбродиорит-габброноритовый ($\nu\delta$-$\nu\upsilon PR_1sl$) развит лишь в пределах Котуйкан-Монхолинской СФпЗ. Петротип представлен Салтахским массивом площадью около 300 км^2 [252], расположенным в междуречье Сюрюнче-Юряге–Салтах (лист R-49). Контакты с вмещающими породами тектонические, местами интрузивные. Массив выделяется устойчивыми положительными магнитными аномалиями. Впервые закартирован А. И. Трухалевым [390, 391], а впоследствии Ю. П. Куликовым [346]. Серией глубинных разломов массив разбит на несколько разобщенных линзовидных блоков. Все блоки конформны с вмещающими породами. Широко проявлены катаклаз, милонитизация и гранитизация. По мнению А. И. Трухалева и Ю. П. Куликова с соавторами массив сложен «метагабброноритами». Макроскопически это темно-серые, почти черные породы с массивной или грубогнейсовидной текстурой, гранитизированные разновидности имеют розоватый цвет. Структура пород гранобластовая с реликтами габбровой и гипидиоморфнозернистой, также характерны коррозионные и метасоматические структуры. Главными породообразующими минералами являются плагиоклаз, орто- и клинопироксен, в гранитизированных разностях появляются амфибол, биотит, кварц, калиевый полевой шпат и др. Ранее они описывались как «метагаббро» [25]. По данным М. К. Суханова [252], блоки массива сложены главным образом метадиоритами с линзами диорит-анортозитов, габброноритов, лейкогаббро. Б. Г. Лопатин [35] рассматривает их как метаморфизованные габбронориты с реликтовой габбровой структурой. По его мнению, под влиянием гранитизации они приобретают состав кварцевых диоритов и даже плагиогранитов.

На площади листа R-48 образования салтахского комплекса представлены Болдонским массивом, расположенным в северной части Котуйкан-Монхолинской СФпЗ, в бассейне р. Болдоно. Вскрывается в виде клиновидного блока длиной около 40 км при максимальной ширине около 12–13 км, рассеченного глубинными разломами с мощными зонами катаклаза и милонитизации. В крайней северо-западной и юго-восточной частях установлены интрузивные контакты с вмещающими диафторитами котуйкан-монхолинского комплекса, с северо-востока и юго-запада массив ограничен тектоническими

контактами. Вдоль разломов в северо-восточную часть массива внедрен линзовидный плутон анортозитов амбардах-коялахского комплекса. Интрузивные соотношения его с Болдонским массивом не зафиксированы [219].

В составе Болдонского массива выделяются габбронориты, лейкогаббро, габбродиориты, метагаббродиориты, монцодиориты. М. И. Рабкин и Б. Г. Лопатин [204] полагают, что метагаббродиориты и монцодиориты представляют собой фельдшпатизированные габброиды и по степени гранитизации среди них могут быть выделены кварцевые диориты и гранодиориты с порфиробластами калиевого полевого шпата. В целом это средне- и крупнозернистые породы серого или темно-серого цвета с массивной или грубогнейсовидной текстурой. Структура преимущественно гломеробластовая, обусловленная характером выделения темноцветных минералов, текстура массивная, участками гнейсовидная. Широко развиты коррозионно-метасоматические формы развития минералов, которые затушевывают первичные габбровые структуры. В минеральном составе основной объем составляет плагиоклаз, представленный андезином, гиперстен и диопсид присутствуют как в виде крупных призматических кристаллов, так и в мелкозернистом агрегате в коррозионных структурах по контуру андезина. Содержание пироксенов колеблется от 3–5 до 25–30 %. Роговая обманка и флогопит (3–15 %) преобладают в относительно мелкозернистых разновидностях. В состав пород также входят магнетит (до 3 %), апатит, сфен и циркон.

По результатам изотопного радиологического датирования габбродиоритов (иотунитов по М. К. Суханову) термоизохронным методом по циркону по двум пробам получены следующие возрасты: 2280, 2510, 2630, 2700, 2770 млн лет. Вместе с тем, изотопные возрасты вмещающих их гнейсов и кристаллических сланцев, полученный одновременно этим же методом, – 2300, 2320, 2520 млн лет [251].

Амбардах-коялахский комплекс габбронорит-анортозитовый ($\nu\eta PR_1 ak$) широко развит в Чурбукулахской и в Котуйкан-Монхолинской СФпЗ, установлен также в Ламуйкской, Западной, Верхнекуонамской и Ильинской СФпЗ. В качестве петротипа принято три массива Чурбукулахской СФпЗ, расположенных в бассейнах рек Амбардах-Маган и Чопко: Амбардахский (восточный), Маганский (средний) и Коялахский (юго-западный), выделенные и детально описанные М. И. Рабкиным [202]. Общая площадь выделенных массивов вместе с многочисленными мелкими телами этого комплекса составляет около 340 км^2.

Амбардахский массив слагает тектонический блок на правобережье р. Амбардах-Маган, разбитый на ряд более мелких блоков, вытянутых в субмеридиональном направлении согласно общему простиранию гнейсовой толщи чурбукулахского комплекса. Интрузивные контакты отмечены в отдельных блоках на северном выклинивании массива. По внутреннему строению массив крайне неоднороден. Так, вдоль восточного контакта массива тянется почти непрерывная полоса катаклазированных и амфиболизированных габбро-анортозитов, которые сменяются габбронорит-анортозитами, не характерными для Маганского и Коялахского массивов, с подчиненными им норит-анортозитами. В краевой части массива, у восточного контакта, характерны шпинельсодержащие лейкократовые габбро. Центральная часть массива сло-

жена анортозитами массивного сложения с линзами габбронорит-анортозитов. Присутствуют ксенолиты вмещающих пород размером до первых десятков километров. Массив повсеместно инъецирован мелкими телами двуслюдяных гранитов монхолинского комплекса, а также аляскитовых ортитсодержащих гранитов маганского комплекса, характерными только для этого массива.

Маганский массив расположен на левобережье р. Амбардах-Маган. Он представляет собой линзовидное тело, вытянутое в субмеридиональном направлении. Контакты с вмещающими породами в основном тектонические, за исключением северных, где местами прослежены интрузивные контакты. Вмещающими породами в западной и южной частях массива являются главным образом гиперстеновые, двупироксеновые и гранат-гиперстеновые плагиогнейсы эйиминской толщи верхнеанабарской серии и вюрбюрской толщи хапачанской серии. В восточной части массива вмещающими породами являются преимущественно биотит-амфиболовые гнейсы чурбукулахского комплекса. Массив разбит многочисленными разломами различного простирания на ряд блоков. Весьма характерен тектонический блок в центре массива, сложенный диафторитами чурбукулахского комплекса. В приконтактовых частях вмещающие породы катаклазированы. Внутреннее строение довольно однородное с резким преобладанием амфиболовых анортозитов, значительно реже встречаются лейкократовые габброанортозиты. В краевой части развиты полосчатые габброанортозиты и, реже, лейкократовые габбро. Характерны ксенолиты пироксенсодержащих кристаллических сланцев, слагающие мелкие согласные линзы и прослои мощностью до 1 м. Встечаются жилы мусковитовых пегматитов мощностью до 2 м. Они имеют секущий характер и самые различные простирания.

Коялахский массив, расположенный в верховье р. Дегде, вскрывается в виде полосы субмеридионального простирания размером 1,5 × 14 км, согласно с общей системой разрывных нарушений чурбукалахского комплекса, вдоль границы эйиминской толщи и чурбукулахского комплекса. Однороден по составу и структуре. Он сложен лейкократовыми крупнозернистыми массивными анортозитами, реже – габброанортозитами с содержанием темноцветных минералов до 5–7 %. Краевые фации и ксенолиты не характерны.

В пределах подзоны, в образованиях чурбукулахского комплекса, закартирован также ряд более мелких тел мощностью до нескольких сот метров и длиной до 5–10 км. Для пород мелких тел анортозитов характерны сложные структуры, отражающие неоднократные преобразования.

Среди анортозитов, слагающих массивы Чурбукулахской СФпЗ, выделяются собственно анортозиты с содержанием цветных минералов до 10 %, а также габброанортозиты, габбронорит-анортозиты и норит-анортозиты с содержанием цветных минералов свыше 10 %. Анортозиты представляют собой голубовато-серые, изредка темно-серые породы массивной, иногда полосчатой или пятнистой текстуры с аллотриоморфной, полосами гломеробластовой структурой. Во всех разновидностях преобладает плагиоклаз (60–90 %) лабрадор-битовнитого состава, 3–30 % занимает гиперстен, 2–20 % – диопсид и до 12 % – роговая обманка, замещающая диопсид. В отдельных разновидностях роговая обманка представлена полными псевдоморфозами по диопсиду.

В составе пород комплекса также присутствуют биотит по гиперстену, шпинель, апатит, циркон.

Внедрение анортозитов, по мнению М. И. Рабкина и Л. В. Климова [202], происходило по глубинным разломам на ранних этапах заложения и формирования Чурбукулахской зоны. Верхняя возрастная граница внедрения крупных массивов (Амбардахского и Маганского) определяется тем, что они прорываются двуслюдяными гранитами монхолинского комплекса и их мусковитовыми пегматитами, а также ортитсодержащими аляскитовыми гранитами маганского комплекса с возрастом 1950–2000 млн лет [333]. Радиологический (K-Ar) возраст анортозитов Амбардахского массива определен в 2100–2000 млн лет [90]. По аналогии с Каларским массивом анортозитов Алданского щита [128], П. Г. Рысин приходит к выводу, что внедрение анортозитовых интрузий происходило, вероятно, в интервале 2300–2400 млн лет [220].

В Ламуйкской СФпЗ интрузии амбардах-коялахского комплекса представлены мелкими линзовидными телами мощностью 15–30 м и протяженностью до 1 км, распределенными как в виде одиночных тел, так и группами. Сложены они главным образом габброанортозитами и габбронорит-анортозитами.

В Котуйкан-Монхолинской СФпЗ, в бассейне р. Котуйкан и ее притоков [219, 253, 381 и др.], закартировано три наиболее крупных массива Анабарского щита: Центральный, Северный и Восточный, общая площадь которых составляет около 950 км^2. Залегают они в регрессивно метаморфизованных породах котуйкан-монхолинского комплекса.

Центральный массив размером 17 × 45 км расположен на правобережье р. Меркю. В плане он имеет линзовидную форму субмеридионального простирания. Ограничен разрывными нарушениями, кроме северного и южного окончаний, где имеет секущий интрузивный контакт с биотит-амфиболовыми гнейсами котуйкан-монхолинского мигматит-гнейсового комплекса. В экзоконтактах массива местами (до 1 км) вмещающие гнейсы рассланцованы. Для внутреннего строения характерно чередование анортозитов и габбронорит-анортозитов, при этом в центральной части преобладают массивные лейкократовые крупнозернистые анортозиты, а в краевых – полосчатые амфиболизированные габбронорит-анортозиты. В целом в северной части массива преобладают амфиболовые крупнозернистые анортозиты с гнейсовидной текстурой, на западе и юго-западе – неравномернозернистые диопсид-амфиболовые анортозиты, а в центральной и юго-восточной частях массива – массивные габбронорит-анортозиты. В приконтактовых зонах массива присутствуют ксенолиты гнейсов, плагиогнейсов и кристаллических сланцев мощностью до нескольких метров при протяженности до нескольких десятков метров. В зонах катаклаза проявлена сульфидная медно-никелевая минерализация с содержанием сульфидов до 10–15 %, представленных пирротином, пентландитом, халькопиритом, макинавитом и сфалеритом, где, по данным спектрального анализа, в рудных обособлениях установлено: Cu – 0,3–5,0 %, Ni – 0,8–8,0 % [70].

Северный массив расположен на правобережье р. Котуйкан. Имеет вид клиновидного блока, ориентированного вдоль Котуйкан-Монхолинской зоны, длиной до 39 км при ширине 7–9 км. Видимая площадь – около 250 км^2. Вдоль тектонических контактов развиты очковые милониты. По сравнению с

Центральным массивом имеет более однородное строение. Сложен главным образом массивными лейкократовыми крупнозернистыми анортозитами, лишь на отдельных участках вдоль восточного контакта появляются краевые фации, обогащенные амфиболом. Весьма редко встречаются ксенолиты амфиболитов и амфибол-двупироксеновых кристаллических сланцев.

Восточный массив расположен на левобережье р. Болдоно вдоль дугообразного тектонического шва в виде блока в Болдонском массиве салтахского комплекса. Длина массива – около 30 км при ширине 2–7 км. В составе массива значительную роль играют амфиболизированные габбронорит-анортозиты и норит-анортозиты с бластопорфировой структурой. Встречаются единичные маломощные ксенолиты двупироксеновых кристаллических сланцев.

В целом в составе массивов выделяются собственно анортозиты, габбро-анортозиты, габбронорит-анортозиты и норит-анортозиты. Наиболее распространены анортозиты, составляющие около 90 % объема Центрального и Северного массивов. Габбронорит-анортозиты вместе с более редкими норит-анортозитами развиты главным образом в Восточном массиве. Анортозиты представляют собой светло-серые средне-крупнозернистые породы с аллотриоморфнозернистой, на отдельных участках с порфиробластокатакластической структурой. В их составе, помимо плагиоклаза лабрадор-битовнитового состава, присутствуют роговая обманка (1–5 %), диопсид (1–2 %), а также эпидот, цоизит, мусковит, шпинель, корунд, апатит, сфен, циркон. Габбро-анортозиты отличаются более высоким содержанием диопсида и роговой обманки (до 10–25 %). Габбронорит-анортозиты и норит-анортозиты – массивные породы желтовато-серого цвета с порфиробластовой, пойкилитовой и габбровой структурами. Содержание темноцветных минералов составляет около 15–30 %, преобладает гиперстен. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, сфеном, шпинелью.

Верхний возрастной предел внедрения интрузий амбардах-коялахского комплекса ограничивается внедрением двуслюдяных гранитов и связанных с ними мусковитовых пегматитов монхолинского комплекса. Радиологический (K-Ar) возраст мусковитовых пематитов, прорывающих анортозиты, – 1,9–2,1 млрд лет [18]. Радиологический возраст широко развитых процессов катаклаза и милонитизации ограничен интервалом 1800–2200 млн лет [5, 137 и др.]. Sm-Nd возраст пироксенового анортозита из Центрального массива по минеральной изохроне (Pl-Opx-Cpx-WR) – 2,18 ± 0,02 млрд лет [254].

Билляхский комплекс гранодиорит-граносиенитовый ($\gamma\delta$-$\gamma\xi PR_1bl$) широко развит в Чурбукулахской и Котуйкан-Монхолинской СФпЗ. Незначительная по площади часть этого комплекса вскрывается в крайней северо-западной части Ченгелёх-Харапской СФпЗ. Размещение интрузий комплекса контролируется разломами. В генетическом отношении они представляют собой абиссальные автохтонные палингенно-метасоматические образования, также развиты жильные реоморфические образования – аплиты и пегматиты.

Петротип – Билляхский массив, расположенный на левобережье р. Бол. Куонамка (лист R-49), среди диафторированных пород Салтах-Билляхской СФпЗ, в пределах обширной зоны гранитизации и мигматизации. Впервые выделен Б. Г. Лопатиным в 1964 г. [133, 356, 357]. Массив с максимальной шириной 13 км вытянут в северо-западном направлении от р. Ары-Мастах на

60 км. Строение массива неоднородное. Гранитоиды слагают не более 60 % массива и чередуются с переработанными в различной степени и почти не измененными породами субстрата. Преобладающими разновидностями являются порфировидные граносиениты, связанные переходами с гранодиоритами и гранитами. Подчиненное значение имеют кварцевые монцодиориты. Пегматиты встречаются сравнительно редко и тяготеют к полям мигматитов. Весьма разнообразны акцессорные минералы: монацит, чевкинит, циркон, апатит, рутил, анатаз, молибденит, пирит, флюорит, магнетит, уранинит [134]. Радиологический (K-Ar) возраст гранитоидов Билляхского массива – 1800–2120 млн лет [43].

В Чурбукулахской СФпЗ, в междуречье Маган–Дегде, образования билляхского комплекса слагают крупный (3–5 × 40 км) массив, вытянутый в северо-восточном направлении, известный под названием «Краевой». На западе и северо-западе он перекрывается песчаниками ильинской свиты нижнего рифея, с востока ограничивается мощной зоной катаклазитов и милонитов в контакте с регрессивно метаморфизованными гнейсами и плагиогнейсами, а также с гранитизированными и мигматизированными гнейсами амбардахской и эйиминской толщ верхнеанабарской серии. Строение массива неоднородное. Периферическая зона вдоль восточного контакта шириной до первых сотен метров сложена крупнозернистыми порфировидными биотитовыми и, реже, амфибол-биотитовыми гранитами и гранодиоритами с линзами и прослоями биотитовых и биотит-амфиболовых бластомилонитов. Содержание порфировидных калиевого полевого шпата – от 3–5 до 25–30 %. К центру массива гранитоиды становятся более однородными и представлены в основном грубозернистыми порфировидными биотитовыми гранитами, переходящими в граносиениты с гранобластовой или гетеробластовой структурой и с массивной, пятнистой или линзовидно-полосчатой текстурой. В их состав входят плагиоклаз, микроклин, кварц, биотит, встречаются роговая обманка, салит, гиперстен, гранат, акцессорные монацит, апатит, циркон, ортит, сфен. Ближе к западному контакту массива встречаются линзы размером 0,1–0,6 × 1,5–3,0 км лейкократовых биотитовых гранитов с нечеткими границами и нередко с ксенолитами вмещающих гнейсов. Для лейкократовых биотитовых гранитов характерна массивная текстура и довольно стабильный состав: плагиоклаз, микроклин, кварц, иногда присутствуют салит, амфибол, гранат, апатит, монацит, циркон, ильменит.

Радиологический (K-Ar) возраст гранитоидов Краевого массива (6 определений по биотиту и по породе) – 1600–2120 млн лет [255].

В Котуйкан-Монхолинской СФпЗ (в пределах площади листа) образования билляхского комплекса закартированы на южном простирании образований салтахского комплекса, а также в верховьях р. Улахан-Дянака. Помимо автохтонных пластовых тел здесь развиты и жильные реоморфические образования, жилы аплитов и пегматитов.

В составе образований комплекса выделяются гнейсовидные мезократовые гранодиориты и граниты и почти массивные или слабогнейсовидные лейкократовые граносиениты, насыщенные вкрапленниками ортоклаза, нередко связанные между собой взаимными переходами. Преобладающая структура гранитоидов – гетерогранобластовая. Общей характерной особенностью их

является развитие порфиробластических структур. Содержание порфиробластов микроклина колеблется от 3–5 до 30–40 %. В минеральный состав в переменных количествах входят микроклин, плагиоклаз, кварц и в подчиненных количествах – роговая обманка и биотит. Из акцессорных минералов отмечаются циркон, монацит, апатит, характерен ортит, изредка встречается уранинит. Петрохимическая характеристика выражается в высоком содержании кремнезема и в повышенном количестве щелочей при преобладании калия над натрием. Формирование образований комплекса, по мнению М. Н. Злобина, Б. Г. Лопатина и др. [35, 90 и др.], связывается с условиями высоких ступеней амфиболитовой фации Котуйкан-Монхолинской зоны диафтореза. Радиологический (K-Ar) возраст средне- и крупнозернистых гранитоидов комплекса (3 анализа) определен в 2000–2120 млн лет [255].

В Ченгелёх-Харапской СФпЗ вскрывается лишь незначительная по площади северо-западная оконечность Ченгелёхского мигматит-плутона [346]. Он обладает неоднородным строением, нередко включает ксенолиты гнейсов. В его составе выделяются все разновидности пород ряда гранодиорит-гранит-граносиенит с порфиробластовой структурой и с неясно-полосчатой или массивной текстурой. Структура основной массы гранобластовая, лепидогранобластовая и мозаичная. В минеральный состав в переменных количествах входят калиевый полевой шпат, плагиоклаз, кварц, роговая обманка, биотит, рудные минералы; встречаются циркон, апатит, сфен, монацит, рутил, ортит. Возрастное положение Ченгелёхского мигматит-плутона определяется тем, что его жильные дериваты прорывают интрузии габброноритов харапского комплекса и затронуты процессами катаклаза и милонитизации.

Маганский комплекс аляскит-лейкогранит-мигматитовый ($l\gamma mPR_1mg$). Образования комплекса формировались на небольших глубинах в относительно спокойной обстановке затухающих тектонических движений. Предполагается интрузивно-анатектический генезис, тесно связанный с процессами палингенно-метасоматического гранитообразования [217]. Гранитоиды этого комплекса пользуются широким развитием, слагая линзовидные и пластообразные тела протяженностью до нескольких километров среди обширных полей мигматизации, с которыми обычно связаны постепенными переходами.

Петротип – Маганский массив, расположенный на левобережье верховьев р. Маган, в Чурбукулахской СФпЗ [200]. Массив протягивается в меридиональном направлении на 20–22 км при ширине 2–4 км вдоль границы с эйиминской толщей верхнеанабарской серии. Контакт с гнейсами эйиминской толщи тектонический. На северо-западе по разлому контактирует с Краевым массивом билляхского комплекса, а на севере перекрывается терригенными отложениями ильинской свиты нижнего рифея.

Сложен массив аляскитовыми и лейкократовыми биотитовыми гранитами, залегающими среди обширных полей мигматитов. Лейкократовые биотитовые граниты преимущественно среднезернистые, реже крупнозернистые, иногда порфировидные и мелкозернистые розового, розовато-красного или светло-серого цвета с неясногнейсовидной текстурой и гранобластовой структурой. В состав гранитов примерно в равных соотношениях входят плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц и не более 3–5 % занимает биотит. Иногда встречается роговая обманка, реликты салита и гиперстена. Присут-

ствуют акцессорные циркон, апатит, монацит, рутил, ильменит, магнетит. Аляскитовые граниты отличаются массивным и однородным сложением и более лейкократовым обликом. Содержание биотита и в целом темноцветных минералов обычно не превышает 1–2 %. Плагиоклаз в аляскитовых и лейкократовых биотитовых гранитах представлен олигоклазом, реже кислым андезином, калиевые полевые шпаты представлены обычно пертитовым ортоклазом и решетчатым микроклином. По химическому составу граниты аляскитового типа пересыщены кремнеземом и щелочами при значительном преобладании калия над натрием. Периферические части гранитов Маганского массива катаклазированы и милонитизированы, в эндоконтакте встречаются глыбы вмещающих катаклазированных гнейсов. Жильный комплекс аляскитовых гранитов представлен биотитовыми пегматитами, слагающими жилы мощностью до 2–5 м и протяженностью до 150–200 м. Интенсивно проявлены процессы мигматизации и гранитизации. Среди мигматитов наиболее широко представлены послойные, значительно реже встречаются ветвистые, сетчатые, птигматиты и агматиты. Радиологический возраст образований комплекса, по результатам шести K-Ar определений по биотиту, укладывается в интервале 1800–2100 млн лет [204].

Аляскитовые и лейкократовые биотитовые граниты этого комплекса пользуются повсеместным развитием и занимают значительные площади среди пород кристаллического фундамента эйиминской и амбардахской толщ верхнеанабарской серии, где представлены согласными пластовыми и линзовидными телами среди обширных полей гранитогнейсов и мигматитов. Преобладают тела мощностью до первых сотен метров и протяженностью до первых километров. Особенно широким развитием аляскитовые и лейкократовые биотитовые граниты пользуются в зонах регрессивного метаморфизма.

В Чурбукулахской СФпЗ граниты этого комплекса имеют повсеместное развитие. Собственно аляскиты залегают обычно в виде согласных линзовидных и пластовых тел мощностью до нескольких десятков и сотен метров и протяженностью до 3–5 км. В северо-восточной части зоны, на правобережье р. Маган, закартированы крупные залежи длиной до 13 км и шириной до 1 км. Они располагаются обычно среди обширных полей мигматитов, с которыми связаны часто постепенными переходами. Характерны согласные и секущие жилы крупнокристаллических биотитовых пегматитов мощностью от 5–10 см до 5–7 м и протяженностью до 80–100 м, а также кварцевые жилы мощностью до 1 м.

В Ламуйкской СФпЗ образования маганского комплекса слагают многочисленные согласные линзовидные тела мощностью до 100–200 м в зонах мигматизации и гранитизации. Кроме биотита, из реликтовых темноцветных минералов иногда встречаются роговая обманка, салит, гранат, гиперстен. Акцессорные минералы представлены магнетитом, цирконом, апатитом, ортитом, сфеном, монацитом. В полях интенсивной мигматизации и гранитизации встречаются гнезда и жилы крупнокристаллических пегматитов. Преобладающая мощность пегматитов – 0,2–1,5 м, протяженность – 2–30 м.

В Котуйкан-Монхолинской СФпЗ на площади листа граниты этого комплекса развиты в северной части зоны, где среди гранитогнейсов представле-

ны согласными пластообразными телами мощностью до первых сотен метров и мелкими линзовидными телами.

Собственно аляскиты образуют обычно непротяженные и маломощные линзовидные и жилообразные тела. Лейкократовые биотитовые граниты являются преимущественно метасоматическими, залегают в виде неоднородных линзовидных и пластовых тел мощностью до нескольких сот метров и протяженностью до нескольких километров с характерными расплывчатыми контактами с породами субстрата (гранитогнейсами и гнейсами).

Аляскиты представляют собой розовые, иногда красные в основном среднезернистые породы массивного сложения с аллотриоморфной, реже гипидиоморфной структурой. Основными породообразующими минералами являются калиевый полевый шпат, представленный пертитовым ортоклазом и решетчатым микролином, плагиоклаз (олиоклаз, реже кислый андезин), кварц и незначительное количество биотита (не более 1–2 %). В составе акцессорных минералов доминирует монацит, постоянно присутствуют магнетит, циркон, рутил, ортит. Аляскитовые граниты пересыщены кремнекислотой и щелочами при постоянном преобладании калия над натрием. Жильная часть аляскитов представлена пегматитами, аплитами и жилами кварца мощностью до 5–10 см. Из пегматитов наиболее распространены ортотектические. Мощность жил пегматитов невелика, лишь единичные достигают 6–8 м. С формированием аляскитовых гранитов связано максимальное проявление процессов мигматизации. Наиболее широко развиты послойные мигматиты, реже встречаются ветвистые, сетчатые, агматиты и птигматиты.

Лейкократовые биотитовые граниты обладают неравномернозернистым строением, светло-розовой окраской, неясногнейсовидной, реже массивной текстурой и гранобластовой структурой. В минеральном составе, в отличие от аляскитовых гранитов, среди полевых шпатов заметно преобладает плагиоклаз, преимущественно кислый андезин, и характерно более высокое содержание биотита (до 2–3 %). Иногда присутствуют роговая обманка, салит и гиперстен. По химическому составу лейкократовые биотитовые граниты пересыщены кремнекислотой и глиноземом и умеренно богаты щелочами, в которых натрий преобладает над калием.

Возраст гранитов этого комплекса определяется тем, что они прорывают раннепротерозойские интрузии харапского комплекса, изотопный (K-Ar) возраст которых 2120 ± 7 млн лет, и в свою очередь рассекаются раннерифейскими дайками долеритов кенгединского комплекса, изотопный (K-Ar) возраст которых 1502 ± 18 млн лет [153].

Монхолинский комплекс лейкократовых двуслюдяных гранитов ($l\gamma PR_1mh$) характерен для поздних стадий регрессивного метаморфизма и образуется уже в условиях значительной консолидации складчатых структур. Представлен послескладчатыми телами, приуроченными к зонам разрывных нарушений. Характерным является широкое развитие жил и гнезд мусковитовых пегматитов, редко аплитов и кварца. Петрохимический состав двуслюдяных гранитов щелочноземельный с преобладанием калия над натрием. Двуслюдяные граниты не затронуты процессами катаклаза и являются наиболее молодыми раннепротерозойскими образованиями.

Впервые образования этого комплекса на Анабарском щите были выделены А. Н. Вишневским в 1964 г. [301] в пределах листа R-48-XXIV. Название комплекса, по рекомендации Е. П. Миронюка, дается по серии наиболее детально изученных линзовидных тел, образующих единую полосу шириной 1,5–2,5 км и протяженностью более 10 км, закартированную в бассейне р. Монгхоло [172]. В петротипе двуслюдяные граниты представлены светло-розовыми средне-крупнозернистыми породами массивной текстуры. Структура гипидиоморфнозернистая. В их состав входят (%): микроклин – 25–55, плагиоклаз – 15–45, кварц – 10–35, мусковит и биотит – 2–5, присутствуют магнетит, апатит, флюорит, гранат, турмалин, монацит и циркон. Характерным является широкое развитие жил и гнезд мусковитовых пегматитов, реже – жил аплитов и кварца. Мусковитовые пегматиты – крупно- и гигантозернистые образования с блоковой и письменной структурой. В их минеральном составе, в сравнении с гранитами, резко возрастает содержание мусковита и кварца и снижается плагиоклаза. В гигантозернистых пегматитах часты гнезда с кристаллами мусковита размером до 3 × 4 см при толщине до 2 см. Тела гранитов рассечены жилами аплитов мощностью до 5 см и ветвящимися жилками кварца мощностью до десятков сантиметров. Граниты не затронуты процессами катаклаза и милонитизации. Их верхняя возрастная граница определяется тем, что они прорываются дайками раннерифейского кенгединского комплекса. Изотопный (K-Ar) возраст гранитов монхолинского комплекса, определенный по мусковиту, составляет 1896–1990 млн лет [195, 380].

Образования этого комплекса наиболее широко развиты в Котуйкан-Монхолинской СФпЗ. Наряду с согласными линзовидными и пластовыми телами, залегающими в биотит-амфиболовых гнейсах котуйкан-монхолинского комплекса, в габброноритах салтахского и в анортозитах амбардах-коялахского комплекса в бассейнах истоков рек Меркю и Улахан-Дянака в мигматит-гнейсовой толще котуйкан-монхолинского комплекса закартированы два крупных массива. Массивы размером 2,5–3,0 × 33 км и 2–4 × 26 км имеют субмеридиональное простирание, согласное с преобладающим простиранием мигматит-гнейсовой толщи.

Двуслюдяные граниты, слагающие массивы, мелко- и среднезернистые розовато-серого или светло-серого цвета с гранобластовой, участками лепидогранобластовой структурой, массивной и гнейсовидной текстурой. В минеральный состав примерно в равных количествах входят плагиоклаз (кислый андезин), микроклин и кварц. Биотит и мусковит составляют около 3–8 %. Постоянно присутствуют рудные минералы, апатит, монацит, циркон и иногда флюорит. В составе массивов двуслюдяных гранитов в заметном количестве содержатся гнезда и жилы мусковитовых пегматитов, а также линзы лейкократовых биотитовых гранитов и теневые ксенолиты субстрата. Лейкократовые биотитовые граниты обладают однородным и массивным строением, резкими, иногда секущими контактами. А. Н. Вишневский с соавторами [301] биотитовые и двуслюдяные граниты рассматривали как реоморфические.

Мусковитовые пегматиты встречаются также среди анортозитов Центрального и Северного массивов амбардах-коялахского комплекса. Они обра-

зуют серию жил северо-западного и субширотного простирания мощностью до 1–3 м и протяженностью до нескольких сот метров. Контакты жил с анортозитами резкие. Представлены пегматиты розовато-серыми крупно- и грубозернистыми породами с пегматоидной, гипидиоморфнозернистой, местами графической структурой. В минеральный состав пегматитов входят микроклин, кварц, олигоклаз и до 15–17 % занимает мусковит с размером чешуй от 2–5 до 10–40 $см^2$. Мусковит в грубозернистых пегматитах образует разрозненные гнездовидные скопления крупных пластин толщиной до 2–3 см, чаще деформированных. Отдельные жилы содержат высокие концентрации апатита и турмалина.

Нижняя возрастная граница двуслюдяных гранитов и их пегматитов определяется тем, что они прорывают габбронориты харапского и анортозиты амбардах-коялахского комплексов и не затронуты процессами катаклаза. Изотопный (K-Ar) возраст пегматитов, определенный по мусковиту, составляет 1900–1950 млн лет [201].

В Чурбукулахской СФпЗ образования этого комплекса закартированы лишь в пределах Амбардахского анортозитового массива и местами во вмещающих гнейсах к северу от него. Они слагают линзовидные тела мощностью 5–70 м и протяженностью до 1,5 км, сложенные среднезернистыми гранитами розового или розовато-красного цвета с массивной или неясно-полосчатой текстурой. Структура гранобластовая с участками гипидиморфнозернистой. В состав входят (%): плагиоклаз – 20–25, калиевый полевой шпат – 45–55, кварц – 25–35, биотит и мусковит – 1–6, встречаются амфибол, салит, гиперстен, гранат, а также сфен, циркон, апатит. Характерно постоянно высокое (1–2 %) содержание ортита. Весьма характерны связанные с образованиями этого комплекса крупно- и гигантозернистые пегматиты, слагающие жилы мощностью до 1–3 м при протяженности в несколько десятков метров. В отличие от гранитов пегматиты наблюдались во всех анортозитовых массивах. Пегматиты обогащены РЗЭ и торием и характеризуются повышенной радиоактивностью. Нижняя возрастная граница образований этого комплекса определяется тем, что они прорывают массивы анортозитов и не затронуты процессами катаклаза и милонитизации.

РИФЕЙСКИЙ МАГМАТИЗМ

Глобальные проявления рифтогенеза в рифее сопровождались широким развитием базитового магматизма. Наиболее полно рифейский магматизм проявлен в пределах сводового поднятия кристаллического фундамента Анабарского щита. Вдоль его южного склона развиты дайки раннерифейских кенгединского, токурского и среднерифейского будьурхайского комплексов, слагающих полосу широтного простирания, известную под названием «Кенядский пояс даек» [98]. Ширина полосы в пределах листа составляет около 30 км, протяженность – около 80 км. Севернее указанной полосы дайки этого возрастного интервала встречаются весьма редко, а с юга граница их распространения ограничивается выходами пород старореченской свиты венда. В западной части полосы количество даек резко уменьшается, а за пределами

листов R-48-XXIX, XXX они отсутствуют. Азимуты падения даек меняются от 330–360° до 0–30°, углы падения – от 60 до 90°. Установленная закономерная эволюция изменения состава даек от древних к молодым в сторону увеличения основности, а также приуроченность их к одной и той же зоне с сохранением в течение весьма длительного времени (около 300 млн лет) плана и знака деформации позволяют допустить, что они формировались из одного источника, где имели место процессы глубинной дифференциации. Таким долгоживущим источником на раннеплатформенном этапе развития могла являться сама по себе астеносфера. Время формирования даек определено большим количеством K-Ar датировок и надежными геологическими данными, позволившими выделить три тектоно-магматическх цикла, приуроченных к стратиграфическим перерывам.

Преобладающую по площади центральную часть щита занимают дайки северо-восточного простирания котуйканского комплекса, время внедрения которых приурочено к границе среднего и позднего рифея. В северо-восточной части широко развиты дайки северо-западного простирания позднерифейского чиэресского комплекса, а на юго-западе щита установлены наиболее молодые рифейские интрузии чопкинского комплекса, представленные мелкими телами сложной морфологии и реже дайками.

Кенгединский комплекс кварцевых габбродолеритов и кварцевых монцонит-порфиров ($q\nu\beta$-$q\mu\pi RF_1kg$). Дайки этого комплекса имеют ограниченное распространение и составляют не более 20 % количества даек «Кенядского пояса». Петротип – дайка II-600 (рис. 2), расположенная на правом склоне р. Кенгеде, в приустьевой части р. Харап [153]. Простирание ее меняется от субширотного до северо-восточного (75°), падение крутое северное. Протяженность дайки составляет 3,6 км, мощность – 39–51 м. Залегает она в архейских кристаллических сланцах, гнейсах и кварцитах, прорывает раннепротерозойские граниты маганского и монхолинского комплексов и прорывается ранне- и среднерифейскими дайками токурского и будьурхайского комплексов.

В целом дайки этого комплекса представлены крутопадающими телами мощностью до 40–55 м и протяженностью до 6 км с частыми раздувами и изменениями простирания от субширотного до северо-западного (300°) и северо-восточного (70–80°). Дайки двухфазные: краевые части их (первая фаза) сложены кварцевыми долеритами, кварцевыми габбродолеритами и кварцевыми габбродиоритами, преобладают кварцевые габбродолериты, а центральные (вторая фаза) – монцодолеритами, монцогаббро и кварцевыми монцонит-порфирами. Переходы между дифференциатами в краевых частях даек постепенные, мощности невыдержанные. Дифференциаты второй фазы обычно составляют треть мощности даек, их контакты с вмещающими кварцевыми габбродиоритами резкие секущие, в отдельных дайках они в форме жил мощностью до 3–5 м и протяженностью до 40–50 м прорывают краевые части даек и выходят во вмещающие породы (рис. 2). В эндоконтакте развиты микродолериты и порфировые микродолериты. Все дифференциаты даек рассечены жилками аплитов мощностью до 8 см и протяженностью до 2–5 м. Контакты жилок четкие, часто извилистые, иногда они отмечались и во вмещающих породах. Вмещающие кристаллические породы на контакте с дай-

ками превращены в биотитовые и амфибол-пироксеновые роговики мощностью до 6–7 м.

Кварцевые долериты – мелко-среднезернистые породы темно-серого цвета с офитовой структурой. В их состав постоянно входят (%) плагиоклаз $an_{51–62}$ (47–54), авгит $fs_{23–27}$ (20–27), роговая обманка (5–11), хлорит (2–7), калиевый полевой шпат (1–3), кварц (3–6), окиснорудные минералы (4–6) и до 3 могут входить биотит, пирит и апатит. Плагиоклаз частично соссюритизирован, авгит по контуру амфиболизирован, калиевый полевой шпат интенсивно пелитизирован и обычно находится в графических срастаниях с кварцем. Среди окиснорудных минералов постоянно доминирует титаномагнетит.

Кварцевые габбродолериты – средне-крупнозернистые породы зеленовато-серого цвета с преобладающей габбро-офитовой структурой. В минеральный состав входят (%) плагиоклаз $an_{49–61}$ (46–60), авгит $fs_{24–29}$(10–21), роговая обманка (9–18), хлорит (3–8), калиевый полевой шпат (1–3), кварц (4–7), окисно-рудные минералы (2–7), в количествах до 3 присутствуют апатит, эпидот, биотит и кальцит. Авгит замещается роговой обманкой, которая замещается хлоритом с выделением биотита и магнетита. Среди окиснорудных минералов преобладают кристаллы титаномагнетита октаэдрического облика.

Кварцевые габбродиориты – средне-крупнозернистые породы с преобладающей гипидиоморфнозернистой структурой зеленовато-серого цвета с красноватыми выделениями калиевого полевого шпата. Для породы характерено почти полное отсутствие клинопироксена и сравнительно высокое содержание апатита, эпидота и сфена. В состав породы входят (%) плагиоклаз $an_{42–47}$ (44–54), роговая обманка (14–20), хлорит (4–12), калиевый полевой шпат (6–11), кварц (6–11), окиснорудные минералы (4–7). Плагиоклаз интенсивно пелитизирован и хлоритизирован, роговая обманка замещается спутанно-волокнистым хлоритом с «окнами» биотита. Интерстиции плагиоклаза выполнены кварцем и калиевым полевым шпатом, часто в графических срастаниях; обычно присутствуют апатит и эпидот.

Монцодолериты – среднезернистые породы зеленовато-серого цвета с красноватым оттенком с офитовой структурой и местами с миндалекаменной текстурой. Миндалины размером до 1 см выполнены цеолитами и реже хлоритом. В минеральный состав породы входят (%) плагиоклаз $an_{38–44}$ (45–52), авгит $fs_{24–29}$ (10–13), роговая обманка (5–10), хлорит (10–13), калиевый полевой шпат (6–9), кварц (1–3), окисно-рудные минералы (5–9) и до 8 – апатит, пирит, сфен, кальцит, эпидот. Плагиоклаз и калиевый полевой шпат пелитизированы, местами хлоритизированы и карбонатизированы. Авгит замещается роговой обманкой и хлоритом до полных псевдоморфоз. В псевдоморфозах хлорита отмечаются сфен, эпидот. Окиснорудные минералы представлены октаэдрическими кристаллами титаномагнетита, магнетит обычно присутствует в виде неправильной формы выделений в срастании с вторичными минералами.

Монцогаббро – крупнозернистые породы с габбро-офитовой структурой зеленовато-серого цвета с красноватыми пятнами выделений калиевого полевого шпата. В их состав входят (%) плагиоклаз $an_{35–43}$ (44–57), авгит $fs_{19–25}$ (2–10), роговая обманка (4–9), хлорит (10–13), калиевый полевой шпат (9–18),

кварц (1–6), окиснорудные минералы (4–7) и до 6 занимают апатит, пирит, сфен, кальцит, эпидот. Плагиоклаз преобладает в форме пелитизированных и серицитизированных призматических кристаллов с включениями апатита и титаномагнетита. Авгит с разной интенсивностью замещается амфиболом, хлоритом и участками кальцитом, на фоне которых выделяются реликтовые включения кварца, апатита, титаномагнетита, циркона, а также мелкие зерена эпидота. Калиевый полевой шпат слагает интенсивно пелитизированные бурые агрегаты в интерстициях плагиоклаза. Окисно-рудные минералы представлены октаэдрическими кристаллами титаномагнетита и удлиненно-пластинчатыми ильменита. Магнетит и пирит преобладают в виде мелких вкрапленников во вторичных минералах.

Кварцевые монцонит-порфиры – зеленовато-красные породы с характерной скорлуповато-плитчатой формой отдельности. Структура породы криптовая с аплитовой или гранофировой структурой основной массы. Характерны структурная неустойчивость, высокое содержание кварца, калиевого полевого шпата и микропегматита. Порфировые выделения представлены плагиоклазом $an_{42–48}$ (15–43 %). В состав основной массы входят (%): плагиоклаз $an_{34–40}$ (42–51), кварц (11–20), калиевый полевой шпат (10–19), роговая обманка (4–17), хлорит (4–12), окиснорудные минералы (2–9), а также пирит, биотит и апатит (до 4). Плагиоклаз в порфировых выделениях и в основной массе интенсивно пелитизирован. В порфировых выделениях представлен призматическими кристаллами размером до 5–6 мм, в основной массе – ксеноморфными зернами размером 0,3–0,5 мм. Роговая обманка слагает длинно-призматические коричневато-зеленые таблицы размером до 5–6 мм, по периферии замещенные спутанно-волокнистым хлоритом сине-зеленого цвета с выделением биотита и магнетита, или же превращена в глинисто-карбонатный агрегат. Кварц и калиевый полевой шпат на участках аплитовой структуры слагают мелкие изометричные зерна или находятся в графических срастаниях.

Аплиты и плагиоаплиты – тонкозернитые сиренево-красные породы с типичной аплитовой структурой. Плагиоаплиты состоят главным образом из кварца и плагиоклаза $an_{28–35}$, в аплитах существенная роль принадлежит калиевому полевому шпату (23–32 %). Присутствуют также роговая обманка (1–3 %), хлорит (2–6 %). В агрегате хлорита довольно часто встречаются мелкие зерна эпидота и циркона.

Микродолериты и порфировые микродолериты – массивные породы темно-серого цвета с микродолеритовой, участками с гиалопилитовой структурой. В порфировых разностях отчетливо выделяются вкрапленники плагиоклаза. В состав основной массы входят плагиоклаз, авгит и окиснорудные минералы. Иногда значительную часть породы составляют хлорит и продукты его замещения.

Дайки кенгединского комплекса прорывают раннепротерозойские граниты маганского и монхолинского комплексов и прорываются раннерифейскими дайками токурского комплекса [153]. Многочисленные данные радиологических (K-Ar) датировок – 1502 ± 18, 1506 ± 9, 1530, 1540 ± 23, 1550 ± 15, 1570 ± 47, 1580 ± 30, 1600 млн лет [150, 365] – однозначно указывают на внедрение даек в раннем рифее, до формирования отложений лабазтахской свиты.

Токурский комплекс кварцевых долеритов ($q\beta RF_1tk$). Дайки этого комплекса составляют до 30 % количества тел «Кенядского пояса даек». Петротип – дайка V-498, расположенная в приустьевой части р. Харап [153]. Простирание дайки северо-восточное (40–70°), протяженность – 8 км, мощность – 40–50 м. Дайка прорывает раннепротерозойские граниты маганского и монхолинского комплексов, раннерифейскую дайку II-600 кенгединского комплекса и прорывается среднерифейской дайкой будьурхайского комплекса (рис. 2).

Дайки этого комплекса имеют сравнительно прямолинейные контуры, преобладающее субширотное простирание, местами северо-восточное или северо-западное, мощность 15–35 м и протяженность 5–8 км. Единичные дайки имеют мощность до 40–50 м и протяженность до 10–12 км. Все они сложены кварцевыми долеритами, в эндоконтакте – порфировыми микродолеритами, встречаются жилки аплитов и плагиоаплитов мощностью до 2 см. Независимо от состава вмещающих пород экзоконтактовые изменения весьма незначительны.

Кварцевые долериты – среднезернистые породы серого или темно-серого цвета с преобладающей долеритовой структурой. Главные породообразующие минералы – плагиоклаз $an_{53–65}$ (46–51 %), авгит $fs_{19–22}$ (14–26 %) и роговая обманка (10–18 %). Постоянно также присутствуют хлорит (2–6 %), кварц (2–5 %), калиевый полевой шпат (до 3 %) и окиснорудные минералы (3–6 %). Встречаются также биотит и апатит. Плагиоклаз обычно свежий, авгит частично по периферии замещается роговой обманкой, которая в свою очередь замещается хлоритом с включениями биотита и вкрапленниками магнетита. В составе окиснорудных минералов доминирует титаномагнетит ромбовидной формы.

Аплиты – тонкозернистые породы красновато-желтого или красно-коричневого цвета с аплитовой структурой. Основной минеральный состав аплитов представлен (%) плагиоклазом $an_{24–35}$ (19–22), кварцем (40–42) и калиевым полевым шпатом (32–36), не более 6 занимают роговая обманка, хлорит, эпидот, апатит, кальцит и циркон.

Эндоконтактовые микродолериты – черные массивного облика породы с едва различимой зернистостью, с микропорфировой структурой и с микродолеритовой структурой основной массы. Главные породообразующие минералы – плагиоклаз, авгит и рудные. Постоянно присутствуют кварц, роговая обманка, хлорит и биотит. Плагиоклаз в порфировых выделениях представлен свежими призматическими кристаллами, в основной массе – пелитизированными шестоватыми лейстами, интерстиции которых выполнены амфиболизированными и хлоризированными мелкими зернами авгита. На участках развития вторичных минералов характерна довольно частая вкрапленность пирита.

Дайки токурского комплекса прорывают раннерифейские дайки кенгединского комплекса и прорываются среднерифейскими дайками будьурхайского комплекса. Данные радиологических (K-Ar) датировок – 1400 ± 42, 1405, 1407 ± 10, 1410 ± 42, 1412 ± 4 млн лет [150, 365] – указывают, что внедрение даек этого комплекса, вероятно, происходило в раннем рифее, до формирования осадков котуйканской свиты.

Будьурхайский комплекс кварцевых габбродолеритов и такситовых долеритов (qvβ-ωβRF$_2$*bd*) составляет основной объем даек «Кенядского пояса». Петротип – Будьурхайская дайка, расположенная в бассейне среднего течения р. Кенгеде, в 3 км выше устья р. Будюрхай. Она представляет собой вертикальное, а на отдельных участках пологозалегающее (40–50°) тело в основном субширотного простирания с частыми раздувами, пережимами и апофизами. Мощность апофиз меняется от нескольких сантиметров до 5–8 м, протяженность иногда достигает нескольких десятков метров. Мощность дайки колеблется от 50 до 280 м, длина – около 15 км. На всем протяжении дайка залегает в архейских гнейсах и кристаллических сланцах, а на восточном окончании прорывает раннепротерозойские аляскитовые граниты.

Мощность и протяженность даек будьурхайского комплекса колеблется в очень широких пределах – наряду с короткими и маломощными встречаются тела мощностью до 500 м и протяженностью до 18 км. Преобладающее простирание даек субширотное, падение крутое – 60–90°. Вмещающие породы мощностью до 3, иногда до 20 м ороговикованы и иногда превращены в гибридные породы типа гранофиров или пегматитов. Характерны зоны брекчирования. Сложены дайки в основном кварцевыми габбродолеритами с редкими шлирами кварцевых габбродиоритов и жилками плагиоаплитов мощностью до 5 см, а краевая часть – такситовыми долеритами, включающими ксенолиты вмещающих пород, реликты глубинных пород в виде сегрегаций меланократовых обособлений ультраосновного состава.

Кварцевые габбродолериты слагают не менее 80 % объема даек, характеризуются однородным составом и представлены крупнокристаллическими породами с офитовой и габбро-офитовой структурой. Сложены они длиннопризматическими пелитизированными и серицитизированными кристаллами плагиоклаза $an_{54–66}$ (43–51 %) и призматическими или неправильной формы кристаллами высокоизвестковистого авгита $fs_{18–24}$ (7–24 %). По пироксену развивается бурая волокнистая роговая обманка (8–20 %) и волокнистый бурый или пластинчатый зеленый хлорит (3–11 %). Интерстиции выполнены кварцем (2–8 %), альбитом и калиевым полевым шпатом (до 3–5 %), иногда находящимися в графических срастаниях. С ними ассоциируют апатит, эпидот, сфен, хлорит. В составе рудных минералов (4–15 %) доминирует титаномагнетит. В продуктах замещения авгита развита вкрапленность магнетита и пирита.

Кварцевые габбродиориты – крупнозернистые зеленовато-серые породы с габбро-офитовой и гипидиоморфной структурой. В их составе основной объем занимает плагиоклаз $an_{29–38}$ (53–62 %), не более 10 % авгит $fs_{25–30}$, преобладающий в виде реликтов на фоне роговой обманки или хлорита, занимающих до 19–22 %, и до 6–12 % – кварц и интенсивно пелитизированный калиевый полевой шпат, которые совместно с хлоритом выполняют интерстиции плагиоклаза. Среди окиснорудных минералов (3–9 %) преобладает титаномагнетит. Во вторичных продуктах широко развита мелкая вкрапленность магнетита и пирита, также присутствуют апатит, эпидот, сфен.

Аплиты и плагиоаплиты – мелкозернистые оранжево-желтые породы массивного сложения с аплитовой структурой. В плагиоаплитах главный породообразующий минерал – плагиоклаз $an_{24–32}$, а в аплитах существенно преоб-

ладает калиевый полевой шпат. Кварц и полевые шпаты образуют ксеноморфные зерна, полевые шпаты пелитизированы и по периферии замещаются эпидот-хлоритовым агрегатом. Присутствуют также магнетит, апатит, сфен и циркон.

Проявление такситовых долеритов весьма разнообразны. В одних дайках они слагают в эндоконтактовых зонах шлирообразные гнезда мощностью до 1–2 м, в других прослеживаются вдоль контактов в виде прерывистых полос (в раздувах до 8–9 м), в третьих слагают самостоятельные жилы или неправильной формы тела мощностью до первых десятков метров, насыщенные ксенолитами вмещающих пород и сегрегациями в виде сфероидов размером от нескольких мм до 8–10 см. Они включают породы, различающиеся как по составу, так и по структурно-текстурным особенностям. Наряду с породами мелко- и среднезернистого строения присутствуют крупно- и гигантозернистые разновидности. Лейкократовые породы повсеместно ассоциируют с меланократовыми. Значительную долю среди них составляют оливинсодержащие породы, в которых наряду с оливином присутствуют гиперстен и пижонит. Обычны трахитоидные текстуры, структуры протоклаза, сегрегации меланократовых обособлений. Довольно частое явление – наличие ксенолитов. В составе такситовых долеритов в разных соотношениях выделяются оливиновые и безоливиновые долериты, реже троктодолериты, габбродолериты, меланократовые габбро, плагиоклазовые пироксениты и другие, характеризующиеся сочетанием таксито-офитовой, пойкилоофитовой, габбро-офитовой, габбровой, гипидиоморфнозернистой, пегматоидной и других структур. Количественные содержания (%) породообразующих минералов колеблются в очень широких пределах: плагиоклаз $an_{39–67}$ (7–58), авгит $fs_{18–25}$ (22–85), оливин fa_{42-46} (0–15), гиперстен и пижонит (0–8), окиснорудные минералы (1–6), сульфиды (0–12). В составе пород также участвуют роговая обманка, хлорит, биотит, флогопит, пренит, тальк, серицит, кальцит, скаполит, боулингит, эпидот, сфен, апатит. В целом в химическом составе такситовых долеритов в сравнении с основными дифференциатами даек этого комплекса в 1,2–1,5 раз выше содержание Al_2O_3, MgO, CaO и ниже TiO_2, FeO и особенно Fe_2O_3. Резко возрастает содержание Cr, Ni, Co, Au и особено Cu и Ag. Сульфиды распределены крайне неравномерно. Доминирующее положение занимает вкрапленный тип с размером вкрапленников до 5 мм, реже встречаются шлировые обособления размером до 15×60 мм. Минеральный состав вкрапленников: пирит, пирротин и халькопирит. Шлировые обособления сульфидов имеют полиминеральный состав: кубанит, халькопирит и в резко подчиненных количествах – пентландит, макинавит, виоларит, бравоит, пирит. На участках с видимой вкрапленностью сульфидов содержание (%) Cu – 0,06–0,95, Ni – 0,02–0,26, Co – 0,002–0,016. В шлировых обособлениях сульфидов содержание (%) Cu – 4,49–26,70, Ni – 0,78–2,75, Co – 0,008–0,098, Ag – 14×10^{-4}–6×10^{-3}, Au – $6{,}4 \times 10^{-6}$–$3{,}7 \times 10^{-5}$.

Нижняя возрастная граница внедрения даек будьурхайского комплекса определяется тем, что они прорывают дайки кенгединского и токурского комплексов, а верхняя – временем формирования довендской коры выветривания по породам даек этого комплекса [149]. Данные радиологических (K-Ar) датировок – 1240 ± 12, 1246 ± 40, 1250 ± 37, 1290 ± 10 млн лет [150,

365] – указывают на внедрение даек этого комплекса в среднем рифее, до формирования осадков некюлээхской свиты.

Котуйканский комплекс кварцсодержащих долеритов и габбродолеритов ($\nu\beta RF_2kk$) пользуется наиболее широким развитием среди рифейских интрузий. Петротип представлен группой мелких секущих пластообразных тел, а также даек, прорывающих отложения нижнего и среднего рифея, в бассейнах верхних течений рек Фомич, Эриечка и Медвежья [17, 122]. Возрастное положение интрузий петротипа определяется тем, что они прорывают среднерифейские отложения некюлээхской свиты, радиологический (K-Ar) возраст которых установлен в 1054, 1103 млн лет [29], и перекрываются отложениями старореченской свиты, возраст которых определен в 624, 673 млн лет [35]. Радиологический (K-Ar) возраст долеритов из интрузий левобережья среднего течения р. Фомич – 912, 1085, 1135 млн лет [17]. Краевые части интрузий сложены мелко- и микрозернистыми долеритами, центральные – средне- и крупнозернистыми толеитовыми оливин- и кварцсодержащими долеритами и габбродолеритами. Характерны автометаморфические преобразования.

Интрузии этого комплекса занимают преобладающую по площади северную часть Анабарского щита, а также прорывают отложения нижнего и среднего рифея на северо-западном и северном склонах Анабарского свода, выполняя разломы Куонамско-Рассохинской зоны северо-восточного простирания (60–70°). В пределах выхода кристаллических пород фундамента интрузии комплекса представлены исключительно дайками, а на склонах Анабарского свода, в отложениях рифея – секущими хонолитоподобными телами мощностью 4–35 м и реже дайками. Дайки как в кристаллических породах щита, так и в отложениях рифея имеют преимущественно северо-восточное простирание, очень редко используют трещины субмеридионального направления. Они обычно прямолинейны, мощностью 20–50 м (единичные до 200 м) и протяженностью до 8–10 км. Падение даек субвертикальное, угол наклона – не менее 70–75°. В эндоконтакте интрузий (мощностью до 0,5–1 м) долериты тонкозернистые темно-серые, в зоне закалки почти черные скрытокристаллические, часто миндалекаменные. Центральные части даек обычно сложены средне- и крупнозернистыми долеритами темного зеленовато-серого цвета с характерными красными или розоватыми пятнами мезостазиса. В центральных частях отдельных относительно мощных даек выделяются шлиры (до 0,3–0,5 м) крупнозернистых габбродолеритов или долерит-пегматитов светлого зеленовато-серого, пятнами сиренево-красного цвета со спорадической вкрапленностью пирита с размером кристаллов до 1–2 мм. Контакты шлиров с вмещающими долеритами четкие, но не резкие. Характерны жилки аплитов мощностью до 1–10 см красновато-желтого цвета.

Основной объем как хонолитов, так и даек занимают средне-крупнозернистые оливин- и кварцсодержащие долериты с офитовой структурой в сочетании с толеитовой. В их минеральном составе около 50 % занимает плагиоклаз, представленный относительно свежими сдвойникованными лейстами андезин-лабрадора преобладающего размера 1,10–2,15 мм с неровными контурами. Часто по периферии лейст плагиоклаза отмечаются включения авгита и оливина. Нередко по трещинам вдоль двойниковых швов плагиоклаз

пропитан стекловатым интерстиционным материалом. Остальную часть объема долерита занимает толеитовый мезостазиз весьма разный по составу и структуре. В его составе около 10–15 % занимают короткопризматические слабоокрашенные трещиноватые кристаллы авгита размером 0,2–0,4 мм, не более 2–5 % – бесцветные трещиноватые кристаллы оливина и остальную часть мезостазиса занимает тальк-карбонатный или полевошпат-кварцевый агрегат. Тальк и карбонат местами слагают округлые сферолитовые миндалины размером до 0,2–0,3 мм. На отдельных участках тальк-карбонатный мезостазис включает субпараллельно расположенные длиннопризматические кристаллы ортопироксена средним размером 0,03 × 0,20 мм, густо усеянные пылевидным магнетитом. Местами последний в тальк-карбонатной массе образует скопления размером до 0,3–0,5 мм. Общее содержание рудного минерала составляет не менее 4–6 %, а содержание ортопироксена – не более 3–5 %. В полевошпат-кварцевом мезостазисе также присутствуют чешуйки красно-бурого биотита и игольчатые выделения апатита размером до 0,01 × 0,20 мм. На отдельных участках в интерстициях плагиоклаза встречаются хлорит и палагонит, образуя желто-коричневые почти изотропные аморфные агрегаты, замещающиеся тонкочешуйчатой слюдой. На их фоне выделяются тонкие шестоватые лейсты полевого шпата и местами зерна кварца размером до 0,2 мм. Пятнами проглядываются микрографические прорастания кварца и калиевого полевого шпата, усеянные пылью и тонкими ветвистыми игловидными выделениями окиснорудных минералов.

Габбродолериты с габбро-офитовой структурой, участками с толеитовой или пегматоидной, слагают шлиры в относительно мощных хонолитах и дайках. Это сравнительно крупнокристаллические породы, в минеральный состав которых входят (%) плагиоклаз – 30–35, авгит – 13–18, окиснорудные минералы и сульфиды – 6–9, кварц – 3–5, толеитовый мезостазис, представленный тальком, актинолитом, хлоритом, боулингитом, минералами группы смектитов, карбонатом, апатитом и др., – 35–40. Плагиоклаз преобладает в виде призматических лейст андезин-лабрадора размером до 0,7 × 1,2 мм. Единичные кристаллы достигают 2 мм по удлинению. Обычно лейсты плагиоклаза трещиноваты и с различной интенсивностью замещаются скаполитом, бесцветной слюдой, в отдельных кристаллах – минералами группы смектитов. Авгит представлен бесцветными призматическими изометричной формы кристаллами размером от десятых долей мм до 1,4 × 1,9 мм; обычно трещиноватый, нередко гранулированный, но без заметных следов замещения вторичными минералами. Относительно крупные кристаллы содержат единичные мелкие включения плагиоклаза и довольно частые – титаномагнетита. Около 3–5 % объема породы слагают тальк-хлоритовые псевдоморфозы по оливину преобладающего размера 0,5–0,6 мм. Реликтов оливина не сохранилось. Рудные минералы представлены спорадической вкрапленностью пластинчатых зерен титаномагнетита размером до 0,8–1,0 мм и агрегатными дендритовидными выделениями магнетита во вторичных минералах, достигающими 1,2–1,4 мм по удлинению. С ними также ассоциируют жилоподобные выделения сульфидов. Кварц и калиевые полевые шпаты выполняют интерстиции, слагая ксеноморфные зерна размером до 1 мм в агрегате смектитов. Иногда находятся в микрографических срастаниях, усеянных иглами и

пластинками апатита. В составе вторичных минералов, занимающих около ⅓ объема породы, преобладают тонкочешуйчатые, пластинчатые и сферолитовые тальк-хлоритовые агрегаты, усеянные рудной пылью. На фоне этого агрегата местами сохраняются желтовато-коричневые чешуйчатые, землистые, рыхлые или плотные массы сапонита, а также сноповидные и радиально-лучистые актинолит-тремолитовые выделения. Тальк-хлоритовый агрегат пятнами карбонатизирован, содержит мелкие чешуи биотита, мелкие зерна сфена и лейкоксена, а также вкрапленность окиснорудных минералов и сульфидов.

В краевых частях интрузий (хонолитов и даек) доминируют долериты среднезернистые с преобладающей пойкилоофитовой структурой. В их минеральный состав входят (%) плагиоклаз (35–40), авгит (32–37), амфибол (10–15), тальк-хлоритовый агрегат (8–12), титаномагнетит (6–8), присутствуют также биотит, апатит, сфен и сульфиды. Плагиоклаз представлен свежими лейстами основного лабрадора размером 0,12–0,60 мм, включенными в пойкилокристы почти бесцветного авгита размером 0,5–3,2 мм. Вдоль трещин спайности и в краевой части пойкилокристы замещаются бурым волокнистым уралитом, который в свою очередь замещается тремолит-хлоритовым агрегатом с выделением рудых минералов. На фоне тальк-хлоритового агрегата местами встречаются чешуи светло-коричневого магнезиального биотита. Окиснорудные минералы представлены титаномагнетитом, образующим пластинчатые выделения размером 0,1–0,5 мм и дендритовидные выделения, местами цементирующими силикатные минералы, образуя сидеронитовые структуры. Встречаются пирит-пирротиновые обособления размером до нескольких миллиметров.

В эндоконтакте даек и хонолитов долериты мелкозернистые, нередко миндалекаменные с микроофитовой, участками пегматоидной структурой. В минеральный состав породы входят (%) плагиоклаз (38–43), авгит (23–27), тальк, пренит, тремолит, хлорит, карбонат (25–30), рудные минералы (8–12). Плагиоклаз представлен шестоватыми лейстами, интерстиции которого сложены изометричными зернами почти бесцветного авгита. Участками авгит находится в пегматоидных срастаниях с плагиоклазом. На фоне тальк-хлоритового агрегата выделяются светло-коричневые чешуи биотита размером 0,03 × 0,1 мм и тонкая сыпь магненита. Миндалины обычно округлой формы размером 0,1–0,8 мм сложены карбонатом, тальком и нередко лучистым или сферолитовым пренитом с каймами магнетита. Встречаются дендритовидные выделения сульфидов, магнетит и титаномагнетит, слагающие спорадическую вкрапленность размером 0,02–0,10 мм. В краевых частях даек встречаются жилки аплитов и плагиоаплитов желтовато-красного цвета мощностью до 8–12 см.

Нижняя возрастная граница формирования интрузий котуйканского комплекса определяется тем, что на северо-западном и северном склонах Анабарского свода хонолиты и дайки этого комплекса приурочены главным образом к районам развития отложений ильинской и бурдурской свит нижнего рифея и местами прорывают отложения некюлээхской свиты среднего рифея. K-Ar датировки долеритов из хонолитов, прорывающх терригенные отложения нижнего рифея, полученные Л. В. Фирсовым в лаборатории геохроноло-

гии ИГиГ СО АН СССР, составили 1085, 1135 млн лет [17, 121]. В пробе 2032/1, отобранной из дайки, расположенной на правом берегу р. Котуйкан, в 1,3 км ниже устья р. Вюрбюр, Sm-Nd возраст долеритов по минеральной изохроне (Pl-Cpx-Am-WR) составил 1017 ± 30 млн лет.

Чиэресский комплекс кварцевых долеритов и кварцевых монцонит-порфиров ($q\beta$-$q\mu\pi RF_3\check{c}r$). Петротип находится в бассейне р. Чиэресс [36]. Детальное изучение петротипа проведено А. В. Округиным, О. В. Королевой и др. [179, 180, 287 и др.].

Дайки этого комплекса выполняют основную систему разрывных нарушений Анабаро-Немакит-Далдынской зоны разломов, слагая полосу северо-западного простирания (290°), шириной около 30–40 км и протяженностью более 200 км, прослеживающуюся как в кристаллических породах щита, так и в терригенно-карбонатных образованиях рифея северо-западных и восточных его склонов. Это – обычно весьма протяженные и прямолинейные тела. Они прорывают отложения лабазтахской и котуйканской свит в бассейне р. Кучугуй Старая, но наиболее широко развиты в бассейнах верхних течений рек Попигай и Хаптасыннах. В пределах Анабаро-Немакит-Далдынской зоны разломов дайки распределены неравномерно, но северо-западное простирание их в целом сохраняется. Мощность даек колеблется от 15 до 50–70 м, протяженность – до 50 км. Дайки двухфазные. Краевые части их (первая фаза) сложены миндалекаменными микродолеритами, кварцевыми долеритами с линзами и шлирами кварцевых габбродолеритов и кварцевых габбродиоритов, а центральные (вторая фаза) – кварцевыми монцонит-порфирами, кварцевыми монцодиоритами. Встречаются жилки аплитов.

Порфировые миндалекаменные микродолериты и тонкозернистые долериты являются характерными породами эндоконтактовых зон даек. Это – скрытокристаллического облика породы с отчетливо выраженной порфировой структурой и миндалекаменной текстурой, серого или зеленовато-серого цвета. Структура основной массы микродолеритовая, реже интерсертальная. Их минеральный состав (%) плагиоклаз – 50–55, калиевый полевой шпат – 10–15, характерны высокие концентрации рудных минералов (5–15) и интенсивные автометаморфические преобразования. Содержание миндалин может составлять до 15–20 % основной массы породы. Миндалины заполнены в разных соотношениях смектитами, опалом, халцедоном, кальцитом и калиевым полевым шпатом. Плагиоклаз представлен лейстами лабрадора, часто калишпатизированными или альбитизированными. Клинопироксен обычно замещен вторичными минералами и нередко на их фоне сохраняются лишь реликты размером до 0,1 мм. Рудные минералы чаще представлены ильменитом в форме игл, реже титаномагнетитом в форме пластинок и пылевидной вкрапленностью магнетита во вторичных минералах. Основная масса вторичных минералов представлена тонкоструктурным или сферолитовым агрегатом смектитов с участками хлорита и зеленой роговой обманки. Изредка встречаются лучистые агрегаты актинолита. Постоянно в состав основной массы также входит калиевый полевой шпат с частыми иглами ильменита и игольчатыми выделениями апатита.

Кварцевые долериты с линзами и шлирами кварцевых габбродолеритов и кварцевых габбродиоритов слагают основной объем краевых частей даек. Это

крупнозернистые породы с преобладающей офитовой структурой, для кварцевых габбродолеритов также характерна габбро-офитовая структура, а для кварцевых габбродиоритов – призматическизернистая. Вместе с тем они существенно различаются количественными соотношениями главных породообразующих минералов и интенсивностью автометаморфизма. В минеральный состав кварцевых долеритов входят (%) плагиоклаз (50–59), клинопироксен (7–16), кварц и микропегматит (7–12), рудные минералы (4–6) и вторичные (14–21). В составе кварцевых габбродолеритов содержание плагиоклаза не превышает 50 %, а клинопироксена достигает 21–30 %. В целом несколько ниже содержание кварца и микропегматита и выше – рудных минералов. Характерно постоянно высокое содержание апатита. Кварцевые габбродиориты отличаются более лейкократовым составом. Содержание плагиоклаза в них достигает 60–65 %, клинопироксена не превышает 9 %, ильменита и титаномагнетита – 2–4 % и вторичных минералов – до 19–22 %. Плагиоклаз представлен основным андезином или кислым лабрадором, образующими свежие лейсты средним размером 0,3 × 1,9 мм. В габбродолеритах они более широкотаблитчатые с неровными контурами, присутствуют зональные таблицы с изъеденными контурами размером до 1,5 × 2,5 мм, иногда с включениями призм и шестигранных пластинок апатита. Клинопироксен представлен железистым авгитом светло-кремового цвета. Он обычно находится в интерстициях плагиоклаза в скоплениях изометричных зерен, присутствуют также призматические кристаллы размером до 3 мм. По трещинам и по периферии замещается роговой обманкой, которая в свою очередь замещается актинолитом, хлоритом с чешуйками биотита. В габбродиоритах сохраняются лишь реликты авгита на фоне тонкоструктурного или сферолитового актинолит-хлоритового или смектитового агрегата. В габбродолеритах клинопироксен часто находится в срастании с рудными минералами. Все интерстиции плагиоклаза выполнены ксеноморфным кварцем с размером зерен до 1,8 мм и его микрографическими срастаниями с полевыми шпатами, густо усеянными крупными шестигранными таблицами и призматическими кристаллами апатита. Обычно кварц и микропегматит ассоциируют с тонкоструктурным или сферолитовым агрегатом смектитов, актинолит-хлорита с реликтами роговой обманки, чешуями биотита и рудной вкрапленностью. Рудные минералы представлены в основном пластинками ильменита со структурами распада титаномагнетита.

Кварцевые монцонит-порфиры и монцодиориты – массивные мелко- и среднезернистые порфировые породы серого или темного коричневато-серого цвета с микроаплитовой или микропойкилитовой структурой основной массы с частыми порами и пустотами. Стенки пустот выстланы хлоритом и карбонатом, часто поры выполнены кальцитом, халцедоном. Часть мелких пор выполнена карбонат-смектитовым агрегатом. Встречаются также включения интенсивно метаморфизованных габбродиоритов с нечеткими контурами. От 5–7 до 15–20 % объема породы занимают вкрапленники плагиоклаза, представленные разноориентированными лейстами основного андезина размером до 0,8 × 3,2 мм. Они часто калишпатизированы, имеют нечеткие и неровные контуры. Иногда по плагиоклазу развивается кальцит, тонкоструктурный агрегат смектитов или сферолитовый хлорит. Основная масса сложе-

на кварцем и калиевым полевым шпатом, находящимися в микроаплитовых или микропойкилитовых срастаниях. До 5–10 % основной массы занимают таблитчатые лейсты свежего санидина размером до 0,1 × 0,3 мм и до 15–20 % – призматические кристаллы роговой обманки размером 0,08 × 0,3 мм в агрегате хлорита. Довольно часто встречаются призматические кристаллы циркона и неправильных форм зерна рутила размером в сотые доли миллиметра. До 2–5 % основной массы занимают относительно крупные (до 0,5 мм) порфировидные выделения апатита и титаномагнетита.

Нижняя возрастная граница внедрения даек определяется тем, что в бассейне р. Чиэресс дайка прорывает отложения некюлээхской свиты среднего рифея. Радиологический (K-Ar) возраст кварцевых долеритов и кварцевых монцонит-порфиров, по многочисленным датировкам, колеблется в пределах 1201–902 млн лет [112, 180, 287]. Геологические данные и результаты многочисленных радиологических датировок позволяют заключить, что внедрение даек этого комплекса, вероятнее всего, происходило в позднем рифее (950 ± 50 млн лет), но до формирования осадков чурбукской свиты, поскольку даек этого комплекса в отложениях верхнего рифея не установлено.

Чопкинский комплекс кварцсодержащих долеритов ($\beta RF_3\check{c}p$). Интрузии этого комплекса выделяются по результатам работ групповой геологической съемки масштаба 1 : 200 000 [296]. В процессе этих работ в юго-западной части выхода кристаллических пород Анабарского щита, в бассейне верхнего течения р. Чопко, были закартированы многочисленные разноориентированные короткие дайки и мелкие неправильной формы секущие тела с апофизами и разветвлениями. Мощность даек не превышает первых десятков метров, протяженность – 2–3 км, мощность неправильной формы секущих интрузий составляет 20–25 м, в единичных случаях до 40–45 м с максимальной площадью до 35–40 км^2. Состав и строение интрузий изучались исключительно по элювиальным развалам.

Краевые части даек и неправильной формы секущих тел сложены тонко-мелкозернистыми долеритами, а центральные – средне-крупнозернистыми в основном кварцсодержащими долеритами, иногда со шлирами (до 0,3–0,5 м) крупнозернистых кварцевых и кварцсодержащих габбродолеритов и габбропегматитов, встречаются жилки аплитов мощностью 1–3 см.

Эндоконтактовая скрытокристаллическая зона интрузий мощностью 0,5–1,0 м довольно резко сменяется микродолеритами, которые в свою очередь сменяются мелко-среднезернистыми и крупнозернистыми долеритами. В эндоконтакте преобладающая структура долеритов интерсертальная, закономерно сменяющаяся долеритовой и офитовой с участками пойкилоофитовой. Для пород характерны интенсивные процессы автометаморфизма, постоянное присутствие кварца, калиевого полевого шпата и отсутствие оливина. Их минеральный состав (%): 40–55 плагиоклаз, 15–35 – авгит, 2–6 – кварц и микропегматит, до 2–3 калиевый полевой шпат, 5–12 рудные минералы и до 5–15 минералы, замещающие авгит и плагиоклаз (роговая обманка, актинолит, хлорит, эпидот и др.), постоянно присутствует апатит. Плагиоклаз представлен лейстами и призматическими кристаллами лабрадора ($an_{50–60}$), для эндоконтактов характерны шестоватые и игольчатые формы. Минерал обычно серицитизирован и участками хлоритизирован. Авгит слагает ксеноморфные

зерна, реже встречается в удлиненно-призматических кристаллах. По трещинам и по периферии авгит замещается волокнистой роговой обманкой, актинолитом и хлоритом с выделением пылевидных скоплений магнетита. Кварц слагает мелкие ксеноморфные зерна в интерстициях плагиоклаза или находится в микрографических срастаниях с калиевым полевом шпатом с включениями игольчатых выделений апатита. Рудные минералы представлены пластинчатыми кристаллами титаномагнетита, игольчатыми ильменита и тонкой пылевидной вкрапленностью магнетита во вторичных минералах.

Кварцевые габбродолериты и кварцевые габбро-пегматиты – крупнозернистые породы с габбро-офитовой, участками с габбровой и пегматитовой структурой. Минеральный состав пород (%) плагиоклаз – 35–50, клинопироксен – 17–22, хлорит-амфиболовый агрегат – 13–18, титаномагнетит – 7–12, кварц и микропегматит – 5–10, калиевый полевой шпат – 1–5, биотит – 0,5–1,0 и апатит до 1–2. Плагиоклаз представлен призматическими, часто зональными лейстами основного андезина или кислого лабрадора с простым двойникованием размером от 0,8 до 8,0 мм по удлинению. Авгит образует призматические кристаллы размером до 4 мм и сравнительно мелкие ксеноморфные выделения в пегматоидном мезостазисе. По периферии замещается светло-коричневой роговой обманкой, которая в свою очередь замещается сине-зеленым актинолит-хлоритовым агрегатом. Нередко крупные кристаллы авгита сдвойникованы, содержат включения плагиоклаза, титаномагнетита, апатита и биотита. Остальные минералы слагают главным образом пегматоидный мезостазис. Титаномагнетит преобладает в форме пластинчатых выделений обычно в срастании с яркоокрашенными чешуями биотита и хлорит-амфиболовым агрегатом. Хлорит-амфиболовый агрегат обладает тонковолокнистым строением и зеленовато-коричневой окраской. Калиевый полевой шпат, кварц и микропегматит выполняют совместно с апатитом и хлорит-амфиболовым агрегатом интерстиции плагиоклаза. Апатит присутствует как в шестигранных и призматических кристаллах, так и в форме шестоватых и игольчатых выделений.

Радиологический (K-Ar) возраст кварцсодержащих долеритов из четырех тел – 748 ± 35, 803 ± 40, 870 ± 45 и 883 ± 45 млн лет [296] – указывает на их формирование в позднем рифее. Аналогичные по морфологии, внутреннему строению и K-Ar датировкам интрузии ограниченно развиты в отложениях рифея вдоль всего западного склона Анабарского щита [17, 122].

ПОЗДНЕВЕНДСКИЙ МАГМАТИЗМ

На уровне современного эрозионного среза поздневендские интрузии долеритов вскрываются вдоль северо-западного склона Анабарского щита, в бассейнах правобережных притоков р. Котуй. На всех изданных геологических картах они картировались как раннетриасовые, пермо-триасовые или раннекембрийские и лишь Н. С. Маличем, в процессе редактирования Маймеча-Котуйской СЛ Госгеолкарты-200 (второе издание), на основании изучения состава и строения интрузий, развитых в бассейнах правых притоков р. Котуй, и полученных данных K-Ar датировок – 587–639 млн лет [393]

они были отнесены к образованиям вендского старореченского комплекса. Поскольку на восточном склоне Анабарского щита, в бассейне р. Старая, интрузии этого возраста не установлены и развиты лишь вдоль правобережья р. Котуй, нами принимается название комплекса по месту их нахождения как котуйский.

Котуйский комплекс долерит-габбродолеритовый ($\nu\beta V_2k$) развит в Маймеча-Котуйской СФЗ, где представлен силлами, полого- и крутосекущими пластообразными интрузиями и дайками, выполняющими Дегдинскую систему разломов. Интрузии этого комплекса прослеживаются от южных границ выхода отложений рифея до верхнего течения р. Эриечка на севере на расстояние около 200 км.

Типовая интрузия комплекса – Оревунская, расположенная в среднем течении р. Котуй, выше порогов Улахан-Уоран и Сергей-Норис-Уоран, залегает в карбонатных отложениях некюлээхской и чурбукской свит. Площадь интрузии – около 50 км^2, мощность – 65–75 м. По данным Е. В. Тугановой [393], состав интрузии меняется от оливинсодержащих в нижней части разреза до кварцсодержащих долеритов со шлирами и линзами кварцевых габбродолеритов и долерит-пегматитов в ее верхней части. Присутствуют тонкие жилки аплитов и плагиоаплитов. В приконтактовой части интрузии встречаются ксенолиты мраморизованных карбонатных пород. Мощность экзоконтактово-мраморизованных пород составляет 5–10 м.

В пределах Маймеча-Котуйской СФЗ интрузии этого комплекса представлены главным образом пологосекущими пластовыми телами площадью до нескольких десятков и первых сотен км^2 и мощностью до нескольких десятков метров. Они вскрываются в отложениях рифея и лишь единичные залегают в межформационной плоскости отложений чурбукской свиты верхнего рифея и старореченской свиты венда. Многие интрузии, как и вмещающие их отложения, разбиты большим количеством разрывных нарушений со смещением. Дайки этого комплекса развиты ограниченно, располагаются чаще всего группами и подчинены в основном северо-северо-восточному простиранию. Мощность даек в большинстве случаев колеблется от нескольких метров до 10–15 м при протяженности до 15–20 км, но наряду с ними изредка встречаются тела мощностью до 70–80 м. Падение даек вертикальное или близкое к нему. Экзоконтактовые изменения проявились в мраморизации карбонатных пород до 20–30 м и в ороговиковании песчаников до 1–3 м. Сложены интрузии (дайки, силлы и пологосекущие пластообразные тела) в эндоконтакте микродолеритами, мелко- и среднезернистыми оливин- и кварцсодержащими долеритами с преобладающей долеритовой и пойкилоофитовой структурой в сочетании с офитовой. В минеральном составе (%) обычно преобладает плагиоклаз (45–55), до 20–35 занимает авгит, не более 5–7 – оливин, около 2–5 – окиснорудные минералы, до 1–3 – кварц, иногда в графических срастаниях с полевыми шпатами, а остальную часть породы занимают вторичные продукты замещения авгита и плагиоклаза. Центральные части наиболее крупных интрузий обычно сложены крупнозернитыми кварцевыми габбродолеритами и долерит-пегматитами с габбро-офитовой и пегматоидной структурами. В их минеральный состав обычно входят (%) плагиоклаз (32–37), авгит (13–18), окиснорудные минералы и сульфиды (6–9),

кварц (3–5) и мезостазис, представленный тальком, актинолитом, хлоритом, боулингитом, микрографическими срастаниями кварца и полевых шпатов, усеянных иглами и пластинками апатита, минералами группы смектитов, карбонатом. Изредка присутствуют биотит, тремолит, сфен и лейкоксен. Постоянно встречаются жилки плагиоаплитов и аплитов. В базальном горизонте пластообразных интрузий часто присутствуют ксенолиты вмещающих пород размером до 10–20 м в длину и до 2–5 м в поперечнике.

Наиболее детально изученной является пластообразная Батагайская интрузия, залегающая на междуречье Мал. Батагая, Батагая и Бурукунгды в кварцевых песчаниках ильинской и бурдурской свит нижнего рифея [296]. Интрузия вытянута в меридиональном направлении более чем на 20 км при ширине от 0,8–1,0 до 5–6 км, мощность меняется от 20–25 до 45–50 м. Нижняя часть интрузии сложена мелко-среднезернистыми, иногда оливинсодержащими долеритами с преобладающей долеритовой структурой, центральная – средне-крупнозернистыми кварцсодержащими долеритами и габбродолеритами со шлирами и линзами долерит-пегматитов и габбродолеритов с пойкилоофитовой, офитовой, габбро-офитовой и пегматитовой структурами. Верхняя – преимущественно среднезернистыми кварцсодержащими долеритами с офитовой структурой. В верхней части интрузии встречаются жилки плагиоаплитов мощностью 0,2–5,0 см. В развалах глыб встречены гранофиры. Проявлены процессы автометаморфизма с образованием актинолита, хлорита, талька, кальцита и др. Вмещающие песчаники мощностью до 1–2 м окварцованы или ороговикованы. Подошва интрузии брекчирована, характерны ксенолиты вмещающих пород размером до 2–5 м. Радиологический (K-Ar) возраст кварцсодержащего габбродолерита – 587 ± 30 млн лет, пегматоидного долерита – 639 ± 30 млн лет [296]. В пробе 1066/1, отобранной из порфирового мелко-среднезернистого оливин-биотитового долерита из дайки субмеридионального простирания котуйского комплекса, Sm-Nd возраст по минеральной изохроне (Pl-Ol-Cpx-WR) составляет 556 ± 28 млн лет.

Наблюдаемые интрузивные контакты отдельных тел этого комплекса с отложениями старореченской свиты, а также вышеприведенные K-Ar датировки долеритов Батагайской интрузии, дают основание полагать, что интрузии котуйского комплекса, вероятнее всего, формировались в позднем венде.

ТРИАСОВЫЙ МАГМАТИЗМ

Триасовый магматизм характеризуется проявлением базальтового и разнообразного по составу и форме проявления интрузивного магматизма. В пределах площади листа в этом возрастном интервале выделяются многочисленные интрузивные комплексы, представленные широким спектром нормальнощелочных, умереннощелочных и щелочных пород от основного и ультраосновного до кислого составов. Возрастное положение комплексов установлено по соотношению интрузий, соотношению их с вмещающими породами и на основании многочисленных радиологических датировок. Многие из выделенных ранее интрузивных комплексов в процессе проведения полевых исследований не получили подтверждения или объединены с други-

ми, близкими по составу комплексами. В целом на площади листа развиты раннетриасовые интрузии катангского долеритового комплекса, оленёк-велингнинского комплекса габбродолеритов и такситовых долеритов, авамского и эбехаинского трахидолеритовых комплексов, среднетриасового харамайского и позднетриасового далбыхского кимберлитовых комплексов, а также многофазного средне-позднетриасового маймеча-котуйского ийолит-карбонатитового комплекса.

Согласно принятому структурно-формационному районированию, в пределах листа выделяются Маймеча-Котуйская, Попигай-Куонамская и Мойеро-Оленёкская СФЗ. В Маймеча-Котуйской СФЗ сконцентрированы все интрузивные комплексы, развитые в пределах площади листа R-48, за исключением харамайского кимберлитового комплекса, развитого в Мойеро-Оленёкской СФЗ, в которой также широко развиты интрузии оленёк-велингниского комплекса габбродолеритов и такситовых долеритов. В Попигай-Куонамской СФЗ установлены лишь интрузии эбехаинского трахидолеритового комплекса.

Катангский долеритовый комплекс ($\beta T_1 kt$) выделен М. Л. Лурье, В. Л. Масайтисом и Л. А. Полуниной [135]. Петротип находится в бассейне р. Катанга. Комплекс включает недифференцированные и слабодифференцированные интрузии нормальнощелочных долеритов, составляющих преобладающую массу раннетриасовых интрузий основного состава на всей площади Сибирской платформы. Преобладающей формой залегания интрузий являются силлы и пологосекущие тела, значительно меньшим развитием пользуются лакколиты, дайки, штокообразные тела и т. п. Мощность силлов и пластообразных тел колеблется от 3–5 до 60–80 м, единичных – до 300–350 м. Мощность даек обычно не превышает нескольких десятков метров, протяженность – нескольких десятков километров. Наиболее мощные интрузии приурочены к межформационной плоскости карбонатных отложений нижнего–среднего палеозоя и терригенных карбона и перми. Сложены они в основном оливиновыми и безоливиновыми долеритами, в эндоконтактах – микродолеритами. В отдельных относительно мощных интрузиях встречаются шлиры и гнезда габбродолеритов, троктодолеритов и пегматоидных габбродолеритов. Мощность зоны экзоконтактово-измененных пород – 0,2–0,5 м, редко до 1,5–2,0 м. Их формирование связано главным образом с уникальным по объемам проявлением раннемезозойского базальтового и сопровождающего его интрузивного основного магматизма Тунгусской синеклизы.

На площади листа интрузии этого комплекса развиты преимущественно в северо-западной части Маймеча-Котуйской СФЗ, где представлены силлами и пологосекущими пластовыми интрузиями мощностью от 5–10 до 50–80 м. Наиболее мощные силлы и пологосекущие интрузии приурочены к межформационной плоскости карбонатных пород кембрия и терригенных карбона и перми, где их мощность на отдельных участках может достигать 90–100 м. Весьма характерны дайки мощностью до нескольких десятков и сотен метров, прослеживающиеся на десятки километров. Дайки частично или полностью залечивают протяженные разломы, по которым участками отмечаются смещения от нескольких метров до нескольких сот метров. Разломы сгруппированы в Маймеча-Котуйскую зону, которая охватывает полосу северо-

восточного простирания (45–65°) шириной до 35–40 км и протяженностью до 160–180 км.

Сложены интрузии среднезернистыми оливиновыми и безоливиновыми долеритами с преобладающей пойкилоофитовой структурой, в эндоконтакте – микродолеритами. В отдельных относительно мощных интрузиях появляются шлиры и линзы троктодолеритов, габбродолеритов и пегматоидных габбродолеритов.

Оливиновые и безоливиновые долериты являются преобладающими породами комплекса. В их составе около 57–66 % занимает плагиоклаз, не более 25–36 % – авгит и до 3–6 % – оливин. Содержание рудных минералов обычно не превышает 1–3 % и до 5–7 % могут занимать вторичные продукты, представленные иддингситом, тальком, хлоритом, иногда присутствует кварц. Плагиоклаз представлен в основном лейстами лабрадора средним размером 0,15 × 0,4 мм, авгит преобладает в форме пойкилокристов размером до 3–5 мм. Оливин, представленный железистым гиалосидеритом, сохраняется чаще в виде реликтов на фоне иддингсита, который часто замещается тальк-хлоритовым агрегатом с выделением магнетита.

Троктодолериты – мелко-среднезернистые породы с таксито-офитовой структурой, участками с гломеропорфировой и пойкилоофитовой. Их минеральный состав характеризуется сравнительно высоким содержанием плагиоклаза (45–65 %) и оливина (13–19 %) и относительно низким – авгита (15–25 %), рудных минералов (до 2–3 %), а также присутствием иддингсита, талька, хлорита (до 3–5 %).

Габбродолериты обладают габбро-офитовой структурой. В их минеральный состав входят плагиоклаз – 45–55 %, авгит – 15–45 %, кварц – 0–5 %, рудные минералы – 2–6 %, до 5–6 % занимают хлорит, актинолит, кальцит, сфен, эпидот. Плагиоклаз обычно представлен лейстами кислого лабрадора или основного андезина, интерстиции которых выполнены авгитом. В составе рудных минералов доминирует титаномагнетит, реже присутствует ильменит.

Пегматоидные габбродолериты – крупнозернистые породы темного зеленовато-серого цвета с пегматитовой структурой. В их состав в переменных количествах входят олигоклаз-андезин, часто в пегматитовых срастаниях с авгитом, постоянно присутствует кварц, находящийся в графических срастаниях с альбитом или калиевым полевым шпатом, характерны также высокие содержания рудных минералов и апатита.

Эндоконтактовые микродолериты, тонко- и мелкозернистые долериты обладают микродолеритовой, микроофитовой и долеритовой структурой. Непосредственно в эндоконтактовой части проявлен сравнительно интенсивный автометаморфизм. Сложены они лейстами плагиоклаза (46–52 %), почти бесцветным авгитом (28–35 %), волокнисто-пластинчатым хлоритом, развитым по авгиту (до 15–17 %), и титаномагнетитом (5–6 %). Преобладающий размер породообразующих минералов – 0,05–0,40 мм.

Раннетриасовый возраст интрузий комплекса определяется тем, что они интрудируют терригенные породы перми, перекрываются туфогенными образованиями правобоярской свиты. Раннетриасовый возраст также условно

подтверждается изотопными (K-Ar) датировками: 292 ± 3, 261 ± 9, 256 ± 20, 253 млн лет [181].

Оленёк-велингнинский комплекс габбродолеритов и такситовых долеритов ($\nu\beta$-$\omega\beta T_1 ov$). Петротип – интрузия Велингна [155], расположенная на водоразделе среднего течения р. Велингна и истоков р. Мойерокан. Общая протяженность интрузии с юго-востока на северо-запад составляет 11–13 км, ширина – 4–6 км, мощность – 130–155 м. Обнаженная площадь интрузии 24–27 км^2. Вмещающие интрузию карбонатные породы силура на контакте мраморизованы или превращены в монтичеллитовые, пироксен-монтичеллитовые и реже гроссуляр-диопсидовые скарны, а глинистые породы – в различные по составу роговики. Мощность зоны экзоконтактово-измененных пород колеблется от 1–2 до 25–30 м. В составе интрузии (снизу вверх) выделяются такситовые долериты, оливинсодержащие долериты, габбродолериты и трахитоидные габбродиориты. В нижней части разреза такситовых долеритов присутствует вкрапленное сульфидное оруденение, представленное пирротином, кубанитом, халькопиритом и пентландитом. Содержание в штуфных пробах составляет (%): никеля – 0,04–0,12, кобальта – 0,006–0,012 и меди 0,1–0,66. Непосредственно в сульфидных обособлениях содержание (%) никеля – 1,5–2,75, кобальта – 0,1–0,17, меди – 6–19. По данным спектрального анализа, сульфиды содержат тысячные доли процента золота, серебра и платины [156].

Интрузии этого комплекса трассируют тектонические структуры Вилюйско-Котуйской зоны глубинных разломов, слагая полосу северо-западного простирания (290–320°) шириной до 100–150 км и протяженностью около 500 км, от бассейна верхнего течения р. Котуй на северо-западе до Вилюйской синеклизы на юго-востоке. Среди интрузий этого комплекса выделяются расслоенные лополитообразные и пластообразные тела, залегающие преимущественно в межформационной плоскости карбонатных пород силура и девона и терригенных – карбона и перми, а также полукольцевые, конические и неправильно секущие интрузии, кольцевые и линейные дайки. Особо выделяется Оленёкская дайка. Она представляет собой систему крутопадающих прямолинейных кулисообразных тел мощностью 10–30 м, протягивающуюся на 500 км от р. Оленёк на юго-востоке до р. Котуй на северо-западе. Вмещающие породы на контакте с интрузиями этого комплекса превращены в мраморы, скарны и роговики.

В пределах исследуемой площади интрузии этого комплекса развиты в Мойеро-Оленёкской и Маймеча-Котуйской СФЗ, прорывая кристаллические породы юго-восточной части Анабарского щита, а также отложения рифея, венда и кембрия. К югу от Анабарского щита, в бассейнах р. Котуй и нижнего течения р. Мойеро, они вскрываваются фрагментарно в пределах отдельных возвышенностей среди четвертичных образований. В кристаллических породах Анабарского щита они представлены дайками, в отложениях кембрия и венда – пластообразными, неправильно секущими и кольцевыми телами и дайками. Мощность интрузий – 30–140 м. Сложены интрузии главным образом оливиновыми и биотит-оливиновыми долеритами, троктодолеритами и габбродолеритами со шлирами пегматоидных габбродолеритов, изредка встречаются плагиоклазовые пироксениты. Оленёкская дайка сложена

мелко- и среднезернистыми оливиновыми долеритами с микродолеритами в зоне эндоконтакта. Характерны экзоконтактовые гроссуляр-монтичеллит-мелилитовые скарны, иногда со шпинелью и форстеритом.

Оливиновые, биотит-оливиновые долериты, троктодолериты и габбродолериты – средне- и крупнозернистые породы с офитовой, пойкилоофитовой, таксито-офитовой и реже габбро-офитовой структурой. В их минеральный состав входят (%) плагиоклаз (40–55), авгит (20–45), оливин (5–18), биотит (0–4), рудные минералы (1–6), встречается гиперстен и до 18 составляют минералы автометаморфизма – тальк, хлорит, роговая обманка, актинолит, иддингсит, боулингит и др. Плагиоклаз представлен свежими лейстами и реже зональными призмами лабрадор-битовнита, авгит преобладает в форме пойкилокристов, призматических и ксеноморфных кристаллов. В габбродолеритах по периферии замещается роговой обманкой, актинолитом и хлоритом с выделением магнетита. Оливин кристаллизуется в основном в виде мелких изометричных зерен гиалосидерита, собранных в гломеропорфировые скопления, в габбродолеритах преобладает в форме пойкилокристов гортонолита. С различной интенсивностью, вплоть до полных псевдоморфоз, замещается иддингситом, боулингитом, тальком с выделением магнетита. Гиперстен встречается редко и лишь в виде реакционного замещения авгита с характерным «микропертитовым» строением. Биотит образует обособленные чешуйки в срастании с титаномагнетитом или мелкие чешуйчатые агрегаты в ассоциации с тальк-хлоритовым агрегатом. В составе рудных минералов преобладают пластинчатые выделения титаномагнетита, тонкая вкрапленность магнетита и сульфидов во вторичных минералах. Сульфиды также присутствуют и в виде коротких жил и прожилков.

Пегматоидные габбродолериты – крупнозернистые породы темного зеленовато-серого цвета с пегматитовой или пегматофировой структурой, в состав которых в переменных количествах входит плагиоклаз (38–52 %), представленный олигоклаз-андезином в форме лейст размером 1,2 × 4,8 мм. Часто находится в пегматитовых срастаниях с авгитом, содержание которого обычно не превышает 18–22 %. Постоянно в состав породы входит кварц (до 8 %) в виде обособленных ксеноморфных выделений или в графических срастаниях с полевыми шпатами. Характерны высокие (до 7 %) содержания рудных минералов в пегматоидных срастаниях с авгитом, а также апатита (1–3 %). До 20 % занимают минералы автометаморфизма, представленные роговой обманкой, актинолитом, хлоритом, заполняющие прожутки между плагиоклазом и авгитом.

Эндоконтактовые микродолериты – породы с порфировой структурой и микродолеритовой структурой основной массы. Порфировые вкрапленники представлены призматическими лейстами плагиоклаза (лабрадор-битовнита) и оливина состава магнезиального гиалосидерита. В основной массе преобладают плагиоклаз (30–55 %) в форме узких лейст лабрадора, часто карбонатизированный и соссюритизированный, и ксеноморфный авгит (25–45 %), подверженный замещению волокнистой роговой обманкой, актинолитом и хлоритом. Характерно высокое (до 20 %) содержание минералов автометаморфизма, представленных хлоритом, тальком, актинолитом, встречается биотит,

а также рудные минералы (до 8–12 %), представленные титаномагнетитом, магнетитом и сульфидами.

Нижняя возрастная граница формирования интрузий этого комплекса определяется тем, что часть интрузий в петротипическом районе залегает в межформационной плоскости перми и триаса [186]. Данные радиологических (K-Ar) датировок долеритов Оленёкской дайки – 203 ± 12, 237 ± 5, 242 ± 5, 245 ± 12 млн лет и Кюэнелекянской интрузии – 242 ± 5 млн лет [181, 184, 365] дают основание полагать, что формирование интрузий комплекса происходило в раннем триасе, вероятно, после формирования интрузий катангского комплекса.

Авамский трахидолеритовый комплекс ($\tau\beta T_1 av$) выделен В. А. Люлько в 1975 г. [32]. Интрузии этого комплекса сконцентрированы в северо-западной части Маймеча-Котуйской СФЗ, где в виде дайкообразных тел, штоков, сложной морфологии секущих тел прорывают весь разрез базальтов и туфов правобоярской свиты. Протяженность даек – от 1–2 до 10 км, мощность секущих интрузий сложной морфологии не превышает первых десятков метров, площадь, за редкими исключениями, не превышает 6 км^2. Большинство пород, слагающих интрузии этого комплекса, в значительной степени автометаморфизованы, темного зеленовато-серого цвета.

Центральные части интрузий сложены титанавгитовыми долеритовыми порфиритами с порфировыми выделениями титанавгита со шлирами трахидолеритов. Иногда трахидолериты слагают всю центральную часть интрузий. В центральных частях относительно мощных тел присутствуют порфировые трахиандезиты, монцонит-порфиры. В эндоконтакте интрузии комплекса представлены порфировыми или сериально-порфировыми микродолеритами с интерсертальной или микродолеритовой структурой основной массы с порфировыми выделениями лабрадора. Встречаются жилки аплитов.

Трахидолериты, трахиандезиты и монцонит-порфиры, слагающие центральные части относительно мощных тел, – бескварцевые порфировые породы, в которых порфировые вкрапленники представлены основным андезином, роговой обманкой, биотитом, титанавгитом, иногда эгирин-авгитом. В основной массе доминируют плагиоклаз и калиевый полевой шпат с подчиненным количеством роговой обманки, титанавгита, магнетита, иногда нефелина и эгирина. В составе основной массы (до 10 %) могут также присутствовать анальцим, сфен, апатит и биотит.

В минеральном составе пород эндоконтакта основной объем занимают андезин, титанистый авгит, щелочной полевой шпат (санидин или анортоклаз), в незначительных количествах присутствуют эгирин-авгит, фельдшпатоиды, а также базальтическая роговая обманка, оливин, сфен и др. Присутствуют также апатит, ортоклаз, анальцим и биотит.

По химическому составу породы комплекса отличаются повышенным содержанием железа, титана и фосфора и более низким – глинозема и магния и имеют некоторое сходство с отдельными дифференциатами эбехаинского комплекса. Интрузии этого комплекса изучены недостотачно. По имеющимся в настоящее время сведениям об их петрографических особенностях, минеральном составе и возрастном положении, они могут быть сопоставлены с трахидолеритами эбехаинского комплекса.

Возрастное положение комплекса определяется тем, что интрузии трахидолеритов в пределах исследуемой территории прорывают туфы и покровы базальтов правобоярской свиты нижнего триаса. Имеющиеся радиологические (K-Ar) датировки – 250 и 245 млн лет [35] указывают на их формирование в раннем триасе.

Эбехаинский трахидолеритовый комплекс ($\tau\beta T_1 eb$) выделен А. А. Рябченко [36, 382]. Петротипом являются дайки северо-западного простирания мощностью от 3–4 до 50–60 м и протяженностью до 20–25 км, а также штокообразные тела до 2–3 км в поперечнике (гора Эбе-Хая), расположенные в бассейне р. Анабар, между устьями рек Удя и Кычкин. Они локализуются в полосе северо-западного простирания (280–290°) шириной около 20 км. Сложены штоки и дайки порфировыми трахидолеритами с линзами и шлирами монцонит-порфиров и тешенитов.

Образования комплекса также исследовались в процессе поисково-съемочных и тематических работ. По материалам М. Д. Томшина с соавторами [259], а также А. И. Шахотько с соавторами [403] и А. А. Тимофеева с соавторами [389], пояс даек эбехаинского комплекса прослеживается от бассейна р. Удя на востоке до верховьев р. Нижняя (правый приток р. Хатанга) на западе на расстояние более 400 км при ширине около 20 км. В структурном отношении дайковый пояс приурочен к северному склону Анабаро-Оленёкской антеклизы, трассируя Анабаро-Хатангскую зону глубинных разломов, прослеживающуюся в северо-западном направлении (280–290°). В центральной части пояса дайки комплекса перекрываются коптогенными образованиями Попигайского метеоритного кратера. Интрузивы эбехаинского комплекса прорывают в основном карбонатные отложения кембрия и рифея и лишь на восточном фланге они внедряются в терригенные образования перми.

В Маймеча-Котуйской и Попигай-Куонамской СФЗ образования эбехаинского комплекса слагают полосу шириной более 25 км северо-западного простирания (280–290°) протяженностью около 80–90 км, где представлены субпараллельно и кулисообразно расположенными дайками мощностью 5–50 м, редко до 100–150 м и протяженностью до 15–20 км, залегающими в отложениях кембрия и рифея. Дайки линейные крутопадающие и сложены главным образом порфировыми трахидолеритами со шлирами и линзами монцонит-порфиров и редкими жилками плагиоаплитов [35, 91, 118]. В бассейне р. Фомич Л. И. Шахотько [403] в составе даек выделяет щелочные пикриты, щелочные сиениты и тешениты, без указания их содержания и форм залегания. Наряду с дайками также встречаются штокообразные тела до 1–2 км в поперечнике.

Порфировые трахидолериты представляют собой зеленовато-серые тонко-мелкозернистые породы с порфировыми вкрапленниками титанавгита, реже плагиоклаза и апатита с микролитовой и пилотакситовой основной массой. Титанавгит, составляющий основную массу порфировых вкрапленников, отчетливо зонален, розовато-коричневого цвета. По контуру кристаллов развивается цепочка мельчайших зерен окиснорудных минералов. Плагиоклаз в порфировых вкрапленниках представлен главным образом лабрадором, в основной массе преимущественно андезином. Базис трахидолеритов выполня-

ют калиевый полевой шпат, характерно обилие биотита и апатита, постоянно присутствуют кальцит, роговая обманка и сфен. Встречаются хлоритовые и кальцитовые миндалекаменные разности.

Монцонит-порфиры – мелкозернистые зеленовато-серые породы с пилотакситовой основной массой. Порфировые вкрапленники представлены таблицами и призматическими кристаллами лабрадор-андезина, роговой обманки, титанавгита и апатита и ксеноморфными зернами ильменита. Порфировые вкрапленники титанавгита замещаются амфиболом, биотитом, хлоритом и гидроксидами железа. Роговая обманка по составу отвечает паргаситу. Основную массу породы слагают щелочные полевые шпаты, биотит, ильменит, апатит. В петрохимическом отношении порфировые трахидолериты недосыщены SiO_2, Al_2O_3, MgO, CaO и чрезвычайно богаты TiO_2, P_2O_5 и щелочами, в монцонит-порфирах резко возрастает содержание SiO_2, Al_2O_3 и заметно снижается TiO_2, $\sum FeO$ и особенно MgO и CaO. Характерны также повышенные концентрации Ba, Sr, Zn, Pb.

Вероятно, формирование интрузий комплекса приурочено к границе раннего и среднего триаса. На северо-восточном склоне Анабаро-Оленёкской антеклизы они прорывают раннетриасовые интрузии молодинского комплекса и нижнетриасовые образования молодинской толщи и трансгрессивно перекрываются отложениями нижней юры. Данные K-Ar датировок, выполненных в лаборатории ЯИГН СО РАН [259], охватывают интервал от карбона (325 млн лет) до мела (121 млн лет). Широкий разброс в значениях радиологического возраста, видимо, связан с нарушением изначального баланса изотопов калия и аргона в ходе дифференциации первичного расплава или в процессе постмагматических изменений [259]. Не исключено также влияние на K-Ar соотношения ударных и термальных воздействий, связанных с образованием Попигайского метеоритного кратера.

Харамайский кимберлитовый комплекс ($\iota T_2 hr$) развит в Мойеро-Оленёкской СФЗ, в юго-западном Прианабарье, на водоразделе рек Котуй и Мойеро. Первые находки кимберлитов в пределах Харамайского поля сделаны в 1979 г. Л. И. Шахотько с соавторами [402] при проведении аэрофотогеологического картирования масштаба 1 : 1 000 000. Ими обнаружены дайки кимберлитов на возвышенности Харамай, в междуречье Котуй–Мойеро. В. Г. Черенковым с соавторами [398] при проведении в этот же период ГГС-200 было выявлено еще несколько даек и трубок. В дальнейшем этим же коллективом была проведена здесь групповая геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 [399]. Одновременно, с 1981 г., поисковые работы на алмазы проводились поисковой партией Полярной экспедиции, которая выполняла основной объем геофизических, буровых и опробовательских работ [400]. В результате этих исследований, включая тематические, на площади 70 × 20 км субширотного направления было выявлено 165 трубок и даек [266] различных размеров и морфологии, залегающих в средне- и нижнекембрийских карбонатных отложениях, инъецированных дайками и сложносекущими интрузиями долеритов оленёк-велингнинского комплекса.

В пределах кимберлитового поля трубки и дайки распространены неравномерно. На трех обособленных участках (Харамайском, Эвенкийском и Арылахском) сосредоточено почти 80 % всех выявленных тел, остальные

встречаются на площади поля отдельными малочисленными группами или в виде одиночных тел. Кимберлитовые тела, как в пределах участков их концентраций, так и вне их, чаще всего образуют группы из 2–5 сближенных тел. Вмещающие карбонатные породы на контакте с кимберлитовыми трубками и дайками сильно трещиноваты, участками брекчированы, а в экзоконтакте мощностью до 0,2–0,3 м мраморизованы и ожелезнены.

Бóльшая часть трубок на уровне эрозионного среза имеет в плане округлую или слабоудлиненную форму, реже отмечаются трубки неправильной формы. Размеры трубок колеблются от 3 × 3,5 м до 80 × 180 м, единичные – до 500 м по длинной оси. Основная часть трубок (70 %) имеет площадь 0,05–1,0 га, максимальная – 5 га. Наиболее крупные трубки располагаются по периферии поля. Отмечено несоответствие контуров трубки и магнитных аномалий; в ряде случаев скважины, заданные в эпицентре аномалии, входили во вмещающие породы. Это указывает на то, что для трубок характерно уменьшение площади поперечного сечения с глубиной. Наиболее выдержаны на глубину трубки округлой в плане формы, трубки неправильной формы с глубиной резко уменьшаются в размерах и, возможно, распадаются на самостоятельные тела. Большинство трубок вскрыто лишь 1–2 скважинами, что недостаточно для определения их морфологии. В некоторых трубках скважинами вскрыты «апофизы» кимберлитов мощностью до 10 м, отходящие от трубок, по данным магнитной съемки, на расстояние до 50 м, вероятно, являющиеся подводящими каналами. Нередко брекчии кимберлитовых трубок прорваны дайками кимберлитов [398].

Дайки, как правило, образуют локальные ассоциации, включающие от 3–5 до 20 и более тел. Они располагаются с интервалами от 3 до 150 м друг от друга. Всего зафиксировано 77 даек [266], в том числе в Харамайской и Эвенкийской зонах почти 60 тел. Большинство даек закартировано по результатам дешифрирования аэрофотоснимков. По данным наземной магнитной съемки, мощность даек меняется от 0,1–0,2 до 2,5 м, протяженность – от 0,3 до 1,2 км. Дайки, а также кимберлитовые трубки удлиненной формы, ориентированы в северо-западном направлении (290–320°), согласно с общим простиранием Вилюйско-Котуйской зоны разломов.

Среди кимберлитовых пород, слагающих дайки и трубки Харамайского кимберлитового поля, выделяются кимберлиты и кимберлитовые брекчии. Среди кимберлитов по петрографическому составу выделяются массивные бесслюдистые (базальтоидные), слюдистые и слюдяные. Дайки обычно сложены одной из разновидностей кимберлитов, трубки – кимберлитовыми брекчиями нередко с несколькими разновидностями кимберлитов. В шлировых обособлениях или жилах в кимберлитовых брекчиях также могут присутствовать слюдистые монтичеллитсодержащие, слюдистые пироксенсодержащие и слюдяные пироксеновые кимберлиты.

Наиболее распространенная группа даек сложена обычно массивными кимберлитами с крупнопорфировой структурой, содержащими вкрапленники оливина (до 40 %) и флогопита (до 10 %). Акцессорные минералы – пироп, пикроильменит, хромдиопсид, хромшпинелиды – погружены в скрыто- или мелкозернистую карбонат-серпентиновую основную массу. Вторая группа даек сложена слюдистыми средне- или крупнопорфировыми кимберлитами с

незначительным содержанием индикаторных минералов. Порфировые вкрапленники оливина составляют до 20 %, флогопит (10–30 %) присутствует как в виде порфировых вкрапленников, так и в основной массе, которая представляет собой мелкозернистый карбонат-серпентиновый агрегат с флогопитом, рудными минералами и апатитом. Изредка присутствуют монтичеллит- и пироксенсодержащие разности слюдистого кимберлита. Третья группа даек представлена лишь единичными телами, сложенными слюдяными (до 50 %) кимберлитами. Порода мелкопорфировая, содержание оливина не превышает 20 % и до 20 % занимают магнетит, апатит и перовскит.

В составе кимберлитовых трубок среди кимберлитовых брекчий выделяются мелкообломочные, крупнообломочные и глыбовые с размером обломков (ксенолитов) до нескольких десятков метров. Количество обломков (ксенолитов) в брекчиях колеблется в широких пределах, но чаще всего составляет 30–40 %. Основной объем из них занимают ксенолиты вмещающих карбонатных пород и долеритов и лишь 10 % – глубинных пород, представленных гранатовыми и хромшпинелевыми гарцбургитами, дунитами, лерцолитами, вебстеритами, магнезиальными и магнезиально-железистыми эклогитами; изредка встречаются пироповые дуниты с кнорингитовым компонентом и хромсодержащим оливином, хромшпинелевые гарцбургиты и др. Присутствуют ксенолиты метаморфических пород, представленные гиперстеновыми и двупроксеновыми плагиогнейсами, двупироксеновыми кристаллическими сланцами и биотит-гранат-гиперстеновыми плагиогнейсами.

В кимберлитовых брекчиях в виде блоков, шлировых обособлений или жил присутствуют все разновидности кимберлитов. Структура кимберлитов – порфировая с лепидомикрозернистой и литокристаллокластической основной массой. Минеральный состав (%): оливин (до 80), флогопит (до 20, редко до 50), пикроильменит (1–2, изредка до 5), хромшпинелиды (1–3). Вторичные минералы представлены кальцитом, серпентином и в зонах окисления гидроксидами железа. В качестве акцессорных отмечаются пироп, хромдиопсид, перовскит (до 1–2 %), апатит, циркон. Изредка встречаются автолиты кимберлитов более ранних фаз внедрения, выделяющиеся крупными порфировыми вкрапленниками оливина, представляющие собой фрагменты кимберлитов более ранних фаз внедрения. В большинстве кимберлитовых трубок установлена слабая алмазоносность [400].

В кимберлитах даек, а также в трубках взрыва оливин обычно представлен двумя генерациями: порфировыми округло-овальными вкрапленниками размером 1–5 мм, редко до 1–5 см, и округлыми зернами размером 0,1–1 мм в основной массе. Флогопит, как и оливин, образует выделения двух генераций: пластинчатые кристаллы размером до 3–5 мм первой генерации и мелкие чешуйки размером 0,1–0,5 мм в основной массе. Из акцессорных минералов преобладают пироп, пикроильменит, хромшпинелиды, хромдиопсид. В пиропах, проанализированных на микрозонде с целью оценки алмазоносности по методу Н. В. Соболева, содержание Cr_2O_3 составляет около 3–5 %, в некоторых трубках достигает 6–7 %. Бóльшая часть пиропов относится к лерцолитовому парагенезису. Пиропы, относящиеся к дунит-гарцбургитовому парагенезису, отмечаются только в отдельных трубках. При этом относительное количество пиропов, попадающих в поле гранатов алмазоносной ас-

социации, не сопоставляется с алмазоносностью кимберлитовых тел, полученной по результатам опробования.

Все типы кимберлитов, слагающих трубки и дайки, в значительной степени изменены постмагматическими гидротермальными процессами и подвержены процессами выветривания: в верхних частях трубок и даек кимберлиты мощностью до 30 м дезинтегрированы, каолинизированы, лимонитизированы и подвержены гидролизу.

Химический силикатный анализ выполнен по 35 кимберлитовым телам, результаты которых представлены в базе данных. Проведено сравнение с составами кимберлитов ряда полей Оленёк-Вилюйской позднедевонско-раннекаменноугольной и Котуй-Анабаро-Оленёкской триас-юрской минерагенических субпровинций. По химическому составу кимберлиты Харамайского поля наиболее близки к кимберлитам триас-юрской минерагенической субпровинции, и лишь по отношению SiO_2/MgO и $MgO/(FeO + Fe_2O_3)$ они сопоставимы с кимберлитами позднедевонско-раннекаменноугольной субпровинции. В целом проведенный анализ химического состава кимберлитов Харамайского поля [102, 400] показал, что они занимают промежуточное положение между кимберлитами позднедевонско-раннекаменноугольной и триас-юрской минерагенических субпровинций и сопоставимы с алмазоносными кимберлитами Южной Африки.

По результатам статистико-математической обработки результатов спектральных полуколичественных анализов 527 проб из керна скважин [400] установлено, что более алмазоносные кимберлиты имеют хром-никелевую геохимическую специализацию, а слабоалмазоносные – лантан-цериевую. В целом по геохимическим особенностям кимберлиты харамайского комплекса сопоставимы с кимберлитами куонамского комплекса (восточный склон Анабарского щита), вместе с тем, они заметно обогащены ураном, торием, свинцом и обеднены рубидием.

Время формирования кимберлитов определяется тем, что многие трубки и некоторые дайки прорывают интрузии долеритов раннетриасового оленёк-велингнинского комплекса. В кимберлитовых брекчиях часто встречаются ксенолиты долеритов этого комплекса. Поскольку возраст последних рассматривается как раннетриасовый, то возраст кимберлитов можно рассматривать как послераннетриасовый. Имеющиеся радиологические датировки весьма противоречивы: Rb-Sr возраст кимберлитов из 10 кимберлитовых тел составил 186–156 млн лет; по цирконам методом треков – 211–299 млн лет [399]. Также с применением метода треков была изучена коллекция зерен циркона, отобранных из штуфных керновых проб и из концентрата мелкообъемных проб ряда кимберлитовых тел: трубка Эвенкийская (3 пробы) – 233 ± 22–261 млн лет; дайка Буордах – 290 млн лет; трубка Биллях-3 (2 пробы) – 239 и 251 млн лет; трубка Эклогит-1 – 256 млн лет; трубка Минусовая – 250 ± 15 млн лет [265]. Практически аналогичный результат определения возраста с применением U-Pb метода получен из трубки Улахан-1 по перовскиту (242 млн лет) и дайки Харамай-Северный по циркону (245 млн лет) [101]. Аналогичный результат (245 ± 6 млн лет) был получен по флогопиту Rb-Sr-методом [282]. По мнению Н. В. Соболева, время становления кимберлитов

харамайского комплекса сопоставимо с возрастом кимберлитовых трубок Лучаканского поля куонамского комплекса [75].

Маймеча-котуйский ийолит-карбонатитовый комплекс ($Eu-\vartheta T_{2-3}mk$) включает в себя совокупность разнообразных магматитов, представленных многофазными интрузиями центрального типа, дайками, штоками, жилами. Область распространения комплекса в пределах площади листа R-48 охватывает западный склон Анабарского свода: на севере она ограничена Енисей-Хатангским прогибом, в южном направлении прослеживается почти до оз. Ессей.

История изучения интрузий комплекса в Маймеча-Котуйском междуречье началась в 1937–1938 гг. с находки геологами Арктического института А. А. Кордиковым и П. Н. Кабановым образцов щелочных пород на левобережье р. Маймеча. В 1943–1944 гг. в ходе маршрутных геолого-геоморфологических наблюдений под руководством Ю. М. Шейнманна в междуречье Котуй–Маймеча впервые обнаружены массивы Гули, Бор-Урях, Далбыха и Чангит, щелочно-ультраосновные дайки и эффузивы [405]. Дальнейшие детальные исследования комплекса были проведены Л. С. Егоровым и другими геологами в ходе геологосъемочных, поисково-оценочных и тематических исследований [78, 105, 106, 140, 141, 142, 316, 319 и др.].

На территории листа R-48 маймеча-котуйский ийолит-карбонатитовый комплекс представлен многофазными массивами центрального типа (Одихинча, Немакит, Кугда, Далбыха, Маган, Ыраас, Бор-Урях, Ессей) и сопровождающими их дайками, штоками и жилами. Интрузии центрального типа условно могут быть разделены на две группы: южную, в которою входят Маган, Ыраас, Ессей, и северную, включающую массивы Одихинча, Немакит, Кугда, Далбыха, Бор-Урях. Южная группа массивов отличается значительной удаленностью от края платформы и набором пород со щелочно-салическим уклоном при отсутствии мелилитовых пород. Северная группа представлена массивами с явным преобладанием ультрамафических и щелочно-ультраосновных пород – ранних фаз ийолит-карбонатитового плутонического комплекса [78, 142].

Массив *Одихинча* – второй по величине (56 км^2) после массива Гули (R-47), расположен в пределах одноименной горы, на водоразделе рек Котуй и Медвежья. Массив был открыт в 1946 г. геологами Норильского комбината Г. Г. Моором и Ф. А. Старшиновым [169]. Дальнейшие работы на массиве проводились в 1950–1964 гг. Ф. А. Старшиновым, В. Ф. Мотычко, Э. А. Ландой, Л. К. Цывьяном и др. [370, 396 и др.].

Массив прорывает доломиты урюнгтасской и далбыхской свит нижнего и среднего кембрия. В западном, северном и южном его экзоконтактах, вследствие асимметричного диапирового задирания осадочной толщи, обнажены блоки карбонатных пород рифея. Угол падения вмещающих пород меняется от 70° непосредственно у контакта с массивом до 10° в 2 км от него. Вмещающие массив породы мраморизованы, местами скарнированы и фенитизированы. В плане интрузия имеет изометричную форму с характерным для центральных интрузий грубоконцентрическим строением, что обусловлено формой и особенностями размещения последовательно сформировавшихся дифференциатов. Наиболее широко представлены дифференциаты первых четы-

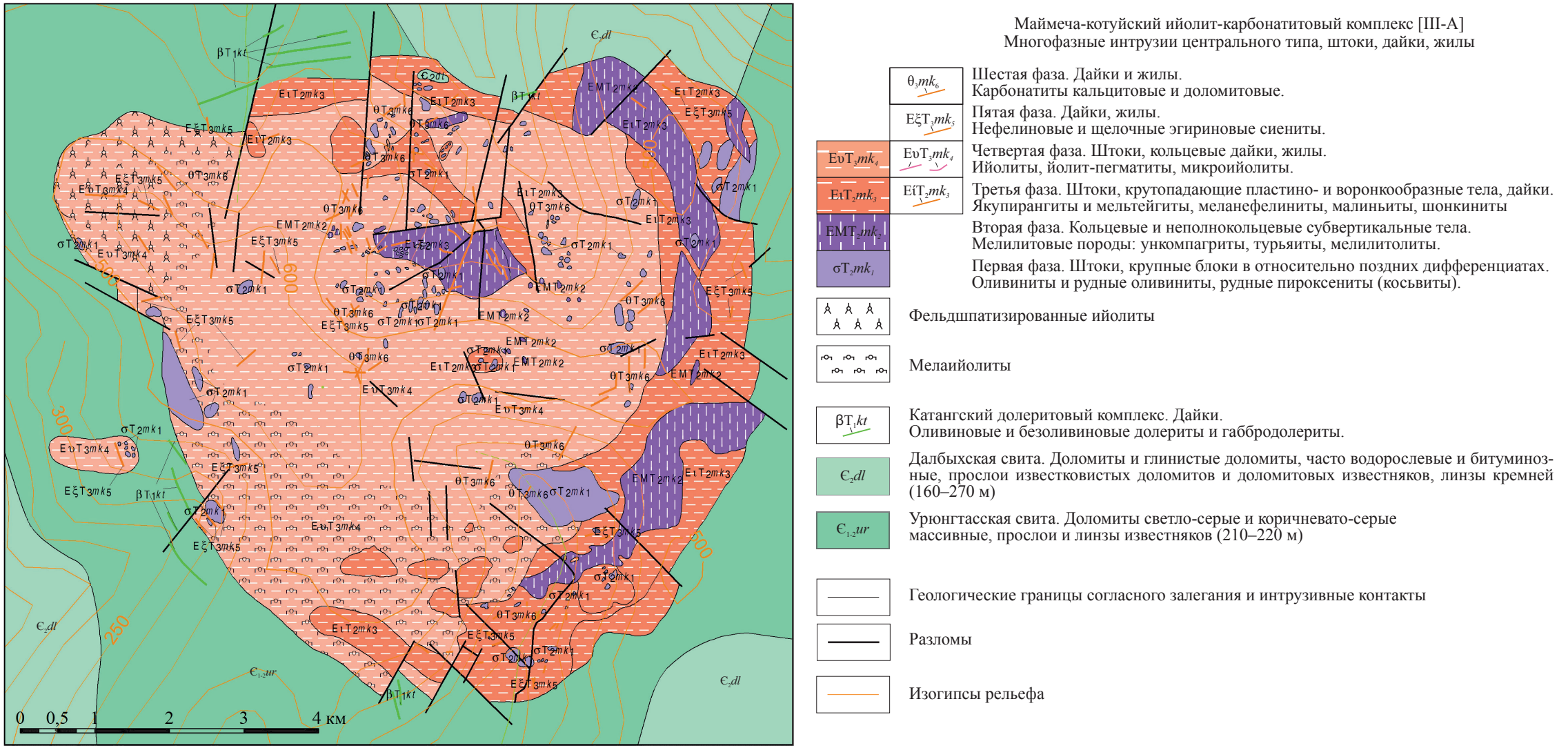


Рис. 3. Схематическая геологическая карта массива Одихинча (по Л. А. Аникеевой, Т. Л. Гольдбурт, Л. С. Егорову, с незначительными уточнениями авторов).

Вклейка. Заказ 81114019

рех фаз (от ранних к молодым): оливиниты, мелилитовые породы, якупирангиты и мельтейгиты, ийолиты и ийолит-уртиты (рис. 3).

Оливиниты встречаются в различных частях интрузии среди ийолитов и якупирангит-мельтейгитов в виде интенсивно измененных ксенолитов и сравнительно крупного тела (около 1 км в поперечнике) в восточной части массива. Часто оливиниты секутся жилками ийолитов с реакционными флогопит-диопсидовыми каймами.

Мелилитовые породы образуют серповидное тело в восточной части массива общей протяженностью около 9 км, а также слагают блоки-останцы среди ийолитов на севере массива размером до 1,5 км в поперечнике. На севере серповидного тела и в останцах северной части массива в составе мелилитовых пород выделяются турьяиты, окаиты и ункомпагриты; южная часть меридионального тела сложена почти мономинеральными мелилитолитами и, реже, ункомпагритами.

Якупирангит-мельтейгиты формируют неполнокольцевую субвертикальную интрузию в южной, восточной и северной окраинах массива, которая инъецирует и метаморфизует большинство наиболее крупных тел оливинитов и мелилитолитов. На контактах с ийолитами якупирангиты перекристаллизованы и скарнированы.

Ийолиты и ийолит-уртиты являются наиболее распространенными породами массива, слагающими его центральную и юго-западную части. В центре массива преобладают крупнокристаллические ийолиты, жилы ийолит-пегматитов мощностью до 5–8 м и уртиты. Обилие ксенолитов более ранних фаз придает ийолитовой интрузии облик гигантской эруптивной брекчии. Дайки и жилы ийолитов прорывают и метаморфизуют породы всех более ранних интрузивных фаз. Жилы ийолит-пегматитов в оливинитах и якупирангитах обычно более меланократовые, а в мелилитолитах обогащены высокоизвестковистыми минералами – шорломитом, перовскитом, кальцитом. Наличие ийолит-пегматитов с шорломитом является характерной особенностью массива Одихинча.

Пятая и шестая фазы массива представлены единичными жилами и дайками щелочных и нефелиновых сиенитов мощностью до 1–2 м, а также кальцитовых карбонатитов мощностью до 0,5–1,0 м. Дайки и жилы нефелиновых сиенитов развиты преимущественно в северо-западной и юго-восточной частях интрузии, а большинство даек карбонатитов сосредоточено в восточной части массива. Проявление карбонатитов только в жильной фазе является уникальной особенностью массива Одихинча [321].

Массив *Немакит* расположен в верховьях рек Хара-Тас-Улахан-Юрях и Нямакит-Далдын, в 70 км северо-восточнее массива Одихинча, в отложениях нижнего кембрия. Массив был открыт Г. Г. Моором в 1946 г. [169] и позднее изучался А. И. Ивановым, В. П. Сафроновым в ходе проведения геологосъемочных работ масштаба 1 : 200 000 [225]. В рельефе массив выделяется в виде пологой грушевидной возвышенности (гора Нямакит с абс. отм. 535 м) с узкой юго-западной частью. В современном эрозионном срезе площадь массива составляет около 5 км^2. В его строении главную роль играют оливиниты, мелилитовые породы и ийолиты (с преобладанием последних), представляющие

соответственно первую, вторую и четвертую фазы. Весьма ограниченно распространены жилы щелочных сиенитов и карбонатитов пятой и шестой фаз.

Оливиниты образуют серповидной формы тело размером 100 × 1250 м в северо-западной части интрузии. Мелилитовые породы (ункомпагриты) полосой шириной около 0,6 км обрамляют интрузию с запада, севера и востока. Центральную часть интрузии слагают ийолит-мельтейгиты, содержащие ксенолиты оливинитов и мелилитовых пород и инъецированные жилами нефелиновых сиенитов и карбонатитов [225].

Вблизи массива имеется шесть сателлитов изометричной формы размером 250–300 м. Два из них, расположенные к северо-востоку от интрузии, сложены ункомпагритами, ийолитами и ийолит-порфирами, остальные – находящиеся к югу и юго-западу от массива – однофазны и сложены ийолитами или щелочными сиенитами.

Массив *Кугда*, один из наиболее сложных по составу и строению массивов комплекса, расположен на правом берегу р. Котуй, в 30 км юго-восточнее массива Одихинча. Был открыт Г. Г. Моором и Ф. А. Старшиновым в 1946 г. [169] и впоследствии изучался Л. С. Егоровым, В. А. Макаровым, Т. Л. Гольдбурт, К. М. Шихориной, С. М. Прохоровой, Ф. В. Мотычко и др. в ходе многочисленных геологосъемочных, поисковых и ревизионных работ.

Площадь массива Кугда – около 16 км^2, в плане он имеет округлую форму. Вмещающими породами являются карбонатные отложения урюнгтасской свиты нижнего–среднего кембрия, которые в приконтактовой зоне шириной до 300 м мраморизованы. По геофизическим данным, массив представляет собой воронкообразное тело с крутым наклоном к юго-востоку. Обладает блоковым строением, обусловленным широким развитием тектонических нарушений северо-западного, субширотного, субмеридионального и, реже, северо-восточного направлений.

Массив сложен грубоконцентрически размещенными дифференциатами первой, второй, третьей и шестой интрузивных фаз, представленных соответственно оливинитами, мелилитовыми ункомпагритами и кугдитами, якупирангит-мельтейгитами, форстеритовой брекчией (фоскоритами). Ограниченно развиты интрузии четвертой и пятой фаз: ийолиты и щелочные сиениты, редко встречаются жилы кальцитовых карбонатитов. Исключительно широкое распространение имеют форстеритовые брекчии, что является уникальной особенностью массива.

В центре массива преобладают средне-крупнокристаллические рудные оливиниты с содержанием титаномагнетита до 80 %, слагающие в плане овальной формы тело размером 2 × 3 км, вытянутое в юго-восточном направлении. Вдоль эндоконтактовой зоны, в виде полосы шириной от первых метров до 300–500 м, развиты мелкокристаллические оливиниты, обедненные титаномагнетитом. Маломощные прожилки этих пород наблюдаются также в центре интрузии среди рудных оливинитов.

Мелилитовые породы, представленные ункомпагритами, кугдитами, мелилитолитами с большим количеством включений оливинитов, образуют серпообразное тело размером 5 × 0,1–0,6 км в южной части массива, отделяющее оливиниты от вмещающих карбонатных пород. В северной части мас-

сива мелилитовые породы также образуют включения в форстеритовой брекчии.

Якупирангит-мельтейгиты развиты вокруг оливинового ядра в западной, северной и восточной частях массива. Общая протяженность образуемого ими неполнокольцевого тела составляет около 8 км, мощность – от 300 до 800 м. Многочисленные сложноветвящиеся жилы этих пород наблюдались также в южной части интрузии, в поле развития мелилитолитов.

Ийолиты имеют незначительное распространение в виде штокообразных тел с размером в поперечнике от 200 до 500 м на контакте мелилитовых пород с доломитами, оливинитов с якупирангит-мельтейгитами и непосредственно в последних. Ийолитами также сложен небольшой сателлит, расположенный южнее массива.

Форстеритовая брекчия состоит из фрагментов всех пород массива размером до нескольких десятков и первых сотен метров, сцементированных средне-крупнозернистыми, местами пегматоидными, неравномерно кальцитизированными и флогопитизированными форстерититами. Кальцит-перовскит-флогопит-форстеритовые породы протягиваются в виде полосы шириной 0,7–1 км вдоль северных и восточных бортов массива. По-видимому, образование кальцит-перовскит-флогопит-форстеритовых пород относится к заключительным стадиям формирования сложного массива и связано с интрузией карбонатитов, еще не вскрытых эрозией [360].

Массивы *Далбыхской группы* сосредоточены в неширокой дугообразной зоне протяженностью около 20 км на границе листов R-47 и R-48. Обнаружены Ю. М. Шейнманном в 1944 г. [267], а детальные исследования наиболее крупных массивов группы проводились Е. Л. Бутаковой в 1955 г. С 1959 по 1962 г. в результате геолого-поисковых работ, проводимых под руководством Л. С. Егорова, Н. П. Суриной и др., были выявлены все известные теперь относительно крупные штокообразные тела щелочно-ультраосновных и щелочных пород (14 тел диаметром от 0,2 до 2 км), а также кимберлитовые трубки взрыва.

Расположение массивов Далбыхской группы обусловлено узлом пересечения глубинных разломов, а дугообразная зона сосредоточения массивов рядом автором [319] делится на две подзоны: субмеридиональную (массивы Кындын, Кындын-Южный, Далбыха-Северная, Далбыха-Южная, Чара) и близкую к широтной (Быхыт-Восточный, Быхыт-Западный, Быхыт-Южный и др., расположенные на площади листа R-47). Самый крупный массив группы – Далбыха тяготеет к пересечению этих зон и находится в осевой части Маймеча-Котуйского водораздела.

Форма массивов в плане овальная и близкая к изометричной, контакты, по аэромагнитным данным, вертикальные [50]. Геоморфологически они выражены пологими холмообразными возвышенностями либо слабо заметными заболоченными понижениями среди каменистой тундры. Интрузии Далбыхской группы сложены породами всех фаз комплекса – от оливинитов до карбонатитов. Особенностью этих массивов является широкое распространение меланократовых нефелиновых долеритов – специфических пород нефелин-оливин-пироксенового состава, объединяемых Л. С. Егоровым под общим названием «меланодолериты».

Широкое распространение даек щелочного и щелочно-ультраосновного состава является уникальной особенностью площади распространения массивов Далбыхской группы. Простирание даек в северной части зоны в основном меридиональное, а в южной – субширотное. Вокруг массивов центрального типа дайки нередко располагаются радиально. Размеры их – от первых метров до 300–500 м (редко до 3 км) по простиранию, мощность – до 20–50 м.

По составу среди дайковых пород Н. П. Суриной выделены (в последовательности внедрения) пикрит-лимбургиты – меланефелиниты – нефелиниты, микроийолиты – нефелиновые сиениты, тингуаиты, фонолиты, сиенит-порфиры. Изредка встречаются также дайки мелилитовых пород (альнеиты), щелочных анальцимовых пород (мончикиты) и щелочных пород с магматическим кальцитом [319].

Наиболее крупная интрузия Далбыхской группы – массив *Далбыха* площадью 3,2 км^2, расположенный в месте крутого изгиба (в центральной части) магмоконтролирующей зоны. По данным бурения, массив представляет собой концентрически-зональную интрузию с крутопадающими (под углами 70–80°) к центру контактами. С внедрением массива связано локальное куполовидное поднятие вмещающих пород.

Центральная часть массива сечением 0,3 × 0,5 км сложена мельтейгитами. Их опоясывают ийолиты внутреннего кольцевого тела шириной 0,4–0,6 км. Внешнюю кольцевую интрузию шириной 0,1–0,4 км образуют крупнокристаллические фоскоритовые и биотитовые (биотит-пироксеновые) кальцитовые карбонатиты. Распределение разнофазных интрузий осложнено частыми инъекциями более поздних фаз, а также обилием ксенолитов полуассимилированных пород разного состава и возраста.

Массив *Маган* расположен в 60 км юго-восточнее массива Кугда, на водоразделе рек Маган и Дегде. В 1954 г. массив был открыт В. Е. Савицким и Р. Ф. Соболевской при геологической съемке масштаба 1 : 1 000 000 [383]. Крупномасштабные геологосъемочные работы на территории массива были проведены Л. С. Егоровым в 1957 г. С 1961 по 1978 г. производились поисково-разведочные, оценочные и ревизионные работы на флогопит сотрудниками НИИГА [315], а затем сотрудниками ПГО «Красноярскгеология» с целью оценки апатитоносности [318].

Массив площадью 42 км^2 имеет в плане овальную форму, вытянут в субмеридиональном направлении и представляет собой плутон центрального типа с крутыми центриклинальными контактами. Обнажается в ядре куполовидной антиклинальной складки, которая сформировалась при его внедрении, в результате чего в поле развития карбонатных пород котуйканской свиты непосредственно у контакта с интрузией (в полосе 0,5–1,2 км) на поверхность выходят красноцветные терригенные отложения рифея. Вмещающие породы в зоне 70–750 м превращены в эгириновые апатитоносные фениты.

В составе массива участвует ряд последовательно сформированных интрузивных фаз и метасоматических пород: оливиниты, якупирангит-мельтейгиты и развивающиеся по ним метасоматические породы, флогопитоносные ийолит-пегматиты и микроийолиты, нефелиновые и канкринитовые сиениты, породы фоскоритовой серии и доломит-кальцитовые и доломитовые карбонатиты.

Оливиниты в форме мелких ксенолитов спорадически встречаются среди преобладающих в массиве пород нефелин-пироксенового состава. Якупирангит-мельтейгиты формируют узкую (50–200 м) эндоконтактовую зону на северной и западной окраинах массива и широко распространены в ядре его расширенной северной части в виде реликтов среди нефелин-пироксеновых пород. В периферической зоне развиты характерные для массива маганиты (эгирин-апатитовые породы, являющиеся «рудными телами»), с которыми связана повышенная концентрация апатита [321, 322]. Около 80 % площади интрузии слагают ийолиты. В их составе выделяются мелко- и крупнокристаллические разновидности, а также жилы флогопитоносных ийолит-пегматитов и дайки микроийолитов. По периферии северной половины массива развиты дугообразные и линзовидные в плане тела канкринит-нефелиновых сиенитов.

Образования последних фаз сосредоточены в центральной, наименее обнаженной части массива, где предположительно представлены штокообразным телом карбонатитов площадью 0,6 км^2, а также дайкообразными телами и жилами. Выделяются три разновидности карбонатитов: доломитовые, доломит-кальцитовые и кальцитовые. Породы фоскоритовой серии распространены в виде крутопадающих жил пегматоидных форстерититов, рассекающих якупирангит-мельтейгиты и ийолиты южнее штока карбонатитов.

В 4 км южнее массива в верховьях одноименной реки расположен сателлит Джангыкан размером 0,4 × 0,4 км, сложенный ийолитами и нефелиновыми сиенитами. Интрузия плохо обнажена и недостаточно изучена, поэтому о соотношении слагающих ее пород сведений нет.

Массив *Ыраас* расположен в 30 км восточнее Маганского, на водоразделе рек Маган и Илья. Вмещающими породами являются рифейские терригенные образования лабазтахской и бурдурской свит, образующие куполовидную антиклинальную складку. Массив был выявлен в 1962 г. Н. А. Тимашковым и В. В. Брагиным [388] в результате заверки гамма-аномалии, зафиксированной аэрогеофизическими работами в 1960 г. Е. А. Каспаровой [338]. С 1971 по 1979 г. ПГО «Красноярскгеология» провело на массиве поисково-оценочные работы на апатит [316, 317].

В плане массив Ыраас имеет овальную форму, вытянут в северо-западном направлении на 5 км при ширине 2,7 км. Массив обладает сложным строением: северо-западная часть сложена в основном ийолитами, а юго-восточная – эруптивной брекчией с обильными обломками пород кристаллического фундамента в гетерогенном нельсонит-карбонатитовом цементе.

Ийолиты слагают линзовидное в плане штокообразное тело размером 0,5 × 1,7 км. Ийолиты среднекристаллические, местами содержат включения крупнокристаллических мельтейгитов, а в эндоконтактовых зонах интенсивно фельдшпатитизированы; в экзоконтактовой зоне развиты апатитоносные эгирин-фениты.

Эруптивная брекчия, слагающая юго-восточную часть массива, прослеживается в северо-западном направлении на 3 км при ширине выхода до 2–2,7 км. Контакты брекчии с ийолитами (на северо-западе) и кварцевыми песчаниками (на юго-востоке) наклонены к центру интрузивного тела под углом 45–50°, на северо-востоке – субвертикальные или круто наклонены на северо-

восток. В северном блоке брекчии преобладает нельсонитовый или фоскоритовый цемент, а в центральном и восточном – карбонатитовый.

Вмещающие терригенные породы лабазстахской и бурдурской свит испытали незначительные блоковые нарушения с системой кольцевых сколовых трещин. В экзоконтакте с ийолитами кварцевые песчаники перекристаллизованы и в приконтактовой зоне 70–250 м превращены в апатитоносные эгирин-фениты. В послеинтрузивный этап массив подвергся дифференцированным (блоковым) деформациям, а после денудации кровли (в позднем триасе или позднее) испытал глубокое химическое выветривание, приведшее к образованию 100–150-метровой железисто-франколитовой коры выветривания (в восточной части брекчированного тела).

Массив *Бор-Урях* располагается в 35 км южнее интрузивных тел Далбыхской группы. Массив был открыт в 1944 г. Ю. М. Шейнманном [267] и в 1945–1949 гг. изучался Г. Г. Моором, Ф. А. Старшиновым, А. А. Волосатовым. С 1957 по 1963 г. Л. С. Егоровым и Р. С. Хаимовым на массиве проводились геолого-поисковые работы на редкие металлы, в результате чего была составлена первая геологическая карта массива с проявлениями полезных ископаемых. В 1963 г. Г. И. Поршневым и В. В. Шуваловым на массиве выявлено месторождение флогопита и составлена геологическая карта в масштабе 1 : 25 000.

В плане массив площадью 18,5 км^2 имеет овальную форму. Массив представляет собой оливинитовый шток с неширокой оторочкой дунитов в эндоконтакте и с многочисленными дайково-жильными телами. Центральная часть штока сложена среднекристаллическими оливинитами с линзовидными и жилоподобными телами пегматоидных рудных оливинитов, а краевая зона шириной 50–100 м – тонкокристаллическими неравномерно флогопитизированными оливинитами. В составе дайкового комплекса преобладают рудные оливинит-пегматиты и щелочные сиениты, встречаются якупирангит-пегматиты, мельтейгиты и кальцитовые карбонатиты. В северо-восточной части массива локализованы все наиболее крупные тела флогопитоносных якупирангит-пегматитов, жилы мельтейгитов, линзовидное тело кальцитовых карбонатитов, а также маломощные дайки контаминированных щелочных сиенитов. Вмещающей толщей являются доломиты нижнего кембрия, а непосредственно у контакта с массивом в полосе 600–1000 м обнажены блоки крутопадающих рифейских кремнистых строматолитовых доломитов [358]. На контакте вмещающие карбонатные породы мраморизованы и ороговикованы. Мощность зоны экзоконтактовых изменений составляет 500–800 м.

Юго-восточнее массива Бор-Урях находится его сателлит Кара-Мени площадью 0,6–0,7 км^2, сложенный преимущественно мельтейгитами и более ранними мелилитолитами с ксенолитами оливинитов.

Массив *Ессей* находится в юго-западной части Маймеча-Котуйской СФЗ, в 20 км севернее одноименного озера. Массив был обнаружен в 1958 г. А. Н. Платоненковым при наземной заверке аэромагнитных аномалий, установленных Д. В. Левиным, С. М. Крюковым в 1954 г. [353]. С 1971 по 1982 г. геологи ПГО «Красноярскгеология» Е. Л. Данилин, Г. И. Поршнев и др. провели на массиве комплекс поисково-оценочных работ на апатит [308, 320].

Массив практически не обнажен. Все представления о его геологическом строении базируются на материалах разведочного бурения и анализе геофизических данных. По данным этих исследований, массив имеет ориентировочные размеры 3,6 × 4,2 км и вертикальные и крутонаклоненные к центру контакты (под углом 60–80°). Вмещающие массив карбонатные отложения атырдяхской свиты верхнего кембрия в ближайшем окружении характеризуются крутым (до 60–70°) падением, сильно раздроблены и по частой сети трещин инъецированы жилами-апофизами карбонатитов.

Строение массива – концентрически-зональное [78], обусловленное последовательным внедрением интрузивных фаз. Преобладают породы последней интрузивной фазы – доломитовые и кальцитовые карбонатиты и фоскориты. Породы более ранних фаз – якупирангит-мельтейгиты и ийолиты – занимают менее 0,7 км^2. В якупирангит-мельтейгитах встречаются реликты ксенолитов оливинитов.

Якупирангит-мельтейгиты и ийолиты повсеместно пронизаны множеством жил фоскоритов, доломитовых и кальцитовых карбонатитов. Породы фоскоритовой группы формируют внешний и внутренний неполнокольцевые пояса в средней зоне интрузии. Внешний пояс, представленный в основном рудными форстерититами с небольшими шлирами, обогащенными апатитом, существенно деформирован и расчленен на ряд блоков интрузиями карбонатитов. Внутренний пояс, имеющий в плане форму полукольца шириной 100–300 м и длиной 2,5 км, инъецирован жилами карбонатитов, занимающими до 20–30 % его объема. Доломитовые карбонатиты формируют изометричный центральный шток интрузии (размером 1,3 × 1,8 км) и серию кольцевых и радиальных дайкообразных тел, жил и прожилков, рассекающих якупирангит-ийолиты и породы фоскоритовой серии. Кальцитовые мелкокристаллические карбонатиты распространены по периферии интрузии, в полосе шириной 0,3–1,5 км. Соотношение кальцитовых карбонатитов с доломитовыми сложные и выяснены недостаточно. В послеюрское время породы массива подверглись интенсивному выветриванию. Мощность сохранившейся части лимонит-франколитовой, участками алюмофосфатной коры выветривания достигает 60–100 м [78, 319, 321].

Все массивы маймеча-котуйского ийолит-карбонатитового комплекса представлены многофазными интрузиями центрального типа с грубоконцентрическим размещением последовательно сформированных интрузивных фаз (в порядке их образования): 1) оливиниты (дуниты), 2) мелилитовые породы, 3) якупирангит-мельтейгиты и другие щелочные мафиты, 4) ийолиты, 5) щелочные эгириновые и нефелиновые сиениты, 6) породы фоскоритовой серии и карбонатиты (кальцитовые и доломитовые). Рядом авторов [78] фоскориты выделяются в отдельную интрузивную фазу, предшествующую внедрению даек и штоков карбонатитов, что противоречит точке зрения о метасоматическом происхождении этих пород [321, 360 и др.].

На всей площади развития маймеча-котуйского комплекса распространены также дайки щелочных пород. Наиболее часто они пространственно приурочены непосредственно к интрузиям центрального типа. Дайки представлены главным образом гипабиссальными аналогами интрузивных фаз. Наибольшая плотность дайковых тел приурочена к массивам Далбыхской

группы, где они образуют радиальные рои в окрестностях массивов. В составе даек резко преобладают аналоги щелочно-ультраосновных (оливиновые меланефелиниты, альнеиты, щелочные пикриты, малиньиты, шонкиниты) и щелочно-салических пород (тингуаиты и пестрая по составу группа лампрофировых пород).

Первая интрузивная фаза комплекса представлена оливинитами, рудными оливинитами, дунитами, рудными пироксенитами (косьвитами). Будучи самыми ранними образованиями многофазных интрузий, они существенно модифицированы интрузиями более поздних фаз. В одних случаях представлены относительно крупными изометричными или овальными в плане телами с крутым падением контактов (Кугда, Бор-Урях), в других слагают ксенолиты в породах более поздних фаз (Одихинча, Маган и др.) или формируют краевые эндоконтактовые зоны малой мощности (дуниты массива Бор-Урях).

Оливиниты и рудные оливиниты – средне-крупнокристаллические породы с характерными панидиоморфнозернистой и сидеронитовой структурой, с массивной, нередко полосчатой или трахитоидной текстурой. В минеральный состав входят оливин – 35–85 %, титаномагнетит – 5–15 % (до 50 % в рудных оливинитах), перовскит – до 15 %, флогопит – до 15 %, серпентин – первые проценты. Оливин $fa_{10–13}$ представлен идиоморфными кристаллами, часто параллельно ориентированными, что наиболее проявлено в рудных оливинитах. Титаномагнетит развивается в интерстициях между кристаллами оливина, в рудных оливинитах часто образует мощные (до 10 см) шлиры, ориентированные параллельно трахитоидности. Перовскит присутствует как в виде идиоморфных равномерно рассеянных в породе мелких кристаллов, так и в виде тонких кайм вокруг титаномагнетита. Флогопит развивается в интерстициях между зернами оливина, часто в срастании с рудными минералами. Серпентин выполняет трещины в кристаллах оливина.

Дуниты краевой зоны массива Бор-Урях отличаются от оливинитов наличием отдельных мелких зерен акцессорного хромита и более интенсивной серпентинизацией оливина.

Рудные пироксениты (косьвиты) – часто трахитоидные породы с гипидиоморфнозернистой, участками сидеронитовой структурой, в состав которых входят (%) клинопироксен – 50–60, титаномагнетит – 5–30, флогопит – до 25, перовскит – до 10, а также апатит и шпинель. Клинопироксен формирует идиоморфные удлиненно-призматические субпараллельно ориентированные кристаллы в более мелкокристаллической основной массе, образованной срастанием титаномагнетита, перовскита и флогопита.

Вторая интрузивная фаза комплекса представлена мелилитовыми породами: ункомпагритами, кугдитами, мелилитолитами. Они формируют крупные кольцевые и неполнокольцевые субвертикальные тела мощностью 0,1–1 км и протяженностью 5–9 км в составе сложных интрузий (Одихинча, Кугда, Немакит) и дайки за пределами массивов. Породы этой фазы не встречены ни в одном из трех массивов южной группы (Маган, Ыраас, Ессей).

Мелилитовые породы – средне- или крупнокристаллические с гипидиоморфнозернистой структурой. В их состав в переменных количествах входят (%) мелилит (50–90), клинопироксен (10–30), нефелин (0–30), оливин (0–10), титаномагнетит и перовскит (5–10), флогопит (0–8). Мелилит (акерманит с

долей натриевого компонента от 15 до 40 %) формирует ксеноморфные (в существенно мелилитовых породах), реже толстотабличатые короткопризматические кристаллы размером до 10 мм. Клинопироксен принадлежит к авгит-диопсидовому ряду и часто образует пойкилитовые включения в мелилите или отдельные идиоморфные кристаллы размером до 5 мм. Оливин $fa_{8–15}$ слагает идиоморфные, нередко вытянутые кристаллы размером 0,1–5 мм. Нефелин чаще ксеноморфен, заполняет интерстиции мелилита и клинопироксена. Все разновидности мелилитовых пород связаны постепенными переходами.

Третья интрузивная фаза маймеча-котуйского комплекса представлена якупирангитами, мельтейгитами, меланефелинитами, малиньитами и шонкинитами, слагающими полукольцевые крутопадающие тела, предположительно воронкообразной формы (массивы Одихинча, Маган, Кугда), и многочисленные дайки и жилы за пределами массивов.

Якупирангиты и мельтейгиты – массивные, иногда трахитоидные, шлирово-такситовые породы с порфировидной гипидиоморфнозернистой, на отдельных участках пойкилитовой структурой. Главными породообразующими минералами являются клинопироксен (60–90 %), титаномагнетит и перовскит (5–20 %), нефелин (3–10 %), присутствуют биотит, сфен, канкринит и др. Клинопироксен авгит-диопсидового состава представлен идиоморфными порфировыми кристаллами (до 3 см), часто являющимися пойкилокристами для нефелина, встречаются также мелкокристаллические линзовидные выделения (0,2–0,5 мм). Нефелин образует как идиоморфные кристаллы (0,5–1,5 мм) в виде пойкилитовых включений в клинопироксене, так и ксеноморфные выделения в основной массе породы.

Меланефелиниты – порфировые породы с массивной или трахитоидной текстурой, обусловленной ориентированным расположением вкрапленников клинопироксена. В минеральный состав породы входят клинопироксен (45–55 %), нефелин (15–20 %), биотит (15–20 %), титаномагнетит (5–15 %), перовскит (5–10 %). Клинопироксен образует порфировые вкрапленники (до 6 мм) в микрогипидиоморфнозернистой основной массе, состоящей из кристаллического агрегата нефелинового или нефелин-пироксеного состава.

Шонкиниты – среднекристаллические породы с бластоофитовой структурой, иногда с трахитоидной текстурой, состоящие (%) из анортоклаза (15–35), титанавгита (30–35), титаномагнетита (5–10), а также биотита, оливина, перовскита, кальцита, сульфидов (до 40). Анортоклаз образует сдвойникованные альбитизированные по периферии лейсты. Титанавгит представлен ксеноморфными, часто шестоватыми кристаллами, обычно в срастании с короткими пластинчатыми чешуями биотита. Титаномагнетит преобладает в форме игловидных призм с неровными контурами, часто шестоватых, с размером до 2 мм по удлинению.

Четвертая интрузивная фаза комплекса представлена ийолитами, ийолит-пегматитами и другими фоидолитами, слагающими субвертикальные штоки размером от первых сотен метров (массив Кугда и его сателлит) до 5–6 км в поперечнике (массивы Маган и Одихинча), а также микроийолитами, слагающими жилы и дайки, пересекающие штоки ийолитов и ийолит-пегматитов в центральных интрузиях (массив Далбыха и др.), а за их пределами – секущие карбонатные отложения чехла платформы.

Среди ийолитов преобладают средне- и крупнокристаллические разновидности, состоящие (%) из нефелина (50–60), клинопироксена (25–40), титаномагнетита (5–10), а также перовскита, апатита, канкринита, кальцита, сфена, цеолитов (3–5). Структура пород панидиоморфная, участками гипидиоморфная, характеризующаяся переменным идиоморфизмом нефелина и клинопироксена (в меланократовых разновидностях преобладает идиоморфный клинопирокесен, а в лейкократовых – идиоморфный нефелин). Нефелин слагает короткопризматические, толстотаблитчатые кристаллы размером 0,3–3 мм или развивается в виде ксеноморфных выделений в интерстициях клинопироксена. Часто замещается канкринитом. Клинопироксен диопсид-авгитового ряда представлен идиоморфными (в меланократовых разностях) и ксеноморфными кристаллами с широко варьирующими размерами – от 0,1 мм до десятков миллиметров. Широко проявлены контаминированные ийолиты, насыщенные полуассимилированными включениями ультрамафических и мафических пород более ранних интрузивных фаз. Такие контаминированные породы описываются в литературе как «ийолит-мельтейгиты» и «мелаийолиты».

Ийолит-пегматиты и другие пегматоидные образования нефелин-пироксенового (до существенно пироксенового) состава залегают среди ийолитов и других пород более ранних интрузивных фаз в форме круто- и пологонаклоненных жилообразных тел. По строению и составу среди жил ийолит-пегматитов выделяются простые и сложные. Простые тождественны по минеральному составу ийолитам, сложные вещественно уклоняются от «чистого» ийолита, в сторону повышенной меланократовости, магнезиальности, известковистости, фосфористости, что, по-видимому, обусловлено взаимодействием с более ранними интрузивными фазами комплекса. Сложные ийолит-пегматиты широко распространены в массиве Одихинча, где представлены шорломитовыми ийолит-пегматитами, апатит-нефелин-кальцитовыми разновидностями. Это преимущественно породы блокового сложения: крупные кристаллы нефелина (до 10 см) образуют мономинеральные участки пород, так же как и кристаллы пироксена. Размер последних достигает 40 см. Апатит в ийолит-пегматитах обычно образует кристаллы до 10–15 см, нарастая на кристаллы нефелина в виде радиально-лучистых агрегатов. Резкая обогащенность титановой разностью граната присуща лишь породам массива Одихинча. Шорломит (или меланит) наблюдается в идеальной форме ромбододекаэдров (от 0,5 до 5–16 см в диаметре) и обычно ассоциирует с апатитом, что является здесь одним из поисковых признаков на это сырье [321]. Шорломит характеризуется зональным строением, непостоянством содержания титана (TiO_2 от 2,1 до 15,4 %), широким развитием мелких пойкилобластов апатита в краевых частях кристаллов.

Пятая фаза маймеча-котуйского комплекса представлена щелочными эгириновыми и нефелиновыми сиенитами, слагающими крупные тела неправильной формы, дуговые интрузии, штоки, а также линзы, дайки и жилы в составе массивов. Наиболее крупные и многочисленные тела развиты в массиве Маган. В массиве Одихинча породы пятой фазы комплекса развиты в виде пегматитовых жил и прожилков с агпаитовой минеральной ассоциацией. Пятая интрузивная фаза также широко проявлена в виде даек щелочных лам-

профиров с широкими вариациями составов, секущих как интрузии центрального типа, так и отложения платформенного чехла.

Нефелиновые сиениты делятся на собственно нефелиновые, лейцит- и канкринит-нефелиновые разновидности. Это обычно однородные мелко-среднекристаллические породы. В их минеральный состав входят (%) калиевый полевой шпат – анортоклаз (5–15), нефелин, лейцит и канкринит (до 60–70), клинопироксен (10–25), а также апатит, биотит, сфен, цеолиты, щелочной амфибол и магнетит. Анортоклаз формирует часто пелитизированные таблицы и призмы среди изометричных зерен нефелина, замещаемого канкринитом.

Щелочные эгириновые сиениты в жильных телах представлены мелкозернистыми, часто трахитоидными разновидностями, в более крупных штокообразных телах – средне-крупнозернистыми массивными разновидностями. Основной объем пород слагают крупные лейсты калиевого полевого шпата (25–55 %), интерстиции которых выполнены игольчатыми, призматическими и неправильной формы кристаллами эгирина и эгирин-авгита (5–20 %) совместно с апатитом, сфеном, магнетитом. К числу вторичных минералов относятся биотит, альбит, щелочной амфибол, кальцит и цеолиты.

Щелочные лампрофиры, слагающие дайки, характеризуются широкой вариацией состава. Они представляют собой гипабиссальные породы с порфировой структурой и криптовой или микрокристаллической основной массой. В состав лампрофиров входят в разных пропорциях мелилит, монтичеллит, клинопироксен, амфибол, оливин, нефелин, биотит, титаномагнетит, а также перовскит, апатит, сфен, лейкоксен и др.

Шестая интрузивная фаза представлена карбонатитами и породами фоскоритовой группы. Фоскориты образуют в массивах сложного строения неполнокольцевые тела, дайки и сложноразветвленные жилы и представлены диопсидитами, форстеритититами, апатитовыми форстеритититами, пироксеновыми и флогопит-пироксеновыми нельсонитами. Диопсидиты – предположительно наиболее ранние в последовательности фоскоритовых пород образования, характеризующиеся крупнокристаллической (до пегматоидной) структурой и существенно магнетит-диопсидовым составом (массивы Далбыха, Ыраас). Породы содержат апатит и неравномерно обогащены пойкилобластами флогопита, новообразованиями рихтерита и кальцитом. Форстерититы, широко развитые в массиве Кугда, – средне-крупнокристаллические аллотриоморфнозернистые существенно форстеритовые породы со шлирами мелкокристаллических и пегматоидных разновидностей, содержащие перовскит и магнезиальную шпинель. Апатитовые форстерититы с содержанием апатита до 50 % наиболее широко развиты в массиве Далбыха. Пироксеновые и флогопит-пироксеновые нельсониты развиты в массивах Далбыха и Ыраас.

Карбонатиты кальцитовые и доломитовые наиболее широко развиты в массивах Ессей, Маган и Далбыха. Ранние кальцитовые карбонатиты представляют собой преимущественно мономинеральные крупнокристаллические кальцитовые породы, где часто в качестве акцессорного минерала встречается апатит. Более поздние кальцитовые карбонатиты – мелкокристаллические со сланцеватой текстурой почти мономинеральные породы с содержанием доломита до 10–12 %. Доломитовые карбонатиты встречаются в различных

массивах комплекса и петрографически однотипны – это неравномернокристаллические почти мономинеральные сланцево-полосчатые породы с апатитом, присутствующим как в виде отдельных рассеянных кристаллов, так и в виде шлироподобных скоплений.

Вопрос возраста пород маймеча-котуйского ийолит-карбонатитового комплекса остается дискуссионным. Время формирования комплекса по геологическим данным определяется широким интервалом: массивы прорывают отложения от нижнего рифея до верхнего кембрия, штоки, дайки и жилы прорывают также отложения нижней перми. В пределах листа в туфогенно-эффузивных образованиях нижнего триаса интрузии комплекса не отмечены. Вместе с тем отмечается, что штоки и дайки меймечитов в нижнем течении р. Маймеча [78] прорывают нижнетриасовые щелочные эффузивы дельканской свиты. Гулинский массив также прорывает и метаморфизует образования дельканской свиты и базальты коготокской свиты нижнего триаса [359]. По результатам радиологических (K-Ar) датировок основных дифференциатов из ряда массивов время их формирования определено в интервале 179–256 млн лет (среднее из 18 определений пород центральных массивов – 219 млн лет), а пород даек – 195–198 млн лет [78]. Наиболее вероятное время формирования комплекса по приведенным геологическим данным и радиологическим датировкам – средний–поздний триас.

В ходе подготовки к изданию настоящего листа по перовскитам из пород центральной части массива Одихинча на SHRIMP II U-Pb методом были получены значения возраста 266 ± 3 млн лет (из ийолита) и 259 ± 6,5 млн лет (из оливинита). Использование перовскита как минерала-геохронометра для датирования ийолит-карбонатитового комплекса обладает большим преимуществом – этот минерал часто встречается в составе пород комплекса, является его минеральной фазой и его образование определенно связано со временем кристаллизации пород, в отличие от циркона, часто являющегося ксенокристом, захваченным из ассимилированных пород во время кристаллизации.

Обобщение исследований предыдущих лет и полученные новые авторские данные не позволяют однозначно определить возрастные границы формирования маймеча-котуйского ийолит-карбонатитового комплекса. В связи с этим в подготовленном к изданию комплекте карт листа R-48 его возраст в соответсвии с Анабро-Вилюйской СЛ принимается как средне-позднетриасовый. Дополнения и изменения в легенду могут быть внесены только после специализированных исследований интрузий комплекса в процессе проведения полевых работ в 2015 г. на площади листа R-47, где широко развиты интрузии маймеча-котуйского комплекса, и после проведения дополнительных изотопно-геохимических исследований основных дифференциатов комплекса – массивов, штоков, даек, жил и трубок взрыва.

Далбыхский (котуйский) кимберлитовый комплекс ($\iota T_3 d$) выделен на левобережье р. Котуй, в поле развития доломитов урюнгтасской свиты нижнего–среднего кембрия, в пределах Далбыхской группы щелочно-ультраосновных интрузий маймеча-котуйского комплекса. Еще в 1959 г. М. И. Хотиной и В. В. Маховым в русловом аллювии р. Далбыха (правого притока р. Маймеча) были обнаружены индикаторные минералы кимберлитов – пироп и хромдиопсид [233]. В 1961 г. Л. В. Махлаевым с соавторами [147] при

проведении поисковых работ у истоков р. Далбыха была открыта первая на северо-западе Сибирской платформы кимберлитовая трубка «Красноярская» размером 350 × 350 м, а в 1962 г. этими же исследователями – трубки «Желтенькая» размером 30 × 20 м и «Крохотуля» размером 80 × 50 м, а также около десяти даек кимберлитов.

По структурно-тектонической позиции [148] выделяются две группы даек: Далбыхская и Утуктур-Далбыхская. К Далбыхской группе относятся продольные и радиальные дайки полукольцевой зоны окрестностей Далбыхского массива. Утуктур-Далбыхское жильное поле представляет собой линейную зону северо-западного простирания 285°, длиной около 20 км и шириной 2–5 км, протягивающуюся в 1 км севернее интрузии Далбыха. Всего в Утуктур-Далбыхском жильном поле установлено около 300 даек, а также диатрем эруптивных брекчий с карбонатизированным щелочно-сиенитовым цементом. К Утуктур-Далбыхскому жильному полю приурочены все известные в настоящее время трубки и дайки долеритов. Кимберлиты относятся к самым молодым магматическим породам района: они рассекают дайки долеритов и щелочно-ультраосновных пород, ксенолиты перечисленных пород присутствуют также в кимберлитовых брекчиях. Простирание даек кимберлитов приурочено к двум системам разломов северо-западного простирания –280–290° и 340–350°.

На территории листа R-48 обнаружена кимберлитовая трубка «Крохотуля» размером 80 × 50 м и 11 кимберлитовых даек. Большинство кимберлитовых даек расположено в Утуктур-Далбыхском жильном поле и только 2 дайки находятся на правом и левом берегах р. Котуй, в 18 км выше устья р. Котуйкан, в отложениях нижнего кембрия. Кимберлитовая трубка «Крохотуля» расположена в 3,5 км восточнее западной рамки листа на широте 70°20′. По данным магниторазведочных работ, она имеет в плане овальную форму. Сложена крупнообломочной кимберлитовой брекчией, 50–90 % объема которой составляют ксенолиты мраморов и доломитов размером от первых миллиметров до 30 м. Реже присутствуют обломки долеритов, изредка – кристаллических пород фундамента и щелочных пород маймеча-котуйского комплекса. Глубинные ксенолиты не встречены. Сцементирована брекчия кимберлитами базальтоидного типа с порфирокластической структурой. В цементирующих кимберлитах около 15–30 % составляют вкрапленники оливина размером 0,5–5,0 мм и единичные чешуйки флогопита. Основная масса кимберлитов состоит из мелких зерен (в десятые доли мм) оливина (10–30 %), рудного минерала (около 10 %) и карбоната (более 50 %). Присутствуют редкие зерна пиропа.

Кимберлитовые дайки имеют мощность 0,5–10,0 м и протяженность до 10 км. Сложены в основном слюдистыми кимберлитами с содержанием флогопита до 30 % и на отдельных участках – кимберлитами базальтоидного типа с ксенолитами доломитов, долеритов и кристаллических пород фундамента. Бóльшую часть кимберлитовых даек выполняет бедный слюдой массивный кимберлит, содержащий до 25 % обломочного материала. Слюдяные разновидности распространены локально, имеют четкие границы, содержат ксенолиты бесслюдяных кимберлитов. Они отличаются более интенсивными процессами автометаморфизма, повсеместно оливин представлен псевдоморфо-

зами серпентина и карбоната. В бедных слюдой разновидностях зерна оливина лишь окаймлены оболочкой серпентина, флогопит встречается только во вкрапленниках. Кимберлитовая брекчия содержит от 50 до 95 % ксеногенного материала.

По петрохимическому типу кимберлиты комплекса сопоставимы с кимберлитами центральных районов Сибирской платформы [224]. По данным крупнообъемного опробования 1980 г., трубки и дайки комплекса не алмазоносны.

Время формирования кимберлитовых тел далбыхского комплекса определяется тем, что дайки этого комплекса прорывают интрузии маймеча-котуйского ийолит-карбонатитового комплекса и содержат ксенолиты пород этого комплекса. На позднетриасовый возраст их формирования указывают также данные Rb-Sr (213, 231 млн лет) и K-Ar (194, 198 млн лет) датировок [148].

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

На площади листа в пределах Анабарского щита характерны разнообразные полиметаморфические преобразования, связанные с архейско-раннепротерозойским региональным метаморфизмом, а в пределах платформенного чехла широко развит рифейско-фанерозойский локальный дислокационно-контактовый метаморфизм.

Региональный метаморфизм

В пределах Анабарского щита широко проявлен региональный метаморфизм в гранулитовой фации в позднем архее и в раннем протерозое. В раннем протерозое также широко проявлен региональный метаморфизм в амфиболитовой фации и ограниченно – в эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фациях.

Позднеархейский метаморфизм гранулитовой фации проявлен как прогрессивный с образованием кристаллических сланцев и плагиогнейсов существенно пироксеновых с биотитом и с высокоглиноземистыми минералами. Эти образования на площади листа R-48 развиты в составе далдынской и верхнеанабарской серий. По многочисленным определениям, температура гранулитового метаморфизма оценивается в 850–950 °С, давление – в 8–11 кбар [5].

Далдынская серия представлена монотонной и однообразной килегирской толщей, где пироксеновые плагиогнейсы чередуются с основными кристаллическими сланцами, которые являются метаморфическими эквивалентами вулканических пород. Встречаются породы осадочного генезиса – как мономинеральные кварциты, так и редкие линзы гранатсодержащих пород. Используя термин «эндербит», предложенный К. Тилли [291], килегирскую толщу можно определить как базит-эндербитовую. Судя по химическим анализам [137], интегрированнный средний состав далдынской серии сопоставим с высокоизвестковистым андезибазальтом.

В пробе 2005/1, отобранной в истоках р. Котуйкан из биотит-двупироксеновых гнейсов килегирской толщи, из 16 зерен циркона, проанализированных U-Pb методом на SHRIMP II, для всех зерен, кроме одного, построена дис-

кордия с верхним пересечением 2677 ± 52 млн лет, что фиксирует время гранулитового метаморфизма этой толщи.

Верхнеанабарская серия пользуется широким распространением в пределах листа R-48, где представлена амбардахской и эйиминской толщами, сложенными эндербитами (мезо-лейкократовыми пироксеновыми плагиогнейсами). Количество основных кристаллических сланцев невелико. Встречаются гранатсодержащие гранулиты и гиперстеновые гранитоиды – чарнокиты. Увеличивается роль первично-осадочных пород. Верхнеанабарскую серию по составу [137] можно приравнять к андезиту.

В трех пробах, отобранных на правом склоне р. Котуйкан, в бассейне нижнего течения р. Болдоно, из амбардахской толщи по результатам U-Pb датирования цирконов на SHRIMP II, время гранулитового метаморфизма определяется как позднеархейское. По 10 зернам циркона из пробы 3001-В, отобранной из биотит-амфибол-двупироксеновых гнейсов, построена дискордия с верхним пересечением 2744 ± 35 млн лет, в пробе 2008/1 из гиперстеновых гнейсов по оболочке и ядру двух зерен получены дискордантные возрасты 2680 ± 8 млн лет и 2718 ± 6 млн лет и в пробе 1010/2 из мигматизированных биотитовых гнейсов для 8 зерен циркона (из 10) построена дискордия с верхним пересечением 2782 ± 53 млн лет.

По результатам геохронологического исследования акцессорных цирконов [48, 84, 215 и др.] дометаморфический возраст пород далдынской и верхнеанабарской серий определен в 3,32–3,20 млрд лет, а время гранулитового метаморфизма оценивается в 2,76 ± 0,02 млрд лет, что в целом согласуется с результатами U-Pb датирования на SHRIMP II цирконов, отобранных на площади листа из толщ далдынской и верхнеанабарской серий.

Раннепротерозойский метаморфизм гранулитовой фации проявлен в образованиях вюрбюрской толщи хапчанской серии. Состав толщи в сравнении с далдынской и верхнеанабарской сериями более пестрый и контрастный. Помимо эндербитов, здесь широким распространением пользуются кислые гранулиты и биотит-гранатовые гнейсы, изредка появляются основные кристаллические сланцы, увеличивается количество пород осадочного генезиса, особенно высокоглиноземистых и карбонатных. Среди фоновых пород преобладают гиперстеновые и гранатсодержащие плагиогнейсы. В целом состав толщи соответствует карбонатно-флишоидной формации. Образования вюрбюрской толщи отнесены [24] к высокотемпературным гранулитам умеренных давлений (t = 820–850 °С, p = 6,0–7,5 кбар).

По результатам изотопно-геохронологических исследований уранинита и коффинита в биотит-гиперстен-гранатовом гнейсе вюрбюрской толщи на р. Котуйкан время гранулитового метаморфизма (с использованием системы лазерной абляции) определено в 2194 ± 79 (Pb-Pb определения) и 2214 ± 7 (U-Pb определения) млн лет [127]. Близкие значения возраста гранулитового метаморфизма – 2142–2244 млн лет – получены на SHRIMP II по метаморфическим оболочкам циркона пробы 1044/2 из амфибол-биотитового гнейса вюрбюрской толщи, отобранной на правом берегу р. Котуйкан, в устье р. Арбын. В пробе 3031/4, отобранной на левом берегу р. Котуйкан, в приустьевой части р. Сон-Юрях, из амфибол-биотитового гнейса этой толщи по двум точкам значения возраста составили 2281 ± 20 и 2267 ± 17 млн лет (по

отношению $^{207}Pb/^{206}Pb$) и 2272 ± 18 и 2227 ± 17 млн лет (по отношению $^{206}Pb/^{238}U$).

По результатам геохронологического исследования акцессорных цирконов [215] дометаморфический возраст пород хапчанской серии определен в 2,5–2,4 млрд лет, а время метаморфизма в условиях гранулитовой фации – в 1,97 млрд лет. Приведенный О. М. Розеном возраст пород хапчанской серии не согласуется с геологическими данными. В Хапчанском мегаблоке породы хапчанской серии прорваны интрузиями салтахского габбродиорит-габброноритового комплекса, минимальный возраст которых по результатам изотопного радиологического датирования термоизохронным методом по циркону – 2280 млн лет [251]. Кроме того, на Оленёкском поднятии образования хапчанской серии перекрыты зеленосланцевой толщей эекитской серии мощностью около 2,5 км, которые прорваны одноименным гранитовым комплексом. U-Pb возраст гранитов этого комплекса по двум группам конкордантных значений составил 2036 ± 11 и 2111 ± 20 млн лет [47].

Полученные нами определения возраста циркона, отобранного из пород вюрбюрской толщи хапчанской серии, по результатам U-Pb датирования на SHRIMP II, а также с использованием системы лазерной абляции указывают на дометаморфический возраст вюрбюрской толщи 2,86–2,54 млрд лет и возраст метаморфизма в условиях гранулитовой фации 2,28–2,20 млрд лет.

Петрографо-геохимические особенности минералов гранулитовой фации метаморфизма. Типоморфными минералами гранулитовой фации являются гиперстен, гранат пироп-альмандинового ряда, диопсид-геденбергит (салит), буровато-зеленая роговая обманка, биотит, силлиманит, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кальцит, ильменит, рутил. Роговая обманка гранулитовой фации содержит большое количество глинозема, присутствуют щелочи; для гиперстена характерна высокая железистость, постоянная примесь глинозема и извести; характерным признаком клинопироксена является примесь трехвалентного железа и титана. Особенностью биотита является изоморфоное замещение магния и железа алюминием и весьма высокое содержание TiO_2 (более 5 %). В метаморфических породах гранулитовой фации железистость гиперстена выше железистости клинопироксена, а железистость граната выше, чем у сосуществующих гиперстена, биотита и роговой обманки.

Раннепротерозойский метаморфизм амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций связан с зонами диафтореза. Б. Г. Лутц и В. С. Оксман [137] выделяют два цикла развития зон диафтореза – в позднем архее (2,8–2,6 млрд лет, I цикл) и в раннем протерозое (2,2–1,8 млрд лет, II цикл). На Анабарском щите первый цикл диафтореза проявлен заложением наиболее крупных долгоживущих глубинных разломов, приуроченных к границам архейских гранулитовых блоков, вдоль которых сформировались подвижные зоны, ограничивающие современную блоковую структуру фундамента. Развитие этих зон сопровождалось интенсивными процессами катаклаза, милонитизации и основным интрузивным магматизмом. Характерной особенностью второго цикла является неоднократное проявление процессов динамометаморфизма с развитием в раннем протерозое мигматит-гнейсовых комплексов. Подавляющее большинство полученных K-Ar датировок мигматит-гнейсовых комплек-

сов укладывается в интервале 2200–1800 млн лет [42, 44 и др.], что отражает период активизации тектонических процессов в раннем протерозое.

В пределах листа R-48 выделяется четыре мигматит-гнейсовых комплекса раннепротерозойского регрессивного метаморфизма, развитые в Чурбукулахской, Ламуйкской, Котуйкан-Монхолинской и Ченгелёх-Харапской глубинных зонах диафтореза. Их объединяет то обстоятельство, что в перечисленных зонах породы гранулитовой фации подвержены наложенному метаморфизму главным образом амфиболитовой и в меньшей мере эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, а также в различной степени гранитизации, мигматизации и катакластическому метаморфизму. Вместе с тем выделенные зоны различаются составом исходных толщ гранулитовой фации (далдынской, верхнеанабарской и хапчанской серий), что фиксируется содержанием реликтов пород или минералов этих толщ, и разной интенсивностью процессов гранитизации и катакластического метаморфизма. В Маганской СФЗ выделяется чурбукулахский, в Далдынской СФЗ – верхнеламуйкский, котуйкан-монхолинский и ченгелёх-харапский мигматит-гнейсовые комплексы, развитые в одноименных СФпЗ.

Чурбукулахский мигматит-гнейсовый комплекс ($dgPR_1\check{c}b$) идентифицирован как комплекс наложенного регрессивного метаморфизма Б. Г. Лутцем [136]. Образования комплекса ограничены мощными поясами милонитов и катаклазитов. Он располагается в крайней западной части Анабарского щита и на северо-западе перекрывается рифейскими отложениями платформенного чехла. В южной части мигматит-гнейсовый комплекс разделен гранулитами эйиминской толщи верхнеанабарской серии и вюрбюрской толщи хапчанской серии на две ветви. Диафториты амфиболитовой фации представлены интенсивно мигматизированными и гранитизированными биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами и амфиболитами с редкими линзами карбонатных и высокоглиноземистых пород верхнеанабарской и хапчанской серий. Отличие от других полиметаморфических комплексов Анабарского щита заключается в слабой переработке гранулитовых толщ, в широком проявлении процессов катаклаза и милонитизации и в сохранности минеральных ассоциаций гранулитовой фации. Уровень наложенного регрессивного метаморфизма очень неравномерен и значительно уменьшается от висячего к лежащему боку зоны, а также по простиранию с севера на юг.

Верхнеламуйкский мигматит-гнейсовый комплекс ($dgPR_1vl$) впервые выделен М. И. Рабкиным в 1947 г. как верхнеламуйкская серия [199, 200] и идентифицирован как комплекс диафторированных гранулитовых толщ Б. Г. Лутцем [136]. Образования комплекса приурочены к одноименной зоне, протягивающейся в северо-западном направлении от верховьев р. Ламуйка на юге до среднего течения р. Илья на севере и в целом наследующей простирание гранулитовых толщ. Общая протяженность зоны – более 200 км, максимальная ширина – 25 км. Границы образований комплекса с вмещающими толщами гранулитов постепенные, ширина зон перехода варьирует от 0,5 до 4 км. Диафторезу в зоне подвергаются породы верхнеанабарской серии. Породы комплекса представлены часто чередующимися биотитовыми, биотит-амфиболовыми и биотит-гранатовыми гнейсами и кристаллическими сланцами, которые повсеместно мигматизированы, широким развитием пользуются

пластовые и линзовые тела аляскитовых гранитов маганского комплекса. Катаклаз и милонитизация проявлены слабо. Западная часть зоны сложена в основном гиперстеновыми, биотит-гиперстеновыми и биотит-амфибол-гиперстеновыми гнейсами и плагиогнейсами вюрбюрской толщи и является как бы переходной к типичной части верхнеламуйкского комплекса. В восточной части чаще встречаются горизонты амфиболитов, часто гранатсодержащих, а также прослои кварцитов, линзы силлиманито-кордиеритовых и биотит-силлиманитовых гнейсов и филлитовидных хлоритовых сланцев. Отличие верхнеламуйкского комплекса заключается в слабой переработке гранулитовых толщ и в слабом проявлении катаклаза и милонитизации.

Котуйкан-монхолинский мигматит-гнейсовый комплекс ($dgPR_1km$) охватывает одноименную самую крупную зону раннепротерозойского регрессивного метаморфизима в пределах Анабарского щита. Границы комплекса тектонические, с интенсивно проявленными процессами катаклаза и милонитизации. В целом степень наложенного метаморфизма неравномерна, местами сохранились участки с гранулитовыми ассоциациями верхнеанабарской и, возможно, далдынской серий. В вещественном составе преобладают интенсивно мигматизированные и гранитизированные биотитовые, биотит-амфиболовые, амфиболовые гнейсы и амфиболиты, встречаются кварциты, гранатсодержащие и высокоглиноземистые гнейсы. В центральной части зоны присутствуют диафториты эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, представленные эпидот-актинолитовыми, эпидот-хлорит-актинолитовыми и эпидот-биотитовыми сланцами. Степень динамометаморфизма весьма разная, довольно широко развиты бластомилониты. Б. Г. Лутц и В. С. Оксман [137] отмечают, что процессы метаморфизма в пределах зоны проявлялись неоднократно.

Ченгелёх-харапский мигматит-гнейсовый комплекс ($dgPR_1\check{c}h$) представлен лишь незначительной по площади северо-западной частью. Граница комплекса с эйиминской толщей верхнеанабарской серии тектоническая. Основную часть площади Ченгелёх-Харапской зоны диафтореза занимают катаклазированные и мигматизированные биотитовые и реже амфибол-биотитовые гнейсы и лишь в пограничной части с эйиминской толщей вскрывается Ченгелёхский мигматит-плутон билляхского комплекса.

Петрографо-геохимические особенности минералов полиметаморфических комплексов. Все полиметаморфические комплексы в мощных тектонических зонах возникли в результате повторного регрессивного метаморфизма гранулитовых серий. Состав полиметаморфических комплесов в целом отражает особенности состава замещенных гранулитов. Согласно исследованиям А. Н. Вишневского [24], полиметаморфические образования по минеральным парагенезисам в основном относятся к высокотемпературным (650–800 °С) фациям альмандиновых и куммингтонитовых амфиболитов и лишь в Котуйкан-Монхолинской зоне присутствуют менее высокотемпературные (500–600 °С) образования эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, среди которых встречаются беспироповые альмандины. По гранат-биотитовому и гранат-амфиболовому равновесию для более высокотемпературной фации давление определяется в 6–7,5 кбар, для менее высокотемпературной –

4–5 кбар. В целом, по представлениям А. Н. Вишневского [24], процессы регрессивного метаморфизма происходят при температурах 500–800 °С и давлениях – 4–6 кбар.

Породы амфиболитовой фации характеризуются равновесными ассоциациями клинопироксена с роговой обманкой, а также роговой обманки и альмандина. Не встречены совместно амфибол с эпидотом и альмандин с мусковитом. Кроме того, в отличие от эпидот-амфиболитовой фации, роговая обманка отличается буровато-зеленой окраской, относительно повышенными железистостью и глиноземистостью. Гранаты амфиболитовой фации почти чисто альмандиновые, в то время как среди пород эпидот-амфиболитовой фации присутствуют гранаты ряда альмандин–гроссуляр–спессартин с предельно высокой железистостью. Роговые обманки эпидот-амфиболитовой фации более низкотемпературные, голубовато-зеленого цвета, характерна ассоциация голубовато-зеленой роговой обманки и эпидота, отсутствует ассоциация клинопироксена и граната с роговой обманкой. Для ассоциации зеленосланцевой фации характерными являются актинолит и голубая роговая обманка.

Контактовый метаморфизм

Повсеместно устанавливается в контактовых ореолах интрузий анортозитов, габброноритов и друзитовых габброноритов раннего протерозоя, интрузий долеритов рифея и венда, а также интрузий долеритов раннего триаса. Проявлен в форме роговиков, часто со скарнированием. Под влиянием термического воздействия интрузивных масс в условиях контактового метаморфизма происходит интенсивная перекристаллизация вмещающих пород. Летучие компоненты, присутствующие в интрузиях и во вмещающих породах, принимают участие в процессах перекристаллизации пород и в образовании новых минералов. По мере приближения к контакту интрузий во вмещающих породах исчезают первичная текстура и структура, появляется беспорядочная текстура и тонкокристаллические мозаичные, гомобластические структуры. Встречаются различные реликтовые структуры. Непосредственно в зоне контакта интрузии с вмещающими породами образуются роговики контактовые – темные стекловатые породы с раковистым изломом, которые по удалении от контакта сменяются роговиками зональными, пятнистыми, узловатыми, микрокомковатыми и сланцеватыми. Изменение структуры и текстуры сопровождается изменением минерального состава (от низкотемпературного до высокотемпературного парагенезиса): альбит-эпидот-роговиковая фация–роговообманково-роговиковая–пироксен-роговиковая фация.

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Метасоматические процессы сопровождаются химическими изменениями исходных пород вследствие привноса или выноса вещества. Они возникают при региональном метаморфизме, в условиях ультраметаморфизма, в условиях контактового метаморфизма (контактовый метасоматоз) и при автомета-

морфизме (автометасоматоз) и протекают с изменением структуры, текстуры, минерального и химического состава исходных пород [81]. Существенное влияние на характер и интенсивность метасоматического процесса оказывает состав субстрата.

Региональный метасоматоз

Наиболее широко распространенным метасоматическим процессом в докембрии является гранитизация. Зоны гранитизации являются постоянно действующими путями массопереноса вещества из мантии в земную кору. Флюидные системы подобных зон истощают мантию по кремнезему, щелочам и широкому спектру литофильных элементов, которые рассеиваются в массе гранитизированных пород [21]. Их формирование протекало на протяжении всей истории становления гранитного слоя земной коры с максимумами в раннем протерозое и в позднем архее.

В результате преимущественно натриевого метасоматоза вначале по основным гранулитам образовались «серые гнейсы» с возрастом 3,8–3,5 млрд лет [21]. Архейские олигоклазовые гранитогнейсы («серые гнейсы») являются одними из самых древних образований гранитного слоя земной коры – продуктом первого этапа гранитизации в геологической истории. На площади листа они пользуются ограниченным распространением и встречаются преимущественно в пределах гранулитов килегирской толщи далдынской серии.

В позднем архее натриевый метасоматоз сменяется калиевым и по гранулитовому или тоналитовому субстрату развиваются метасоматические породы с предельным гранитным составом (доминирующие породы гранитогнейсового слоя), представленные группой высоко-, средне- и низкотемпературных метасоматитов [83].

Высокотемпературные метасоматиты отвечают температуре гранитной эвтектики, равной 700–750 °С или температуре плагиогранитной эвтектики – около 900 °С; нижний температурный предел – 560 °С (температура гидратации калиевого полевого шпата и замещения его мусковитом). Этот температурный интервал примерно охватывает условия гранулитовой и амфиболитовой фаций регионального метаморфизма. Типовыми минеральными ассоциациями в наиболее высокотемпературной области этого уровня являются гиперстен + микроклин или гиперстен + олигоклаз (чарнокит-эндербитовая ассоциация), пироп-альмандин + силлиманит + ортоклаз (ассоциация «кислых гранулитов»). Процесс эндербитизации сопровождается выносом из системы кальция, магния и отчасти железа (часть железа окисляется и фиксируется в рудном минерале); в систему привносится натрий и кремнезем, а в системе, переходной к чарнокитам, отмечается привнос калия. Запрещенными являются все минералы, содержащие кристаллизационную воду. На щелочной стадии процесса высокотемпературные метасоматиты включают продукты ультраметаморфизма. Они распространены на огромных территориях, но сплошных крупных массивов, как правило, не формируют.

Среднетемпературные метасоматиты формируются в интервале 560–360 °С, что примерно соответствует условиям эпидот-амфиболитовой фации в зонах диафтореза. Типовыми минеральными асссоциациями в этом случае

являются мусковит + кварц, роговая обманка + биотит + эпидот + олигоклаз + + кварц. Запрещенным является хлорит. Нижний предел интервала определяется температурой появления минералов, содержащих кристаллизационную воду, или критической температурой воды.

Низкотемпературные метасоматиты образовались при температуре ниже 360 °С, что примерно соответствует условиям зеленосланцевой фации, представленной в Котуйкан-Монхолинской и Ламуйкской зонах диафтореза. Типовыми минеральными ассоциациями являются актинолит + альбит, биотит + альбит, широко развиты минералы, содержащие кристаллизационную воду (хлорит, пренит и др.). Типичные минеральные ассоциации представлены альбитом, актинолитом, эпидотом, хлоритом, кальцитом, кварцем, пиритом [111].

Контактовый метасоматоз

Проявлен в эндо- и экзоконтактовых зонах интрузий котуйканского комплекса среднего рифея, чиэресского комплекса позднего рифея, котуйского комплекса позднего венда, оленёк-велингнинского, авамского и эбехаинского комплексов раннего триаса, где представлен скарнами. Со щелочно-ультраосновным маймеча-котуйским комплексом среднего–позднего триаса связаны как процессы скарнирования, так и фенитизация интрузий и вмещающих пород.

По минеральному составу и парагенезисам различают магнезиальные и известковые скарны. Магнезиальные скарны сложены типоморфными фассаитовым клинопироксеном, энстатитом, форстеритом, минералами группы гуммита, шпинелью, флогопитом и др. Они установлены в зонах реакционного взаимодействия секущих пластообразных интрузий поздневендского котуйского комплекса, даек и хонолитообразных тел среднерифейского котуйканского комплекса, а также многофазных интрузий средне-позднетриасового маймеча-котуйского комплекса. Известковые скарны обычно сложены салит-геденбергитом, диопсидом, гранатом, монтичеллитом, мелилитом, везувианом, эпидотом, волластанитом и др. Известковые скарны широко развиты в зонах контактового ореола интрузий раннетриасового оленёк-велингнинского и средне-позднетриасового маймеча-котуйского комплексов. Наиболее высокотемпературные скарны относятся к монтичеллит-мелилитовой фации (700–900 °С). Широко распространены более низкотемпературные фации – волластонитовая, пироксен-гранатовая и пироксен-эпидотовая. Температурные диапазоны волластонитовой фации – 700–600 °С, пироксен-гранатовой – 600–450 °С и пироксен-эпидотовой – 450–400 °С [159].

Специфические полезные ископаемые скарнов – флогопит, железные руды, руды цветных металлов – широко развиты как в магнезиальных, так и известковых скарнах.

Фениты – высокотемпературные щелочные метасоматиты [227] – ассоциируют со щелочно-ультраосновными интрузиями ийолит-карбонатитового комплекса. К фенитам также отнесены метасоматиты магматической стадии, образовавшиеся при внедрении нефелиновых и щелочных сиенитов по ультраосновным, щелочно-ультраосновным и щелочным магматическим поро-

дам предыдущих фаз, а также по вмещающим карбонатным породам. Породообразующими минералами являются калиевый полевой шпат (ортоклаз, микроклин, санидин), альбит, нефелин, щелочной пироксен (эгирин, эгирин-диопсид, эгирин-авгит), щелочной амфибол (арфведсонит, рибекит, гастингсит, рихтерит), второстепенные – слюда (биотит, флогопит), оксиды железа, акцессорные – апатит, сфен. По соотношению калия и натрия фениты делятся на калиевые и калиево-натриевые. Сравнительно низкотемпературные калиевые известны на контактах исключительно с карбонатитами, состоят из ортоклаза с магнетитом или гематитом. Более высокотемпературные калиево-натривые встречены на контактах как с карбонатитами, так и с щелочными породами (мельтейгитами, ийолитами, нефелиновыми сиенитами) и состоят из всех вышеназванных минералов фенитов.

Автометасоматоз

Происходит в конечные стадии кристаллизации пород в результате воздействия собственных минерализаторов (летучих компонентов остаточного расплава) на ранее выделившиеся минералы [81]. Наиболее показательным примером автометасоматоза является серпентинизация оливина в перидотитах далдынского комплекса позднего архея. Характерными примерами также являются замещение клинопироксена роговой обманкой, последней – хлоритом с выделением рудных минералов, оливина – иддингситом, тальком, а также соссюритизация, серицитизация и пелитизация полевых шпатов, широко проявленные в интрузиях долеритов умереннощелочного состава позднерифейского чиэресского, раннетриасовых авамского и эбехаинского комплексов.

ГИПЕРГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

На площади листа R-48 существует более 10 разновозрастных денудационных поверхностей, обусловленных большей частью интенсивным проявлением интрузивного магматизма, с которыми обычно связаны коры выветривания. Среди них выделяются поверхности, формировашиеся длительное время в пределах всей территории листа, и локальные, возникшие на небольших площадях в сравнительно короткий промежуток времени. К первым относятся раннепротерозойская (предрифейская), позднепротерозойская (предвендская), позднесилурийско-среднедевонская, позднедевонско-раннекаменоугольная, среднетриасово-раннемеловая и палеогеновая. Установлено, что корообразование практически всегда сопровождается гипергенным метаморфизмом, который в отдельных случаях приводит к полному замещению одних пород другими за счет привнесенных продуктов с сохранением структурных и текстурных особенностей субстрата. Процессы гипергенного метасоматизма часто являются рудообразующими [218].

Раннеротерозойская поверхность выравнивания – наиболее древняя из известных на Сибирской платформе. Она представляет собой пенеплен, сформировавшийся на складчатом кристаллическом основании Сибирского кратона. Возраст наиболее молодых отложений, на которых образован пенеплен, по данным определения изотопного возраста 1800–2080 млн лет [35, 130]. Насколько продолжительным в действительности был этап господства процессов денудации, неизвестно, однако он, видимо, был исключительно продолжительным, возможно, начался после завершения основной складчатости, с чем связаны огромные масштабы денудационного среза и почти полное выравнивание колоссальных пространств. В тех местах, где пенеплен отпрепарирован и выходит на поверхность, сохранились остатки кор выветривания. Максимальная мощность установленной сохранившейся коры достигает 25–35 м [35].

В пределах листа R-48 раннепротерозойская кора выветривания вскрывается под отложениями ильинской свиты нижнего рифея вдоль северо-западного выхода кристаллических пород Анабарского щита. Нижняя ее зона мощностью от нескольких метров представлена в различной степени трещиноватыми и гипергенно измененными кристаллическими породами. Вверх по разрезу она сменяется коричневато-бурой дресвяно-глыбовой массой, которая переходит в сиреневую или фиолетово-бурую глинисто-дресвяную массу, насыщенную (от 30–40 до 70–80 %) обломками размером от первых мм до

15–20 см главным образом сильно измененных и нередко катаклазированных гнейсов красно-бурого цвета. Также встречаются обломки серых и розовато-серых кварцитов и кварца. Местами сохранившуюся от денудации верхнюю часть коры выветривания слагает глинисто-песчаная неструктурированная масса полевошапат-кварц-каолинитового или хлорит-каолинит-гидрослюдистого состава, пропитанная гидроксидами железа.

В приустьевой части р. Вюрбюр, под отложениями ильинской свиты, была изучена раннепротерозойская кора выветривания, развитая по плагиогнейсам вюрбюрской толщи. Основание коры выветривания слагают в основном в различной степени трещиноватые и гипергенно преобразованные биотит-коридиеритовые, гранат-пироксеновые и пироксеновые плагиогнейсы. Все гранобласты плагиоклаза интенсивно серицитизированы. Выделяются светло-коричневой окраской, обусловленной точечной вкрапленностью гидрогематита и темными каймами гидроксидов железа. Среди рудных минералов доминируют гидрогематит и окисленный магнетит. Встречаются также выделения гётита. Биотит чаще замещен светло-зеленым слюдисто-хлоритовым агрегатом с выделениями красно-бурых гидроксидов железа или гидратированного магнетита, занимающих в отдельных псевдоморфозах до половины объема. Гранат, гиперстен и салит изрезаны частыми извилистыми, местами сетчатыми, волосовидными прожилками гидрослюд и гидроксидов железа.

Трещиноватые и гипергенно преобразованные гнейсы закономерно сменяются щебенчато-глыбовой линзовидно-полосчатой брекчией с дресвяно-глинистым, местами окремненным и хлоритизированным цементом. В относительно крупных глыбах гнейсов сохраняется первичная текстура и структура, но обычно они трещиноваты и пропитаны гидроксидами железа. Выше по разрезу грубообломочный материал сменяется тонкоагрегатным и рекристаллизованным в глинисто-слюдистую или хлорит-сапонитовую массу, пронизанную прожилками гидроксидов железа. Местами порода состоит из фрагментов псевдосферолитового шамозита коричневато-желтого, зеленовато-серого или зеленовато-бурого цвета. Завершает разрез коры выветривания залегающий непосредственно под конгломерато-брекчией ильинской свиты кварцевый разнозернистый алевропесчаник с базальным слюдисто-кремнистым цементом. Обломочный материал представлен преимущественно угловатыми зернами кварца (35–40 %) размером 0,1–3,5 мм. Порода пропитана красновато-бурыми гидроксидами, встречаются зерна магнетита, замещенные гидрогематитом. Вскрытая мощность коры выветривания составляет около 6 м.

В процессе гипергенных преобразований полевые шпаты в различной степени превращены в глинисто-слюдистые агрегаты, темноцветные минералы хлоритизированы, рудные частично или полностью окислены. Среди полевых шпатов более интенсивным преобразованиям подвержены плагиоклазы. Частично или полностью они замещаются тонкоструктурным микросферолитовым или микрозернистым глинистым агрегатом с пятнами тонкочешуйчатой бесцветной слюды. Процессы замещения плагиоклаза слюдисто-глинистым агрегатом обычно сопровождаются сопутствующей карбонатизацией. Широко проявленная хлоритизация биотита сопровождается вдоль трещин спайности и по контуру чешуй выделениями тонкоструктурного лейкоксена, иногда

со сфеном, в отдельных чешуях – выделениями ярко-красного гётита и красно-бурого гидрогематита. Присутствуют полные псевдоморфозы хлорита. Хлорит также замещает темноцветные минералы, развивается по вторичным продуктам плагиоклаза, выполняет межзерновые пространства, а на участках трещиноватости слагает жилки и прожилки. По составу основная масса хлорита может быть отнесена к шамозиту. Вдоль зон трещиноватости развита карбонатизация. Обычно минералы вторичных преобразований пропитаны красно-бурыми гидроксидами железа. Пятнами, полосами и нередко полностью слюдисто-глинистая масса, чешуи хлорита и гидробиотита окрашены в красно-бурые тона.

В составе коры выветривания по сравнению с исходными кристаллическими породами фундамента и перекрывающими отложениями ильинской свиты, по данным химических анализов, в десятки раз увеличивается общее процентное содержание Fe_2O_3 и потери при прокаливании. Коры выветривания выделяются более высокими содержаниями легких РЗЭ, нормализованных по хондриту, чем в исходных кристаллических породах фундамента, и в целом сопоставимы с содержаниями в перекрывающих отложениях ильинской свиты.

Кора выветривания на интрузиях габбронорит-анортозитового комплекса представлена зеленовато-серой или красновато-бурой глинисто-дресвяной массой с обломками пятнистых зеленовато-бурых исходных пород. В обломках темноцветные минералы замещаются железисто-слюдистым, а плагиоклаз – хлорит-каолинитовым агрегатом, нередко с красно-бурыми включениями гидроксидов железа. Структура породы остаточная габбровая, часто катакластическая. Минеральный состав глинисто-дресвянного заполнителя практически аналогичен коре выветривания по гнейсам архея. Глинистая составляющая (35–55 % от объема заполнителя) сложена каолинитом, кварцем, гидроксидами железа, гематитом, иногда с примесью монтмориллонита.

В разрезе рифейских отложений установлено несколько перерывов в осадконакоплении, связанных с проявлениями разновозрастного базитового магматизма. Коры выветривания указанных денудационных уровней во многом похожи между собой. Они сформированы на ограниченных участках главным образом на карбонатных и карбонатно-терригенных отложениях. Из-за интенсивного проявления магматизма коры ветривания имеют незначительную мощность, сильно разрушены или не сохранились. Местами в зонах денудационных поверхностей отмечаются породы с повышенной трещиноватостью, появляется кальцитизация, по трещинам и наслоениям встречаются зеленовато-ржавые глинистые пятна. Наиболее явные реликты коры выветривания сохранились на границе среднего и верхнего рифея. В кровле некюлээхской свиты они представлены уплотненной зеленовато-серой алеврито-глинистой известковистой породой с коричневато-бурыми пятнами, состоящей из хлорита, гидрослюды, кварца, доломита, гематита.

Предвендская кора выветривания наиболее детально изучена на южном склоне Анабарского свода (лист R-49-XXVII, XXVIII). Под отложениями старореченской свиты шурфом вскрыта кора выветривания мощностью 8,5 м, развитая по дайке долеритов будьурхайского комплекса, радиологический (K-Ar) возраст которой определен в 1246 ± 40 млн лет [154]. Предположи-

тельно, формированию коры выветривания предшествовала глубокая (более 3 км) денудация отложений рифея, раннепротерозойских кор выветривания и кристаллических пород фундамента. По условиям залегания вскрытая кора выветривания подразделяется на остаточную и переотложенную. Основание разреза остаточной коры выветривания представлено трещиноватыми долеритами бурого, кирпично-красного и темно-зеленого цвета, сохранившими облик материнских пород и первичный минеральный состав. Выше по разрезу долериты сохранились лишь в виде дресвы, щебня и обломков размером до 10–15 см, погруженных в песчано-глинистый субстрат коричневато-серого цвета. Глинистый материал составляет около 40 % объема породы. В составе песчаного материала (%) – полевые шпаты (15–20), кварц (30–45) и слюды (30–45). Щебень и мелкие обломки обладают характерной кирпично-красной окраской, обусловленной гидроксидами железа. В большинстве случаев они сохраняют текстуру материнских пород. Темноцветные минералы и полевые шпаты разложены с образованием тонкочешуйчатого глинисто-слюдистого агрегата и гидроксидов железа. Поры и трещины заполнены агрегатом из гидрогетита, слюды и глинистых минералов. Вскрытая мощность остаточной коры – 6,8 м. Верхнюю часть вкрытого разреза мощностью 1,7 м слагает переотложенная кора, представленная переслаивающимися глинами, глинистыми алевритами, песками и песчаниками, четко различающимися по составу и окраске. В целом преобладают бурые и темно-зеленые цвета. Алевриты, пески и песчаники в основном полевошпат-кварцевого состава с гидрогетит-глинисто-слюдистым цементом порово-базального типа. Мощность слоев колеблется в пределах 5–10 см. Время образования коры выветривания ограничивается началом формирования перекрывающих отложениий стороченской свиты (около 600 млн лет), а нижний возрастной предел – вероятно, поздним рифеем, когда в процессе денудации были вскрыты ранне- и среднерифейские дайки долеритов [154], по которым развита кора выветривания.

В северо-западной части листа позднесилурийско-среднедевонскими эрозионно-денудационными процессами была образована обширная денудационная поверхность выравнивания как на отложениях нижнего силура и нижнего ордовика, так и на отложениях верхнего и среднего кембрия. В результате регрессии моря на границе силура и девона [144] на площади листа, а также на большей части Сибирской платформы, территория представляла собой низменную аридную равнину. В Нижнекотуйско-Попигайской СФЗ регрессия продолжалась в зубовское и в курейское время и достигла своего максимума в разведочнинское время, а в пределах крайней северо-западной части листа, вероятно, продолжалась вплоть до франского века. Регрессия сопровождалась заметной гумидизацией климата, что могло способствовать созданию благоприятных условий для формирования кор химического выветривания. В верхах разреза отложений бысыюряхской свиты встречаются редкие линзовидные прослойки доломитов с кремнистыми конкрециями. Силициты встречаются как свежие, так и слабоожелезненные, сложены мелкими зернами кварца и халцедона. В верхней части разреза отложений нерасчлененных атырдяхской и орачинской свит присутствуют переотложенные продукты коры выветривания, представленные прослоями пестрокрашенных тонкоплитчатых тонкослоистых глинистых и алевритистых доломитов, мер-

гелей и кремней. В трещинах последних нередко выделяются гидроксиды железа.

К началу раннекаменноугольной эпохи сформировалась пенепленизированная поверхность и кора выветривания. Глинисто-карбонатные остаточные коры выветривания этого времени незначительной мощности известны на выровненной поверхности карбонатных пород среднего кембрия в небольших карманообразных понижениях. Так, в Нижнекотуйско-Попигайской СФЗ на Фомич-Попигайском междуречье под терригенно-карбонатной толщей нижнего карбона встречаются сильноожелезненные брекчированные породы, сложенные обломками светлых доломитов размером до нескольких сантиметров в буром сильноожелезненном дресвовидном материале мощностью до нескольких десятков сантиметров. Стратиграфически выше залегают переотложенные продукты коры, представленные в основании толщи желтыми и светло-коричневыми глинистыми известняками с прослоями аргиллитов, песчаников, конгломератов с плохоокатанными обломками кварца.

На границе раннего и среднего карбона произошло общее поднятие территории Сибирской платформы, в результате которого значительные площади были выведены на дневную поверхность и подвергались эрозии. Установился преимущественно континентальный режим осадконакопления, сопровождавшийся неоднократным размывом и переотложением ранее сформированных осадков, что ограничивало сохранность коры выветривания. В Маймеча-Котуйской СФЗ на размытой поверхности каларгонской свиты верхнего девона установлена среднекаменноугольная поверхность выравнивания со следами коры выветривания. Это пологоволнистая равнина с мелкими холмами, очень пологими склонами и широкими долинами, унаследованными в ряде случаев современными реками. В понижениях сохранились остаточные коры выветривания. На карбонатных породах они монтмориллонитового состава, на изверженных – монтмориллонитовые и каолинитовые, местами с включениями долеритов [163]. Следы позднепермской поверхности выравнивания местами сохранились вдоль юго-восточного склона Енисей-Хатангской впадины, в основании осадочно-вулканогенных образований правобоярской свиты нижнего триаса. Это ровная денудационная поверхность, срезающая пермские и более древние (вплоть до верхнекембрийских) отложения. Коры выветривания в пределах листа не сохранились.

Среднетриасово-раннемеловая денудационная поверхность выветривания представляет собой почти плоскую денудационную равнину на нижнетриасовых осадочно-вулканогенных образованиях. Ее формирование, охватившее около 100 млн лет, обусловлено внедрением раннетриасовых эбехаинского и авамского трахидолеритовых комплексов, а также средне-позднетриасового маймеча-котуйского ийолит-карбонатитового комплекса. В юрское время описываемая территория была главным образом областью осадконакопления и лишь в небольшие промежутки времени она испытывала поднятие, сопровождавшееся денудацией осадков и формированием на отдельных участках поверхностей выравнивания. Интенсивные процессы денудационного выравнивания и соответствующие им периоды максимальной пенепленизации происходили, вероятно, в позднеюрскую эпоху. Связанная с ними кора выветривания из-за плохой обнаженности практически не изучена, но, судя по лите-

ратурным источникам [232], она представлена пестроцветными глинистыми песками и глинами монтморилонитового состава с обломками алевролитов или песчаников. Местами в них присутствуют гидросульфаты, а также гидроксиды железа.

Дат-эоценовая поверхность выравнивания, несколько переработанная в олигоцене, в современном рельефе довольно ровная, с возвышающимися над ней грядами и останцами долеритов, с сохранившейся в прогибах и в карстовых воронках корой выветривания. Она сформирована на карбонатных отложениях нижнего палеозоя. Местами карбонатные породы превращены в глину. На приподнятой северной части листа эта поверхность фактически уничтожена. Дат-эоценовая кора выветривания развита в пределах Мойеро-Муруктинской СФЗ в бассейне левых притоков р. Тукалан и непосредственно в Муруктинской впадине. Район бассейна левых притоков р. Тукалан представляет собой почти горизональную пенепленезированную поверхность с бокситоносными желто-бурыми глинами, приуроченными к заболоченным понижениям в рельефе. Непосредственно в Муруктинской впадине кора выветривания представлена серыми и черными пластичными плотными глинами и пестроцветными бокситоносными глинами. Полные разрезы бокситоносных кор выветривания в карстовых воронках описаны в гл. «Стратиграфия», разделе «Палеогеновая система».

Как видно из приведенных данных, современный денудационный срез в пределах листа – результат целого ряда наложенных эпох денудации, завершающихся выравниванием и формированием кор выветривания. В пределах листа корообразование проявилось широко и неоднократно. По минеральному составу преобладают гидрослюдисто-каолинитовые; ограниченно развиты приближающиеся к латеритному типу, связанные с дат-эоценовой поверхностью выравнивания. Анализ древних поверхностей выравнивания и кор выветривания имеет важное значение для выявления закономерностей формирования россыпных и гипергенных полезных ископаемых. Раннепротерозойская денудационная поверхность и связанные с ней коры выветривания могут представлять интерес для выявления проявлений урана, позднедевонско-раннекаменноугольная и среднетриасово-раннемеловая – для поисков россыпных алмазов, дат-эоценовая является перспективной в отношении бокситов. Зоны гипергенеза представляют также материал для решения ряда вопросов стратификации, определения возраста, литолого-фациальных особенностей геологических образований, истории развития и палеогеографии района. В ряде случаев продукты гипергенеза выступают в качестве прямых поисковых признаков скрытого экзогенного и эндогенного оруденения.

ТЕКТОНИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Территория листа R-48 располагается в северной части Сибирской платформы, на западном склоне Анабаро-Оленёкской антеклизы, и лишь незначительная северо-западная часть ее принадлежит к юго-восточному крылу Енисей-Хатангского прогиба, а крайняя юго-западная – к северо-восточному борту Тунгусской синеклизы. У восточной рамки листа вскрываются архейско-нижнепротерозойские кристаллические породы западной части Анабарского щита, занимающие около 20 % его площади. Выходы кристаллических пород повсеместно имеют денудационные границы с платформенным чехлом – с вендскими отложениями на юге и рифейскими на западе и северо-западе.

Глубинное строение

На основании интерпретации магнитного и гравитационного полей, изучения петрофизических характеристик пород и данных глубинного сейсмического зондирования построена схема глубинного строения площади листа. Основные параметры консолидированной коры – мощность, плотностная и скоростная неоднородность, геофизические критерии идентификации эндогенных режимов и блоковая делимость – в целом для Сибирской платформы рассмотрены в многочисленных работах [38, 40, 48, 71, 216 и др.]. По Sm-Nd изотопным данным, наиболее интенсивные процессы корообразования характерны для позднеархейского этапа развития. В это время была сформирована континентальная кора погребенного фундамента Центрально-Анабарского (~3,2–2,7 млрд лет), Маганского (~3,1–2,6 млрд лет) и Тунгусского (~3,0–2,8 млрд лет) геоблоков. К раннему протерозою (~2,4–2,2 млрд лет) относится формирование континентальной коры Хапчанского и Оленёкского геоблоков [104].

По особенностям глубинного строения, значениям мощности земной коры, простиранию складчатых систем и составу слагающих их пород в строении кристаллического фундамента в пределах листа выделяются две складчатые системы – Алдано-Анабарская, занимающая бóльшую часть изучаемой территории, и Ангаро-Тунгусская, охватывающая лишь незначительную юго-западную часть площади листа. Граница сочленения этих двух разных складчатых систем проходит по зоне Ангаро-Котуйского трансрегионального глубинного разлома [249].

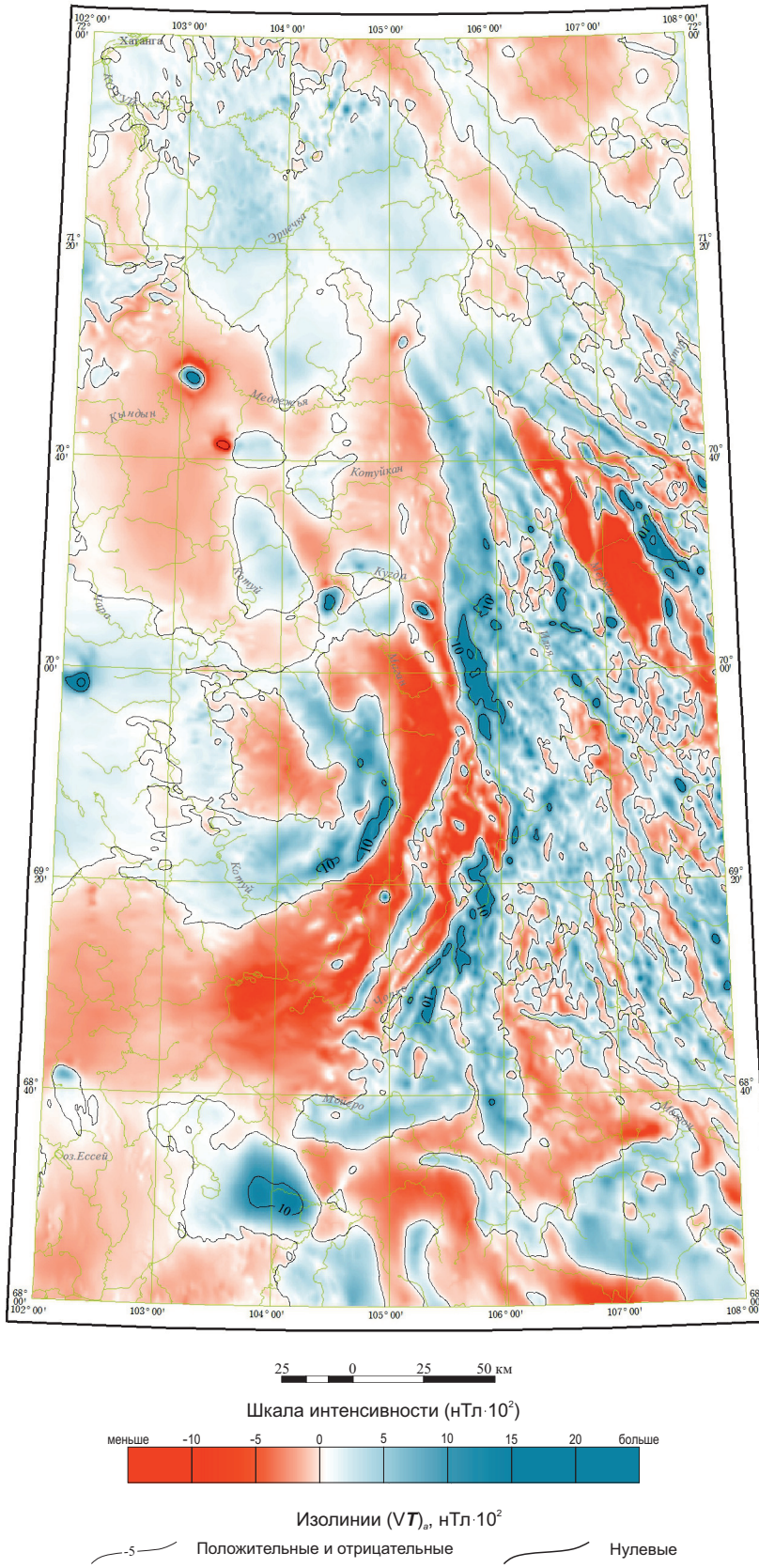


Рис. 4. Карта аномального магнитного поля листа R-48.

Вклейка. Заказ 81114019

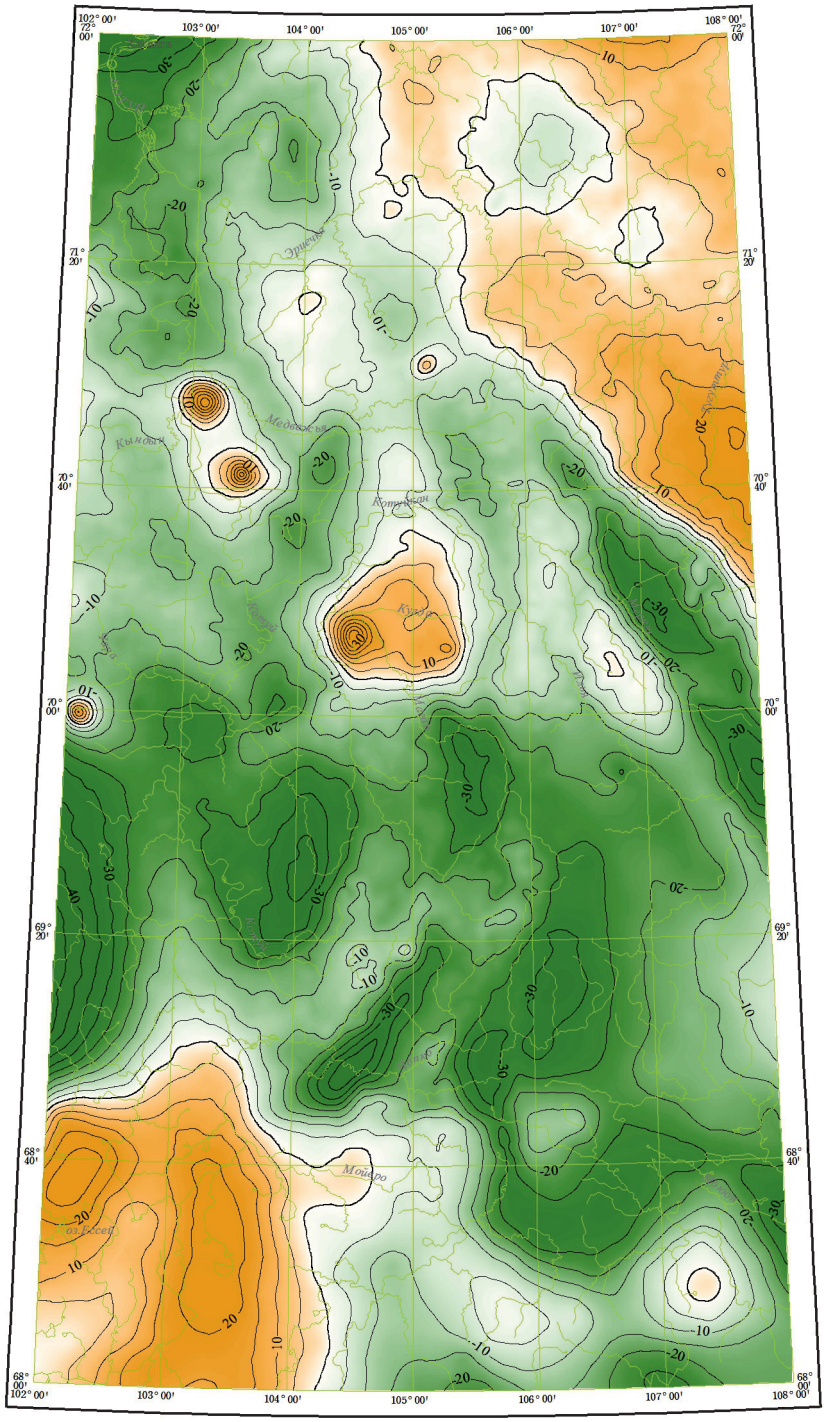


Рис. 5. Схема гравитационных аномалий листа R-48.

Для Алдано-Анабарской складчатой системы в пределах площади листа характерна сравнительно малая мощность платформенного чехла – от 0 (выходы кристаллического фундамента Анабарского щита) до 6–8 км (в области развития отложений меловой системы в Енисей-Хатангском прогибе). Мощность консолидированной земной коры в пределах Алдано-Анабарской складчатой системы [40] определяется значениями 37–48 км, а в пределах рассматриваемой площади ее средняя мощность составляет 42–44 км. Предположительно [247], кора Анабарского щита является реликтовой, имеет по сравнению с другими щитами примитивное строение, что выражается в слабой горизонтальной расслоенности. Вероятно, это связано с тем, что она формировалась как единое целое на ранних стадиях геологического развития Земли. Сформированная на ранних этапах развития Земли литосфера, по-видимому, была неоднородна. Узкие линейные складки гранулитового комплекса свидетельствуют о значительном сжатии и тангециальном перемещении масс накануне и во время эпохи гранулитового метаморфизма. После стабилизации новые деформации охватили жесткую гранулитовую плиту и выразились в заложении зон флюидной проницаемости и диафтореза, по которым позднее происходило внедрение интрузивных масс и перемещение блоков пород, сопровождавшееся процессами катаклаза и милонитизации.

В магнитном поле (рис. 4) Алдано-Анабарская складчатая система проявляется сочетанием субпараллельных региональных максимумов и минимумов, протяженностью в несколько десятков и сот километров. Характерным является высокая интенсивность положительных аномалий и их отчетливо выраженная зональность северо-западного простирания. Западная часть Анабарского щита в пределах листа R-48 характеризуется широким развитием чередующихся полосовых магнитных максимумов и минимумов, обусловленных особенностями строения и состава докембрийских метаморфических толщ. Наиболее интенсивные полосовые магнитные максимумы (до 1500–2000 нТл) соответствуют зонам развития в фундаменте основных гранулитов далдынской и верхнеанабарской серий. Зонами пониженного магнитного поля (до −1500 нТл) отображаются граниты, породы хапчанской серии и зон регрессивного метаморфизма [176]. Магнитным максимумом интенсивностью до 2000–3000 нТл в Котуйкан-Монхолинской зоне диафтореза фиксируется габбродиорит-габброноритовый интрузив салтахского комплекса, что, вероятно, обусловлено сульфидным медно-никелевым рудопроявлением в его приподошвенной части. Сложное блоковое строение юго-западного и южного склонов Анабарского свода обусловлено значительными колебаниями глубин залегания магнитоактивных тел и широким развитием раннетриасовых тектонических нарушений фундамента Вилюйско-Котуйской системой разломов, инициированных раннетриасовыми интрузиями оленёк-велингнинского комплекса. Из-за относительно мощных (до 60 м и более) покровов четвертичных образований различных генетических типов не получили отражения на карте магнитного поля Муруктинская и Аганылийская впадины, осложняющие юго-западный и южный склоны Анабарского свода.

Территориально Анабарский щит располагается в пределах одноименного регионального гравитационного максимума, который охватывает всю северо-восточную часть Сибирской платформы (рис. 5). Вдоль северо-восточного

борта Котуйкан-Монхолинской зоны диафтореза наблюдается перепад регионального гравитационного поля. При этом вся восточная часть щита характеризуется повышенными значениями поля силы тяжести, а западная – пониженными. В западной части Анабарского щита выделяются три зоны отрицательных гравитационных аномалий, именуемые Чурбукулахским, Ламуйкским и Котуйкан-Монхолинским региональными минимумами. В этих зонах гранулитовый субстрат глубоко переработан в условиях регрессивного метаморфизма, производные которых имеют плотность 2,65–2,75 г/см^3. Наиболее низкоплотные образования развиты в Котуйкан-Монхолинской зоне диафтореза, Ламуйкская и Чурбукулахская зоны выделяются менее яркими минимумами, плотность пород этой зоны смятия близка к плотности пород основания, на котором заложены эти структуры. Разделяющие зоны диафтореза Ильинский и Далдынский гранулитовые блоки выделяются положительными аномалиями с региональными максимумами. Пониженное гравитационное поле западной части Анабарского щита обусловлено широким распространением низкоплотных (2,6–2,8 г/см^3) горных пород гранито-гнейсовой ассоциации, возникших в результате ультраметаморфического преобразования гранулитов основного состава верхнеанабарской и хапчанской серий.

На площади рассматриваемого листа, в пределах Алдано-Анабарской складчатой системы, проходят два профиля глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), выполненные Центром «ГЕОН»: г. Воркута–пос. Тикси («Горизонт», 1975), р. Тарея–г. Олёкминск («Алмаз», 1981), по которым построены схематические глубинные разрезы до поверхности раздела консолидированной коры и верхней части мантии – поверхности Мохоровичича. Наиболее протяженный фрагмент профиля «Алмаз» охватывает юго-западную часть Анабарского щита, массивы центрального типа – Маган, Кугда и Одихинча – маймеча-котуйского комплекса и частично юго-восточный борт Енисей-Хатангской впадины. Второй профиль – «Горизонт» – сечет рассматриваемую площадь в субширотном направлении, проходя вдоль северо-западных склонов Анабарского свода.

Данные о глубине залегания вулканогенно-осадочного чехла (средние плотности 1,8–2,8 г/см^3) были получены путем пересчета средних мощностей отложений согласно стратиграфическим разрезам. Сведения о глубине залегания поверхности Мохоровичича были приняты В. С. Сурковым и М. П. Гришиным с учетом результатов моделирования в гравитационном поле гидростатически уравновешенных блоков консолидированной коры [40]. Консолидированная кора, по расчетным данным В. Л. Кузнецова [350], интерпретировалась исходя из представлений о двухслойной ее модели. Верхний слой – гранулито-гнейсовый комплекс – характеризуется скоростями распространения сейсмических волн со значениями 6,0–6,8 км/с (средние плотности 2,6–2,9 г/см^3). Нижний слой консолидированной коры представлен гранулито-базитовым комплексом, скорость распространения сейсмических волн в котором колеблется от 6,8 до 7,6–7,8 км/с (средние плотности 2,95–3,20 г/см^3). Граница Мохоровичича прослеживается по возрастанию скорости до 8 км/с. Зоны диафтореза, проходящие в мантию и разделяющие гранулиты щита на ряд крупных блоков, обусловлены процессами регрессивного метаморфизма в амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациях. Они характе-

ризуются комплексом пород с пониженной плотностью и магнитной восприимчивостью. Данные по плотностным и магнитным свойствам кристаллических пород Анабарского щита приведены в табл. 1 с использованием материалов ГК-1000/2 [35].

Таблица 1

Средние значения физических свойств кристаллических пород Анабарского массива

Картируемые подразделения	Плотность, г/см^3	Магнитная восприимчивость, ед. $\times 10^{-6}$ СГС
Далдынская серия	2,79	3100
Верхнеанабарская серия	2,77	1500
Хапчанская серия	2,73	100
Зоны диафтореза	2,72	350

Ангаро-Тунгусская складчатая система занимает незначительную по площади юго-западную часть листа R-48. В связи со значительным погружением фундамента в Ангаро-Тунгусской складчатой системе и широким развитием интрузивного и эффузивного базитового магматизма, в геофизических полях отражаются аномалии, связанные со строением как кристаллического фундамента, так и платформенного чехла. Фиксируются как отрицательные, так и положительные мозаичные магнитные аномалии различной интенсивности с преимущественной напряженностью от −500 до +1000 нТл. Они осложнены высокочастотной составляющей с весьма изменчивой намагниченностью. Гравитационное поле характеризуется преобладанием аномалий изометричного облика и пониженными значениями интенсивности в северной части, что может расцениваться как отражение широко развитой здесь гранитизации комплексов фундамента в его верхней части. В районе оз. Ессей выделяется положительная аномалия поля силы тяжести интенсивностью до 28 мГал, предположительно связанная с Муруктинской впадиной и северо-восточным бортом Тунгусской синеклизы, где происходит погружение поверхности кристаллического фундамента на большую глубину.

Фундамент под мощным осадочно-вулканогенным чехлом в связи с отсутствием данных бурения рассматривается как единый кристаллосланцево-гнейсово-плагиогнейсовый комплекс с тоналитами и гранитогнейсами. Вероятно, он включает реликты гранулитов, возможно, присутствуют диафториты по эндербитам, пироксеновым кристаллосланцам, плагиогнейсам и пироксеновым амфиболитам. Слагающие фундамент архейские и раннепротерозойские структурно-формационные мегакомплексы являют собой продукты глубокой переработки осадочных и магматогенных образований в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций регионального метаморфизма, а также зонального регрессивного метаморфизма в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Мощность земной коры в этих районах, по расчетным данным В. С. Суркова [40], составляет до 45 км.

Кристаллический фундамент Анабарского щита

Геологические и геофизические материалы показывают, что Анабарский щит представляет собой сложное гетерогенное складчато-блоковое сооружение, сформировавшееся в результате длительного многостадийного геологического развития. В нем отражено сложное глубинное строение северной части Сибирского кратона (Алдано-Анабарской складчатой системы), отделенной от Ангаро-Тунгусской складчатой системы зоной Ангаро-Котуйского глубинного разлома [249]. Анабарский щит составляет ядро сводового поднятия Сибирского кратона. Он характеризуется крупными антиклинориями и синклинориями, осложненными разнопорядковыми дополнительными складками. После консолидации массива (затвердевания аляскитов и субстрата) возникла жесткая конструкция, пликативный тип тектонических нарушений сменился дизъюнктивным. В процессе продолжавшихся тектонических движений массив был разбит на ряд крупных гранулитовых блоков северо-западного простирания, разделенных архейско-раннепротерозойскими зонами диафтореза. На площади западной части Анабарского щита (в пределах листа R-48) с запада на восток выделяются следующие крупные гранулитовые блоки: Западный, Верхнекуонамский, Ильинский и Далдынский [24].

Западный гранулитовый блок приурочен к юго-западной окраине щита. Его крайняя западная часть представлена несколько опрокинутым на северо-запад Коялахским антиклинорием. Ядро антиклинория сложено гранулитами амбардахской толщи, выклинивающимися в северном направлении, восточное крыло – гранулитами эйиминской толщи. Породы собраны в изоклинальные складки, нередко симметричные и опрокинутые с размахом крыльев до 1–2 км при протяженности до 5–10, реже до 15 км. Их оси в южной части структуры ориентированы в северо-восточном направлении, в северной части они, дугообразно изгибаясь, приобретают северо-северо-западную ориентировку. По морфологии выделяются изоклинальные, линейно-асимметричные и опрокинутые складки. На восточном крыле антиклинория, помимо этих складок, распространены дисгармоничные складки высоких порядков (мелкие брахискладки), сопровождающиеся будинаж-структурами, чаще наблюдаемые в местах сочленения Западного блока с Чурбукулахской зоной диафтореза, а также будинаж-структуры, связанные с внедрением анортозитов амбардах-коялахского комплекса. В целом Коялахский антиклинорий представляет собой опрокинутую на северо-запад структуру с очень крутыми (75–85°) углами падения пород.

Для Чурбукулахской зоны диафтореза характерно очень сложное клиновидно-блоковое строение, обусловленное многократными вертикальными перемещениями блоков пород различной амплитуды по разломам северо-западного, субмеридионального и, реже, северо-восточного простирания. Катаклазу подвержены как породы гранулитовой фации, так и анортозиты. Блоки в большинстве случаев линейно вытянуты согласно общему простиранию складчатых структур. В ее южной части сохранился фрагмент Чопкинского синклинория, сложенный плагиогнейсами вюрбюрской толщи. На севере восточной ветви Чурбукулахская зона осложнена катаклазированными Амбар-

дахским, Маганским и Коялахским массивами амбардах-коялахского комплекса, а на юге и северо-западе – приподнятыми блоками эйиминской толщи. Мигматизированные породы зоны диафтореза собраны в серию изоклинальных складок, которые на участках интенсивного ультраметаморфизма осложнены дополнительными мелкими складками, а также микроскладками изгибов, волочения, течения. Восточная граница – с Верхнекуонамским блоком – проходит по системе разломов субмеридионального, северо-восточного и северо-западного (на севере) направлений.

Верхнекуонамский блок занимает пространство между Чурбукулахской и Ламуйкской зонами диафтореза, в междуречье Маган–Илья, а также в бассейнах верхних течений рек Бол. Куонамка, Аганыли и Кукусунда. Его общая структура определяется Маганским дугообразным антиклинорием северо-западного простирания, сопряженным на востоке с Вюрбюрским синклинорием преобладающего северо-западного простирания. На севере Вюрбюрский синклинорий в результате резкой смены простирания на северо-восточное срезает Монхолинский антиклинорий. Маганский антиклинорий сложен плагиогнейсами амбардахской толщи и осложнен синклинальными складками более высоких порядков, сложенными плагиогнейсами эйиминской толщи. Наибольшим развитием пользуются изоклинальные и линейновытянутые складки с размахом крыльев 1,5–3 км и протяженностью до 15–20 км. По данным М. Н. Злобина [90], углы падения крыльев крутые (65–85°). Многие складки имеют опрокинутое на запад падение. Ядро антиклинория на западе отделено от крыльев системами протяженных глубинных разломов. На восточном крыле антиклинория обнажаются эйиминская и вюрбюрская толщи. Последняя слагает главным образом ядро Вюрбюрского синклинория.

Вюрбюрский синклинорий простирается через весь район в северо-западном направлении. Его западное крыло является одновременно крылом Маганского антиклинория. Ядро структуры, ограниченное региональными разломами, сложено породами вюрбюрской толщи, собраными в складки с размахом крыльев от 1–3 до 7 км. Складки опрокинуты на юго-запад под углами 65–70°. Восточное крыло синклинория осложено деформациями Ламуйкской зоны. В южной и центральной частях, в бассейнах верховьев рек Ламуйка, Бол. Куонамка и Илья, восточная часть Вюрбюрского синклинория срезается системой глубинных разломов Ламуйкской зоны регрессивного метаморфизма.

Ламуйкская зона регрессивного метаморфизма в пограничной части с Вюрбюрским синклинорием представлена мигматизированными гнейсами эйиминской толщи, прослеживающимися в северо-западном направлении от бассейна верхнего течения р. Ламуйка до среднего течения р. Илья. В целом структура Ламуйкской зоны диафтореза осложнена серией линейных изоклинальных складок, складками волочения и будинаж-структурами меланократовых кристаллических сланцев, габброноритов харапского комплекса и ультрабазитов далдынского комплекса. В целом для зоны характерна перекристаллизация пород в условиях амфиболитовой фации с развитием гранобластовых структур и интенсивная гранитизация, но крупные гранитные тела не характерны, преобладают послойные линзы аляскитов.

Между Ламуйкской и Котуйкан-Монхолинской зонами диафтореза располагается Ильинский блок шириной до 35 км, прослеживающийся в северо-западном простирании через весь щит от верховьев р. Кюэнелекян до верхнего течения р. Илья. В структурном отношении он представляет собой Монхолинский антиклинорий, ось которого сложена породами амбардахской, а крылья – эйиминской толщ. Шарнир структуры погружается в северо-западном направлении под образования эйиминской толщи. На севере Монхолинский антиклинорий срезается восточным крылом Вюрбюрского синклинория, а его западная граница проходит по разлому с Ламуйкской зоной диафтореза. Западное крыло антиклинория шириной 22–25 км, приуроченное к бассейнам рек Немес, Улахан-Дянака, Ары-Мастах и Чуогуркалах, сложено в основном породами эйиминской толщи, которые смяты в складки различной амплитуды. С архейскими складчатыми движениями связывается внедрение ультрабазитов, к этому же времени относятся процессы гранитизации (чарнокитизация) пород архейского комплекса и образование метасоматических гиперстеновых плагиогранитов и гранитов. Восточное крыло антиклинория, сложенное плагиогнейсами эйиминской толщи, срезается системой глубинных разломов, ограничивающих Котуйкан-Монхолинскую зону диафтореза. По системе глубинных разломов эйиминская толща интенсивно дислоцирована.

Котуйкан-Монхолинская зона диафтореза разделяет Ильинский и Далдынский блоки. Она представляет собой шовную структуру, ограниченную долгоживущими разломами, представленными широкими (от сотен метров до первых км) полосами катаклаза и милонитизации. Это наиболее представительная зона развития полиметаморфических диафторированных пород. Она прослеживается в пределах листа в северо-западном направлении от истоков р. Меркю до верховьев р. Арбын. Ее ширина у восточной рамки листа составляет 15–23 км, а на северо-западе, в бассейне р. Котуйкан, где закартированы три наиболее крупных массива амбардах-коялахского комплекса, превышает 32–35 км. В ее сложении участвуют повторно метаморфизованные породы верхнеанабарской и далдынской серий. Породы зоны интенсивно мигматизированы и гранитизированы до образования довольно крупных тел метасоматических гранитоидов.

Северо-восточнее Котуйкан-Монхолинской зоны диафтореза находится северо-западная часть Далдынского блока, ограниченного на крайнем северо-востоке Ченгелёх-Харапской зоной диафтореза. Далдынский блок в пределах листа R-48 представлен плагиогнейсами и кристаллическими сланцами Бекелехского антиклинория северо-западного простирания (315–320°). Ядро антиклинория шириной до 10 км сложено породами килегирской толщи далдынской серии, а крылья – пироксеновыми и амфибол-пироксеновыми плагиогнейсами и гнейсами амбардахской толщи верхнеанабарской серии. Границы килегирской толщи, слагающей ядро антиклинория, тектонические. Крылья антиклинория имеют четко выраженные линейные деформации, характерны крутые, асимметричные и изоклинальные складки шириной до 1–3 км при протяженности до 5–14 км. Их осевые плоскости вертикальны либо наклонены под крутыми углами на юго-запад или северо-восток при общем северо-западном простирании, согласным с ориентировкой общей

структуры щита. Крылья этих структур смяты в серию кулисообразных складок более высоких порядков.

Из анализа становления структурного плана кристаллического фундамента Анабарского щита очевидно, что в позднем архее и в раннем протерозе крупные пликативные структуры подверглись воздействию разрывных дислокаций, обусловивших проявление активной магматической деятельности. По глубинным разломам прошли перемещения крупных блоков и сопутствующие им многочисленные локальные перемещения. В межблоковых пространствах кристаллические породы подверглись катаклазу и милонитизации.

Рифейско-фанерозойский платформенный чехол

Отложения рифейско-фанерозойского платформенного чехла с резким угловым несогласием и с большим временны́м интервалом (от 0,2–0,3 до 1,0–1,2 млрд лет) перекрывают складчато-глыбовый архейско-нижнепротерозойский кристаллический фундамент, обнажающийся на Анабарском щите Сибирского кратона. Поверхность кровли щита периклинально наклонена под углами от 30′ до 3°, местами наклон поверхности кровли достигает 5–6°. На южном склоне Анабарского щита кристаллические породы фундамента перекрываются непосредственно сульфатно-карбонатными отложениями вендской системы, на западе и северо-западе – грубообломочными терригенными образованиями нижнего рифея. Мощность платформенного чехла составляет около 2,2–2,5 км и лишь в северо-западной части листа, в пределах юго-восточного склона Енисей-Хатангского прогиба, достигает 6 км. При анализе изогипс кровли фундамента установлено, что моноклинальное залегание пород рифейско-фанерозойского платформенного чехла в значительной мере осложнено рядом мелких пликативных структур и дизъюнктивных нарушений. Часть из них обусловлена внедрением магматических масс, а подавляющее большинство связано с вертикальными подвижками блоков кристаллического фундамента.

В составе платформенного чехла выделяется семь структурных ярусов, возникших в результате направленного полициклического его развития: рифейский, вендско-кембрийский, ордовикско-раннесилурийский, позднесилурийско-раннекаменноугольный, среднекаменноугольно-триасовый, юрско-меловой и палеоген-неогеновый. По объему и значимости структурные ярусы отвечают этапам геологического развития платформы с соответствующими формациями.

Рифейский структурный ярус – первый плитный ярус, залегающий с резким угловым несогласием на архейско-раннепротерозойском кристаллическом фундаменте северо-западного и северного склонов Анабарского щита и местами на пенепленизированной поверхности с сохранившимися раннепротерозойскими корами выветривания. На уровне современного эрозионного среза ширина выхода отложений рифейского яруса составляет 55–90 км. Он повсеместно с большим временны́м перерывом и с угловым несогласием перекрывается отложениями вендско-кембрийского структурного яруса.

С начала рифея территория вступила в этап платформенного развития, который ознаменовался накоплением терригенных толщ. На ранних этапах формирования яруса, как следует из опорных разрезов в долинах рек Котуйкан и Илья, где вскрываются наиболее древние из известных на Сибирской платформе рифейские отложения, ведущая роль принадлежала красноцветной конгломерат-гравелит-песчаниковой формации ильинской и бурдурской свит. Несогласно и со стратиграфическим перерывом они последовательно перекрываются сероцветными конгломерат-гравелит-песчаниковыми образованиями лабазтахской свиты, доломитово-песчаниково-аргиллитовыми усть-ильинской и пестроцветными песчаниково-аргиллито-доломитовыми образованиями котуйканской свиты. С большим стратиграфическим перерывом и угловым несогласием нижнерифейские отложения перекрываются сероцветными кремнисто-доломитовыми образованиями некюлээхской свиты среднего рифея, которые, также со стратиграфическим перерывом и несогласием, перекрываются верхнерифейскими пестроцветными гравелито-песчано-доломитовыми образованиями чурбукской свиты. В северной части района отложения среднего и верхнего рифея денудированы.

Глобальные проявления рифтогенеза, сопровождавшиеся широким развитием базитового магматизма, существенно ограничили процессы седиментации. На части территории предвендское воздымание обусловило существенный размыв рифейских отложений. Мощность рифейских отложений в пределах обнаженной части не превышает 2 км. К югу от Анабарского свода, в бассейне р. Арга-Сала, в верхнем течении р. Оленёк и в междуречье верхних течений Вилюя и Мархи, рифейские отложения, а также частично кристаллические породы фундамента и раннепротерозойские коры выветривания были денудированы.

Отложения рифейского структурного яруса слагают пологую моноклиналь, осложненную, вероятно, в позднем рифеее, структурами более высоких порядков северо-восточного простирания с падением на северо-запад под углами от десятков минут до 2–3°, местами падение достигает 4–5°. В строении яруса наиболее часто отмечаются структурные террасы, носы, флексуры и брахиантиклинальные складки, связанные главным образом с вертикальными подвижками блоков кристаллического фундамента. Брахиантиклинальные складки установлены в бассейнах рек Фомич и Котуй, наиболее крупные из них с размахом крыльев до 12 км и максимальными углами наклона до 10° – в бассейнах рек Пастах-Сала, Эриечка, Чочурдах. Структурные террасы, носы и флексуры широко развиты в бассейнах рек Лабастах, Некюлээх и др. Отдельные террасы размером 6 × 30 км установлены в междуречье Бурдур–Пастах-Сала. Наиболее значительные пликативные нарушения в пределах отложений рифейского структурного яруса возникли в позднетриасовую эпоху, в связи с внедрением щелочно-ультраосновных интрузий центрального типа. Куполовидное поднятие размером 17 × 12 км, связанное с интрузией Маган, имеет в плане овальную форму. Пласты пород залегают периклинально вокруг интрузии под углом 15–20° в сторону от интрузии. Амплитуда поднятия – более 600 м. Куполовидная структура размером 13 × 8 км, сопряженная с интрузией Ыраас, имеет западо-северо-западную ориентировку и

амплитуду поднятия до 200 м. Углы падения осадочных пород около интрузии достигают 15°.

Вендско-кембрийский структурный ярус. Формирование отложений яруса происходило в условиях прибрежно-морского и морского осадконакопления после длительного перерыва, в результате которого в разной степени были размыты образования рифея и на значительной площади также кровля архейско-нижнепротерозойского кристаллического фундамента. На всей территории Сибирской платформы был сформирован сплошной платформенный чехол.

На южных склонах Анабарского щита основание яруса слагает вендская терригенно-сульфатно-доломитовая формация стародеченской свиты, залегающая с угловым несогласием непосредственно на архейско-нижнепротерозойских образованиях фундамента. Несогласно она перекрывается пестроцветной поздневендско-раннекембрийской глинисто-карбонатной формацией маныкайской и эмяксинской свит. Выше следует специфическая раннесреднекембрийская доманикоидная формация с максимальной мощностью до 30–50 м, представленная куонамской свитой. Она объединяет темно-серые и черные глинистые и кремнистые известняки и доломиты, часто тонкослоистые, переходящие в черные битуминозные сланцевые мергели. Верхнюю часть среднекембрийского разреза яруса завершает преимущественно зеленоцветная мергельно-карбонатная формация, включающая оленёкскую, джахтарскую и силигирскую свиты. Завершает разрез яруса позднекембрийская пестроцветная глинисто-карбонатная формация чукукской и мархинской свит.

На западных склонах Анабарского щита, как и на южных, основание яруса слагает вендская терригенно-сульфатно-доломитовая формация стародеченской свиты, залегающая с угловым несогласием на различных стратиграфических уровнях отложений рифея. В пределах северо-западного и северного склонов щита отложения стародеченской свиты выклиниваются, и отложения рифея несогласно и со стратиграфическим перерывом перекрываются пестроцветной терригенно-мергельно-известняково-доломитовой поздневендско-раннекембрийской формацией, включающей отложения немакит-далдынской, медвежинской, кугдаюряхской, улахан-арымасской, парфен-юряхской и киэнг-юряхской свит. Вышезалегающая сероцветная кремнисто-доломитовая ранне-среднекембрийская формация представлена попигайской, чумнахской, урюнгтасской и далбыхской свитами. На северо-западном склоне она согласно перекрывается довольно однородной толщей водорослевых, оолитовых и битуминозных доломитов с линзами известняков атырдяхской и томпокской свит.

Отложения вендско-кембрийского структурного яруса на уровне современного эрозионного среза вскрываются полосой шириной 100–110 км на юге и 60–70 км на западе, северо-западе и севере, ограничивающей выходы кристаллического фундамента Анабарского щита на юге и рифейского структурного яруса на западе, северо-западе и севере. На юго-западе они перекрываются отложениями ордовикско-раннесилурийского структурного яруса, а на северо-западе – ордовикско-раннесилурийского, позднесилурийско-раннекаменноугольного и средне-каменоугольно-триасового ярусов. Максимальная

мощность отложений вендско-кембрийского структурного яруса – 1600–1800 м – характерна для южной части площади листа, на западе она достигает 1500–1600 м, а на севере не превышает 800 м.

Для отложений яруса характерно весьма пологое (до 1–2°) моноклинальное падение пород в сторону от Анабарского свода. Общее пологое залегание пород нарушено участками с наклоном пластов до 5°, приуроченным к флексурам и структурным уступам, иногда к отдельным складкам. Среди пликативных структур различаются связанные с тектоническими движениями блоков фундамента в вендско-кембрийское время и обусловленные внедрением интрузий в триасе. На междуречье Фомич–Парфен-Юрях отмечен ряд гемиантиклиналей шириной до 6–7 км и протяженностью в северо-западном направлении до 8 км с углами падения до 3°, а также флексурные перегибы с углами погружения крыльев до 1–4°, сопровождающиеся структурными террасами. На левобережье р. Медвежья расположена терраса протяженностью до 15 км, вытянутая в субширотном направлении.

Более значительными являются пликативные нарушения, связанные с внедрением интрузий щелочно-ультраосновных массивов в среднем–позднем триасе. По периферии массива Одихинча вмещающие породы в 5 км от интрузии наклонены под углами 5–10°, а вблизи интрузии – до 30–50°. Интрузивный диапир, приуроченный к массиву Немакит, имеет форму овала 4×6 км и амплитуду поднятия более 40 м. Из структур, связанных с внедрением интрузий центрального типа, выделяются куполовидные поднятия – Далбыхское и Бор-Уряхское. Поднятие, вызванное внедрением в кембрийские отложения нескольких триасовых интрузий Далбыхской группы, представляет собой пологую структуру размером 14×16 км, вытянутую в субмеридиональном направлении с периклинальным падением пород в 1–5°. Поднятие осложнено серией разрывных нарушений, фиксируемых дайками щелочно-ультраосновного состава. Бор-Уряхское куполовидное поднятие представляет собой интрузивный диапир размером около 15 км с периклинальным падением доломитов вблизи интрузии около 70°, а на расстоянии 2–3 км – около 5–8°.

К югу от Анабарского свода отложения вендско-кембрийского структурного яруса перекрыты ледниковыми, флювиогляциальными и озерно-ледниковыми отложениями, а также другими различными по генезису четвертичными образованиями, что не позволяет определить мелкие пликативные структуры, осложняющие моноклинальное залегание отложений. К числу наиболее крупных пликативных структур относится Аганылийская впадина, вполне вероятно, унаследовавшая раннерифейскую отрицательную структуру типа авлакогена [152], северный борт которой на южном склоне Анабарского щита фиксируется системой ранне- и среднерифейских даек субширотного простирания, известных под названием «Кенядский пояс даек» [98]. Многие исследователи [131, 175 и др.] отмечают, что унаследованность внутриконтинентальных рифтов (авлакогенов) в значительной мере фиксируется последующим структурным планом. Аганылийская впадина в виде пологой мульды простирается в широтном направлении вдоль южной границы Анабарского кристаллического щита от р. Котуй, через бассейны рек Аганыли и Мойеро, до верховьев р. Кюэнелекян на расстояние около 250 км. Ее ширина

не превышает 40–45 км. Равнинный водно-ледниковый рельеф впадины имеет высотные отметки порядка 220–280 м, тогда как окружающие возвышенности достигают 500 м и более. В современном эрозионном срезе Аганылийская впадина выполнена различными четвертичными отложениями, мощность которых не менее нескольких десятков метров.

Ордовикско-раннесилурийский структурный ярус. Отложения этого структурного яруса наиболее широко развиты в юго-западной части листа (район оз. Ессей), на северо-восточном борту Тунгусской синеклизы, согласно перекрывая пестроцветные глинистые и песчанистые карбонатные породы верхнего кембрия. Мощность отложений яруса – около 500 м. В северо-западной части листа, на северо-западном склоне Анабаро-Оленёкской антеклизы отложения этого яруса мощностью от 100–120 до 200 м несогласно перекрывают доломиты томпокской свиты верхнего кембрия, слагая узкую (1–5 км) извилистую полосу северо-восточного простирания (40–45°) протяженностью около 95 км. На протяжении всей полосы они несогласно и со стратиграфическим перерывом перекрываются осадками каларгонской свиты верхнего девона.

На северо-восточном борту Тунгусской синеклизы (район оз. Ессей) основание разреза яруса слагает раннеордовикская мергельно-карбонатная формация ирбуклинской свиты, сменяющаяся вверх по разрезу сульфатоносной пестроцветной песчано-мергельно-карбонатной формацией кочаканской свиты среднего ордовика. Последняя несогласно и со стратиграфическим перерывом перекрывается пестроцветной глинисто-мергельно-известняковой формацией мойеронской свиты, которая в свою очередь несогласно и со стратиграфическим перерывом перекрывается мергельно-известняковой формацией мойероканской и хаастырской свит лландовери.

На северо-западном склоне Анабаро-Оленёкской антеклизы основание разреза яруса слагает пестроцветная раннеордовикская сульфатная глинисто-мергельно-доломитовая формация бысыюряхской свиты, залегающая трансгрессивно на томпокской свите верхнего кембрия. Несогласно и с большим стратиграфическим перерывом она перекрывается мергельно-известняковой формацией, представленной нерасчлененными отложениями правоатырдяхской и орачинской свит. Отложения яруса имеют моноклинальное залегание с падением на северо-запад под углом около 1°, участками, приуроченным к флексурам и структурным уступам, наклон пластов увеличивается до 5–25°. Среди пликативных структур преобладают складки, связанные с тектоническими движениями, представленные несколькими сравнительно мелкими пологими структурами типа сводовых поднятий и небольшими антиклинальными куполовидными изометричными или несколько вытянутыми в плане структурами. Наиболее крупная из них расположена в районе р. Эриечка.

Позднесилурийско-раннекаменноугольный структурный ярус. Отложения яруса сохранились лишь в северо-западной части территории листа, на северо-западном склоне Анабаро-Оленёкской антеклизы. Здесь нижнесилурийские и нижнеордовикские отложения с большим стратиграфическим перерывом перекрываются франскими отложениями мощностью 20–60 м, представленными пестроцветной мергельно-карбонатной формацией каларгонской свиты, прослеживающейся в виде узкой (от нескольких сот метров до 3–

5 км) извилистой полосы северо-восточного простирания (40–45°) протяженностью около 85–90 км. Верхнюю часть яруса слагают турнейские отложения мощностью до 50 м, залегающие обособленно у северной рамки листа на глубоко денудированной поверхности отложений среднего и верхнего кембрия. Они представлены терригенно-карбонатной формацией (терригенно-карбонатная толща), которая без заметных следов размыва перекрывается пестроцветной глинисто-известняковой формацией (карбонатная толща). Суммарная максимальная мощность отложений яруса составляет около 100 м.

Структурный план отложений обусловлен подвижным тектоническим режимом, развитием систем рифтогенных структур. В южной части полосы в отложениях верхнего девона на общем пологом залегании пород отмечаются пликативные дислокации типа брахискладок и флексур, связанные с колебательными движениями. Примером таких структур с размахом крыльев до 2–3 км могут служить складки на р. Медвежья (примерно в 10 км выше ее устья) и в бассейне р. Лев. Кысыл-Хая-Юрях – правого притока р. Котуй.

Среднекаменноугольно-триасовый структурный ярус формировался в условиях резкой смены тектонического режима и перестройки структурного плана. Преобладающая часть территории была областью денудации с преобладанием восходящих тектонических движений с локальными прогибами, выполненными песчано-глинистыми континентальными осадками. Важнейшей особенностью структурного яруса является формирование угленосной формации и проявление уникального по своим масштабам базальтового магматизма.

На уровне современного среза образования среднекаменноугольно-триасового структурного яруса сохранились в северо-западной части листа, на северо-западном склоне Анабаро-Оленёкской антеклизы, где залегают со структурным несогласием на разных срезах позднесилурийско-раннекаменноугольного, ордовикско-раннесилурийского и вендско-кембрийского структурных ярусов. Они слагают полосу северо-восточного простирания (40–50°) шириной 40–50 км с максимальной мощностью до 900 м. На северо-западе образования яруса ограничиваются Енисей-Хатангским прогибом и с большим стратиграфическим перерывом несогласно перекрываются отложениями мела юрско-мелового структурного яруса.

По формационному составу ярус подразделяется на среднекаменноугольно-пермскую терригенно-угленосную формацию и раннетриасовые вулканогенно-терригенную и эффузивную формации с широким проявлением базитового, кимберлитового и щелочно-ультраосновного магматизма. Основание яруса слагает среднекаменноугольно-пермская терригенно-угленосная формация, объединяющая ханарскую, котуйскую и потокойскую свиты. Со стратиграфическим перерывом и местами с угловым несогласием она перекрывается туфами и туффитами с покровами базальтов, трахиандезитобазальтов с прослоями туфопесчаников, песчаников, алевролитов и аргиллитов правобоярской и арыджангской свит. Завершает разрез яруса туфолавовая формация коготокской свиты.

Образования яруса сильно нарушены складчато-глыбовыми дислокациями вдоль разломов различной ориентировки. Самая крупная складчатая структура – антиклиналь с размахом крыльев около 3 км на правом берегу р. Котуй, в

5–8 км ниже устья р. Медвежья. В юго-западном крыле породы залегают под углом 15–20°, а в северо-восточном – 25–30°. В ядре структуры обнажаются осадочные породы перми, а на крыльях – покровы базальтов правобоярской свиты. Большую роль играют вулкано-тектонические структуры разной морфологии: кольцевые структуры купольного типа, кольцевые и полукольцевые интрузии, которые сопровождаются обилием даек различных форм, размеров и ориентировок, неправильной формы мелких тел, штоков, трубок взрыва.

Юрско-меловой структурный ярус занимает крайнюю северо-западную часть листа, представляющую собой юго-восточное приплатформенное крыло Енисей-Хатангского прогиба. Вдоль северо-западного склона Анабаро-Оленёкской антеклизы простирается обширный краевой прогиб, выполненный в пределах площади листа отложениями мела, перекрытыми в значительной степени покровом четвертичных образований. Наложенный характер этого структурного яруса проявился в том, что он с резким несогласием и большим стратиграфическим перерывом перекрывает осадочно-вулканогенные и эффузивные образования нижнего триаса среднекаменноугольно-триасового структурного яруса. Юрско-меловой этап характеризуется коренной перестройкой структурного плана, общим поднятием платформы и интенсивными погружениями в пограничных с прогибами частях платформы. Континентальное осадконакопление сменяется морским в зонах глубоких погружений. В пределах листа ярус характеризуют главным образом угленосная песчано-глинисто-алевритовая и сероцветная глинисто-песчаная формации суммарной мощностью до 1100 м.

По сейсмическим данным, поверхность основания юрско-мелового структурного яруса полого погружается на северо-запад и в районе слияния рек Котуй и Хета устанавливается на глубине около 1 км [35].

Палеоген-неогеновый структурный ярус. Отложения яруса развиты фрагментарно в юго-западной части территории листа, где представлены глинистой бокситоносной палеоцен-эоценовой формацией нижнесидской толщи и котуйской свиты суммарной мощностью до 90 м. В составе формации присутствуют прослои и линзы песков, песчаников и алевролитов.

На левобережье р. Тукалан (левый приток р. Котуй), в районе озер сохранились разрозненные выходы нижнесидской толщи площадью от 0,5–0,7 до 20 км^2, выполняющие эрозионные впадины. Основные объемы палеоген-неогенового структурного яруса приурочены к Муруктинской впадине. На площади листа находится лишь северная часть впадины. Она образована в отложениях силура, ордовика и верхнего кембрия под воздействием эрозионно-эоловых и карстовых процессов. Строение впадины асимметричное: западный борт крутой, северный – более пологий. Максимальная глубина впадины – около 0,5 км. Как показали буровые работы [398], ее основание слагают раннетриасовые интрузии долеритов, вероятно, оленёк-велингнинского комплекса, подверженные химическому выветриванию с образованием латеритной коры выветривания. На уровне современного эрозионного среза Муруктинская впадина представляет собой мульду, заполненную отложениями палеогена, перекрытыми на большей части площади покровом ледниковых, водно-ледниковых и озерно-речных четвертичных отложений.

Основные системы разрывных нарушений

По генезису и времени образования разрывные нарушения могут быть подразделены на глубинные архейско-раннепротерозойские, возникшие в период формирования фундамента, и разломы разного генезиса, возникшие в различные этапы формирования чехла платформы.

Основная часть разломов заложилась в доплатформенный этап развития, в период дробления архейского гранулитового комплекса и формирования складчатых систем. Это наиболее крупные долгоживущие разломы, вдоль которых заложились подвижные зоны, определившие современную блоковую структуру фундамента. Развитие этих зон сопровождалось интенсивными процессами катаклаза и милонитизации, процессами повторного складкообразования и регрессивного метаморфизма, проявлением основного и кислого магматизма с неоднократной мигматизацией и гранитизацией. Они определили внутреннюю структуру фундамента и оказали значительное влияние на формирование осадочного чехла, способствовали созданию пликативных структур, сгущению разрывных нарушений, проявлению вулканизма [1, 115, 214]. Предполагается, что первый тектоно-метаморфический цикл проявился в конце позднего архея (2,8–2,6 млрд лет), а заключительный (2,1–1,8 млрд лет) – в раннем протерозое [5, 137 и др.]. Разломы этого этапа заложения преимущественно северо-западного простирания, с крутыми субвертикальными углами падения. Особенно четкое северо-западное направление характерно для разломов Анабарского щита и в целом Алдано-Анабарской складчатой системы. К числу особо крупных систем архейско-раннепротерозойских глубинных разломов относится зона Ангаро-Котуйского трансрегионального глубинного разлома, разделяющего Сибирский кратон на западную – Ангаро-Тунгусскую и восточную – Алдано-Анабарскую складчатые системы [48, 249, 256].

Долгоживущие разломы Анабарского щита, проявляющие активность в платформенный этап развития, главным образом в рифее, венде и в триасе, на северо-западе щита выходят на десятки километров за его пределы. Отдельные из них залечены дайками долеритов или являются магмоподводящими каналами пластообразных интрузий котуйканского комплекса среднего рифея.

Разломы платформенного цикла развития обычно обусловлены перестройками структурного плана чехла платформы, происходящими в конце каждого тектонического этапа, с которым связано формирование структурного яруса. Разломы этого цикла развития обычно приурочены к зонам сочленения крупных структур, где возникали наиболее контрастные растягивающие напряжения, обусловленные восходящими и нисходящими движениями. С ними ассоциируют складчатые деформации, зоны трещин, дробления и т. п. Среди разломов платформенного цикла развития по времени заложения выделяются рифейские, поздневендские и триасовые.

Особенно широко в платформенном чехле и в кристаллическом фундаменте исследуемой территории проявлена рифейская система разломов. С рифейским этапом, в котором преобладали процессы растяжения земной коры, связано формирование целой серии оконтуренных крупными сбросами

грабенов и авлакогенов, образующих своего рода палеорифтовую систему платформы. В пределах площади листа в рифее выделяются три системы разломов: вдоль южного склона Анабарского щита проявлена система разломов, предопределившая заложение Оленёкско-Кенгединского авлакогена, центральную часть щита занимает Куонамско-Рассохинская зона разломов и на крайнем севере щита, в бассейне р. Фомич выделяется Анабаро-Немакит-Далдынская зона разломов.

В раннем рифее, на первых этапах развития платформы к югу от современных границ щита заложилась и развивалась Оленёкско-Кенгединская отрицательная структура типа авлакогена, северный борт которой фиксируется серией субширотных разломов на южном склоне щита, по которым в интервале времени 1550–1250 млн лет [150, 152] внедрялись дайки долеритов кенгединского, токурского и будьурхайского комплексов. Таким долгоживущим источником магматизма на раннеплатформенном этапе могла являться сама по себе астеносфера. На уровне современного среза дайки долеритов образуют так называемый «Кенядский пояс даек» [98] протяженностью более 200 км (в пределах листа около 80 км) и шириной около 30–35 км. Нижняя возрастная граница внедрения даек определяется тем, что они прорывают раннепротерозойские двуслюдяные граниты. Верхний возрастной предел устанавливается на основании перекрытия даек отложениями венда, которые залегают на коре выветривания долеритов [149].

Куонамско-Рассохинская зона разломов охватывает всю систему разрывных нарушений преобладающего северо-восточного простирания (60–70°) шириной до 100 км (от р. Бол. Куонамка на юге до правых притоков р. Рассоха на севере) и протяженностью около 200–230 км – от северо-западных границ Анабарского щита до Хапчанского мегаблока на востоке. В конце среднего рифея, в результате тектоно-магматической активизации, основная часть разломов этой системы была инъецирована дайками долеритов котуйканского комплекса с радиологическим возрастом 1050 ± 50 млн лет.

Анабаро-Немакит-Далдынская зона разломов и даек позднерифейского чиэресского комплекса слагает полосу северо-западного простирания (290°), шириной около 30–40 км и протяженностью более 200 км, прослеживающуюся как в кристаллических породах щита, так и в терригенно-карбонатных образованиях рифея северо-западных и восточных его склонов. Дайки прорывают отложения среднего рифея. В пределах исследуемой территории представлена северо-западная часть зоны общей протяженностью около 60–65 км.

В венде наиболее ярко проявлена поздневендская Дегдинская зона разломов. Она развита преимущественно в зоне дислокаций отложений среднего рифея вдоль северо-западных склонов Анабарского свода. Представлена единой дугообразной системой разломов и даек северо-северо-восточного направления, связанной с активизацией тектонических процессов, обусловленных проявлением поздневендского котуйского долерит-габбродолеритового комплекса. Разломы и интрузии прослеживаются в бассейнах правых притоков р. Котуй, вдоль северо-западного склона Анабарского щита, от южных границ отложений рифея до верхнего течения р. Эриечка на севере. Общая протяженность зоны – около 200 км.

Весьма широкое распространение разрывные нарушения имеют в раннем мезозое. Их формирование связано главным образом с уникальным по объемам проявлением раннемезозойского базальтового и сопровождающего его интрузивного базитового магматизма Тунгусской синеклизы. Это подтверждается выполнением многих разломов дайками и секущими интрузиями долеритов. Протяженность разломов колеблется в широких пределах. По отдельным нарушениям отмечаются смещения, которые фиксируются выходами на поверхность блоков более древних пород. Амплитуда перемещения по разломам – от нескольких метров до нескольких сот метров. Разломы часто группируются в зоны, которые охватывают довольно широкие полосы, где имеют значительную протяженность. В северно-западной части территории выделяется Маймеча-Котуйская, в южной части листа Вилюйско-Котуйская и на северо-востоке Анабаро-Хатанская зоны разломов.

Маймеча-Котуйская зона разломов общей протяженностью 160–180 км прослежена от междуречья Кындына и Котуя на юго-западе до р. Нямакит-Далдын на северо-востоке. Преобладающее простирание зоны – 45–65°. На юго-западе зона представлена системой кулисообразно залегающих даек раннетриасового катангского комплекса шириной 1–2 км. В бассейне среднего течения р. Медвежья ширина зоны разломов составляет 17–19 км. Наиболее протяженные разломы с вертикальными смещениями до 300 м отмечены в северо-восточной части зоны, где ее ширина достигает 35–40 км. Разломы этой системы являлись подводящими каналами пластовых интрузий катангского комплекса, а также базальтовых покровов коготокской свиты.

Вилюйско-Котуйская зона глубинных разломов слагает полосу северо-западного простирания (290–320°) шириной 100–150 км и протяженностью до 500 км – от бассейна р. Котуй на северо-западе до Вилюйской синеклизы на юго-востоке. На всем протяжении зона инъецирована раннетриасовыми интрузиями оленёк-велингниского комплекса. Особо выделяется Оленёкская дайка. Она представляет собой систему крутопадающих прямолинейных кулисообразных тел мощностью 10–30 м, протягивающуюся на 500 км от р. Оленёк на юго-востоке до р. Котуй на северо-западе.

Анабаро-Хатангская зона глубинных разломов локализуется в полосе северо-западного простирания (280–290°) шириной около 20 км. По материалам М. Д. Томшина с соавторами [259], а также Л. И. Шахотько и А. А. Тимофеева [389, 403] Анабаро-Хатангская зона разломов представлена дайками раннетриасового эбехаинского комплекса. Зона прослеживается от бассейна р. Удя на востоке до верховьев р. Нижняя (правый приток р. Хатанга) на западе на расстояние более 400 км. В центральной части Анабаро-Хатангская зона глубинных разломов перекрывается коптогенными образованиями Попигайского метеоритного кратера. В северо-восточной части листа она слагает полосу северо-западного простирания (280–290°) шириной до 20 км и протяженностью около 80–90 км, где представлена субпараллельно и кулисообразно расположенными разломами и дайками [35, 120].

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

История геологического развития территории листа определена двумя крупными циклами: архейско-раннепротерозойским и рифейско-фанерозойским, характеризующимися определенными структурно-формационными комплексами.

АРХЕЙСКО-РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ЦИКЛ

Анабарский щит представляет собой выходы кристаллических пород, относящиеся, по-видимому, к числу наиболее древних образований Сибирского кратона. Возраст протолита (метабазита) пироксеновых кристаллических сланцев далдынской серии, определенный по циркону на SHRIMP II, составил 3,32 млрд лет [216] и по циркону U-Pb методом – 3,35 млрд лет [235].

Самая ранняя стадия – формирование далдынской и верхнеанабарской серий – характеризовалась интенсивной вулканической деятельностью – излиянием огромных масс лав основного и среднего составов, а также внедрением пластовых и секущих интрузий. Периоды ослабления вулканической деятельности характеризовались образованием нормальных осадочных пород. С огромным временны́м отрывом от первичного формирования толщ произошел гранулитовый метаморфизм, возраст которого определен в 2,76 ± ± 0,02 млрд лет [215]. В процессе гранулитового метаморфизма супракрустальная толща была собрана в складки. Складчатые деформации создали в основном структуры линейного характера. К этой складчатости было приурочено образование метасоматических и анатектических гранитоидов, составляющих эндербит-мигматит-чарнокитовый анабарский комплекс. К раннеорогенному этапу развития также относится внедрение по зонам разломов глубинного заложения многочисленных интрузий ультраосновного состава далдынского метаперидотит-пироксенитового комплекса.

Завершается формирование первичного состава гнейсовой толщи накоплением мощных пачек известковых и высокоглиноземистых отложений, переслаивающихся с прослоями песчанистых и песчано-глинистых образований (хапчанская серия). Полученные нами определения возраста циркона, отобранного из пород вюрбюрской толщи хапчанской серии на р. Котуйкан, по результатам U-Pb датирования на SHRIMP II указывают на дометаморфический возраст вюрбюрской толщи 2,86–2,54 млрд лет и возраст метаморфизма в условиях гранулитовой фации 2,28–2,20 млрд лет.

Метаморфизм гранулитовой фации сопровождался несколькими этапами деформаций, завершившихся образованием на площади щита протяженных линейных складок с крутыми шарнирами, осложненных складками более высоких порядков. Узкие линейные складки гранулитового комплекса несомненно свидетельствуют о значительном сжатии и тангенциальном перемещении масс накануне и во время эпохи гранулитового метаморфизма. После стабилизации новые деформации охватили жесткую гранулитовую плиту и выразились в форме заложения зон флюидной проницаемости, по которым шло перемещение блоков. Учитывая, что метаморфические процессы, создавшие гранитно-метаморфическую толщу, прошли более 2 млрд лет тому назад, можно предполагать, что континентальная кора Анабарского щита представляет собой реликт древнейшей сиалической коры Земли [247]. Кора щита формировалась как единое целое на ранних стадиях геологического развития Земли, является реликтовой и имеет примитивное по сравнению с другими щитами строение [48].

После стадии гранулитового метаморфизма сформировалась область завершенной складчатости, которая представляла собой высокие глыбовые горы. Сформировавшиеся складки изоклинальные, сильно пережатые. Значительную роль в формировании большого морфологического разнообразия структурных форм периода регионального метаморфизма играл тот факт, что породы различного состава имели различную пластичность и по-разному реагировали на сминающие усилия.

На площади листа R-48 породы гранулитовой фации представлены сложно дислоцированными метаморфическими образованиями далдынской, верхнеанабарской и хапчанской серий суммарной мощностью около 14–16 км, представляющими собой соответственно вулканогенную, вулканогенно-терригенную и карбонатно-флишоидную формации. В разрезе древнейших образований (далдынская серия) преобладают двупироксеновые плагиогнейсы с многочисленными линзами и линзовидными прослоями двупироксеновых кристаллических сланцев. Местами значительную часть разреза занимают гиперстеновые плагиогнейсы. В верхней части разреза отмечаются также линзы и прослои гранатовых гнейсов, магнетитовых кристаллических сланцев и кварцитов. Этап формирования этой серии характеризуется мощными подводными излияниями основной магмы и подчиненным накоплением карбонатного и терригенного материала. Верхнеанабарская серия представлена гиперстеновыми плагиогнейсами с подчиненными прослоями и пачками двупироксеновых и биотит-амфиболовых гнейсов и плагиогнейсов. В этой серии возрастает содержание терригенного материала. В составе хапчанской серии наряду с пироксеновыми гнейсами и плагиогнейсами широко представлены гранатовые, кордиеритовые, силлиманитовые и графитсодержащие гнейсы, присутствуют пироксеновые кристаллические сланцы и амфиболиты.

В период метаморфизма весь массив был пропитан гранитоидным материалом. При понижении температуры и затвердевании гранитов и субстрата возникла абсолютно жесткая конструкция: пликативный тип тектонических нарушений сменился дизъюнктивным. В процессе продолжавшихся тектонических движений, в позднеархейский и раннепротерозойский этапы становления кратона происходит заложение зон долгоживущих глубинных разло-

мов и приразломных структур типа зон смятия, разбивших массив на ряд крупных глыб. Они характеризуются длительностью развития, большим пространственным протяжением, большой глубиной заложения и определенной связью со специфическими формациями глубинных пород. Такие зоны четко локализованы и имеют ясные границы. Прежде всего они контрастно выступают в метаморфическом поле гранулитовой фации. На фоне гранулитовой фации зоны глубинных разломов выделяются как полиметаморфические зоны диафтореза. Кроме динамометаморфизма, для выделяемых зон отчетливо устанавливается наложение на минеральные ассоциации гранулитовой фации регрессивного метаморфизма амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Минералы гранулитовой фации (гиперстен, гранат, бурая роговая обманка) часто наблюдаются в таких породах как реликтовые или исчезают совсем. Не исключена возможность, что в пределах таких зон в отдельных случаях проявились не только новый метаморфзм, но и новая складчатость.

Зоны глубинных разломов являются каналами проницаемости для растворов и флюидов, несущих тепло и вещество, производящие метаморфизм, а также каналами проникновения магматических расплавов. С такими зонами могут быть связаны разнообразные полезные ископаемые. Формирование зон диафтореза амфиболитовой фации на Анабарском щите происходило на рубеже 2,8–2,6 млрд лет (I цикл диафтореза) и 2,2–1,8 млрд лет (II цикл) [5, 137 и др.].

На Анабарском щите (в пределах листа) располагаются три крупные региональные зоны диафтореза (с запада на восток) – Чурбукулахская, Ламуйкская, Котуйкан-Монхолинская, а также незначительная по площади северо-западная часть Ченгелёх-Харапской зоны. Мощность зон диафтореза составляет 5–20 км, протяженность в пределах щита – сотни км. Простирание их преимущественно северо-западное, падение крутое – 70–90°. Вертикальное перемещение по отдельным блокам достигает первых десятков километров. В указанных зонах широко проявлен основной и кислый магматизм, древние породы гранулитовой фации подвержены наложенному регрессивному метаморфизму главным образом амфиболитовой и частично эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, процессам катаклаза, милонитизации и мигматизации.

Чурбукулахская зона расположена в крайней западной части Анабарского щита, на северо-западе перекрывается рифейскими отложениями. Восточная граница проходит по р. Чуостах-Маган и далее на север по меридиональному отрезку р. Маган. В южной части зона диафтореза разделена на две ветви гранулитами эйиминской толщи верхнеанабарской серии и вюрбюрской толщи хапчанской серий. Регрессивному метаморфизму в амфиболитовой фации подвержены породы как верхнеанабарской, так и хапачанской серий. К Чурбукулахской зоне приурочена характерная ассоциация плутонических пород – анортозитов амбардах-коялахского комплекса, порфиробластовых гранодиоритов и граносиенитов билляхского комплекса, аляскитов и их мигматитов маганского комплекса, а также двуслюдяных гранитов монхолинского комплекса. Отличительные особенности зоны – широкое проявление тектонитов и частая сохранность минеральных ассоциаций гранулитовой фации.

Ламуйкская зона протягивается в северо-западном направлении от верховьев р. Ламуйка на юге до среднего течения р. Илья на севере и в целом наследует простирание гранулитовых толщ. Общая протяженность зоны – более 200 км, а ее максимальная ширина – 25 км. Границы зоны с вмещающими толщами гранулитов постепенные, ширина зон перехода варьирует от 0,5 до 4 км. Диафторезу в зоне подвергаются породы верхнеанабарской серии, представленные часто чередующимися биотитовыми, биотит-амфиболовыми и биотит-гранатовыми гнейсами и кристаллическими сланцами, которые повсеместно мигматизированы; катаклаз и милонитизация проявлены слабо. В зонах интенсивного проявления мигматизации широким развитием пользуются пластовые и линзовые тела аляскитовых гранитов маганского комплекса. Присутствуют небольшие тела и мелкие линзы друзитовых габброноритов харапского комплекса и реликтовые тела метаультрабазитов далдынского комплекса.

Котуйкан-Монхолинская зона – это наиболее крупная зона диафтореза на Анабарском щите, протягивающаяся вдоль Анабарского щита в северо-западном направлении на 300 км при ширине от 10 км в средней части до 30–40 км на южном и северном ее продолжениях. К ней приурочены самые крупные плутоны анортозитов. На площади листа R-48, в бассейнах рек Меркю и Котуйкан располагается ее северо-западная часть. Комплекс пород Котуйкан-Монхолинской зоны представлен частой сменой биотитовых, амфиболовых и биотит-амфиболовых гнейсов и кристаллосланцев (иногда с гранатом), которые интенсивно перемяты. Характерны милонитизированные и катаклазированные разности. Преобладающее большинство пород гранитизировано и мигматизировано. Изредка наблюдаются реликты пород и минералов гранулитовой фации. Выделяется [5, 137 и др.] два этапа диафтореза. Первый этап регрессивного метаморфизма амфиболитовой фации следует непосредственно после регионального гранулитового метаморфизма пород далдынской и верхнеанабарской серий и сопровождается внедрением интрузий основного состава. Второй этап представлен эпидот-амфиболитовой фацией и сопровождается интенсивными процессами гранитизации. Большое значение в строении зоны имеют магматические породы: 1 – малые тела метагипербазитов далдынского комплекса и друзитовых габброноритов харапского комплекса, 2 – плутоны габродиорит-габброноритового салтахского и габбронорит-анортозитового амбардах-коялахского комплексов, 3 – массивы порфировидных гранодиоритов билляхского комплекса, 4 – многочисленные тела аляскитовых гранитов и их мигматитов маганского комплекса, 5 – крупные тела двуслюдяных гранитов и мусковитовых пегматитов монхолинского комплекса. Плутоны салтахского и амбардах-коялахского комплексов локализованы в собственном тектоническом блоке и разделяются мощными и широкими зонами катаклазитов, милонитов и ультрамилонитов. Это дает основание полагать, что Котуйкан-Монхолинская зона является долгоживущей, сформировавшейся в результате неоднократного проявления тектонических процессов и магматизма.

Ченгелёх-Харапская зона на площади листа представлена лишь незначительной по площади северо-западной частью. Граница с эйиминской толщей верхнеанабарской серии тектоническая. Основную часть площади занимают

катаклазированные и мигматизированные биотитовые и реже амфибол-биотитовые гнейсы и лишь в пограничной части с эйиминской толщей вскрывается Ченгелёхский мигматит-плутон билляхского комплекса.

На протяжении очень длительного времени, в течение позднего архея и раннего протерозоя сформировавшаяся горная система испытывала воздымание и денудацию, превращаясь в пенепленезированную поверхность с корами выветриваниями. В конце раннего протерозоя, в дорифейское время наступило новое поднятие суши, приведшее к образованию Анабарского свода, денудации кристаллических пород и кор выветривания. Последние частично сохранились в отрицательных формах рельфа на западных и северо-западных склонах Анабарского щита под отложениями нижнего рифея.

С архейско-раннепротерозойским циклом связываются перспективные проявления железных руд (магнетитовые кристаллические сланцы и кварциты), алюминиевых руд (гнейсы с повышенной концентрацией силлиманита), абразивного сырья (гранат), мусковита, флогопита, поисковый интерес представляют проявления графита. Работами последних лет наметились перспективы выявления урана, редкометалльных и редкоземельных элементов.

РИФЕЙСКО-ФАНЕРОЗОЙСКИЙ ЦИКЛ

Рифейско-фанерозойский цикл отражает становление и развитие платформенного чехла, в формировании которого выделяются рифейский, вендско-кембрийский, ордовикско-раннесилурийский, позднесилурийско-раннекаменноугольный, среднекаменноугольно-триасовый, юрско-меловой и палеоген-неогеновый этапы, характеризующие различные стадии геологического развития платформы.

Рифейский этап (1650–600 млн лет). Нижняя граница рифея отделяет заключительные стадии карельской складчатости фундамента от этапа формирования чехла платформы и представлена эрозионно-тектоническим контактом двух резко отличающихся по своим параметрам сред. Это весьма крупный этап в формировании древнейшего осадочного чехла, а также в развитии строматолитов, микрофоссилий и разнообразных продуктов их жизнедеятельности. Его формирование протекало в период распада раннепротерозойской платформы и воздымания орогенов с заложением крупнейших внутриконтинентальных структур типа рифтов. На склонах Анабарского щита на пенепленезированном архейско-нижнепротерозойском складчатом основании начал формироваться осадочный чехол. На ранних этапах формирования в осадочном процессе ведущая роль принадлежала красноцветной грубообломочной, сероцветной конгломерат-гравелит-песчаниковой, доломитово-песчаниково-аргиллитовой и пестроцветной песчаниково-аргиллито-доломитовой формациям. Максимальная суммарная мощность раннерифейских формаций составляет до 1250 м. В рядах формаций среднерифейского этапа развиты преимущественно сероцветные кремнисто-доломитовые мощностью до 250 м, а на позднерифейском этапе основную роль играют пестроцветные гравелито-песчано-доломитовые, а также карбонатные строматолитовые и онколитовые мощностью 250 м формации.

Глобальные проявления рифтогенеза, сопровождавшиеся широким развитием базитового магматизма, существенно ограничили процессы седиментации. На первых этапах развития платформы, в раннем рифее к югу от современных границ щита заложилась и развивалась линейная отрицательная структура типа авлакогена с серией субширотных разломов, по которым в интервале времени 1550–1250 млн лет [150, 152] внедрялись рифейские дайки долеритов кенгединского, токурского и будьурхайского комплексов. На уровне современного среза дайки долеритов образуют так называемый «Кенядский пояс даек» [98] протяженностью более 200 км и шириной около 30–35 км.

В конце среднего рифея вся территория массива испытала длительное поднятие и размыв. В центральной части щита по системе разломов северо-восточного простирания (60–70°) происходит внедрение среднерифейских даек долеритов котуйканского комплекса с усредненным радиологическим возрастом 1050 ± 50 млн лет, составляющие основную массу рифейских даек Анабарского щита. На северо-западном склоне щита в отложениях нижнего рифея долериты этого комплекса слагают мелкие секущие пластообразные тела типа хонолитов. В северной части листа, как в кристаллических породах щита, так и в терригенно-карбонатных рифея, по системе разломов северо-западного простирания 290°, происходит внедрение позднерифейских даек чиэреского комплекса с вероятным возрастом 950 ± 50 млн лет.

Позднерифейский финальный этап характеризуется сравнительно спокойной обстановкой. Накапливаются формации регрессивной стадии, парагенетически связанные с орогенами. В заключительную стадию рифейского этапа развития территории произошло общее поднятие с одновременным проявлением базитового магматизма, представленного интрузиями чопкинского комплекса с радиологическим возрастом 826 млн лет (среднее из четырех определений.). Позднерифейский подъем кратона обусловил интенсивные процессы денудации и размыв рифейских отложений на обширной территории к югу от современных границ Анабарского щита. В конце позднего рифея, в предвендское время территория была превращена в выровненную пенепленизированную поверхность, и в условиях относительного тектонического покоя происходило интенсивное химическое выветривание [231, 246 и др.]. Предвендские коры выветривания, развитые по раннерифейским долеритам, установлены на южном склоне щита под отложениями старореченской свиты [151]. На уровне современного среза в пределах листа рифейские отложения сохранились на западном и северо-западном склонах щита.

Вендско-кембрийский этап (600–485 млн лет) начался после длительного перерыва в осадконакоплении, связанного с процессами разрушения, пенепленизации и формирования кор выветривания в позднем рифее, в результате которого к югу от сводового поднятия щита были размыты отложения рифея, на значительной площади также докембрийская кора выветривания и кровля архейско-раннепротерозойского фундамента. В начале вендского времени происходит общее погружение в южных и западных частях Анабарского свода, которое привело к трансгрессии моря и формированию маломощной терригенной конгломерато-песчаниковой формации, залегающей со структур-

ным несогласием и большим временны́м перерывом на разных стратиграфических уровнях верхнего и среднего рифея, а к югу от Анабарского щита – непосредственно на архейско-раннепротерозойском кристаллическом фундаменте и местами на довендских корах выветривания. Выше по разрезу терригенная формация сменяется гипсоносно-карбонатной, глинисто-карбонатной, битуминозной и строматолитовой. Появление в верхней части карбонатной формации песчаного материала свидетельствует о наступлении регрессивной стадии осадконакопления. Мелководные условия осадконакопления, слабая соленость вод и достаточно теплый климат способствовали развитию органического мира, главным образом строматолитов и онколитов. Во второй половине тирского времени процесс седиментации заканчивается общим подъемом территории, особенно сильным в северной и северо-западной частях Анабарского свода. Вероятно, на границе тирского и даниловского горизонтов вдоль западного и северо-западного склонов щита происходит внедрение в отложения верхнего и среднего рифея пластовых интрузий долеритов котуйского комплекса мощностью до 55–75 м и площадью до первых сотен км^2. Изотопный (K-Ar) возраст интрузий определен в 587 ± 30 млн лет [296]. В пробе 1066/1, отобранной из порфирового оливин-биотитового долерита из дайки котуйского комплекса, Sm-Nd возраст по минеральной изохроне (Pl-Ol-Cpx-WR) – 556 ± 28 млн лет. В конце вендского времени, на завершающих стадиях магматизма, на всей территории листа происходит погружение территории, сопровождающееся формированием пестроцветной терригенно-мергельно-известняково-доломитовой поздневендско-раннекембрийской формации немакит-далдынской и маныкайской свит.

В начале раннекембрийской эпохи территорию полностью охватил мелководный морской бассейн, обильно населенный археоциатами, хиолитами, водорослями. В раннем кембрии, в период максимальной трансгрессии, в конце атдабанского века произошло расширение и углубление бассейна. Территория листа была полностью охвачена внутриконтинентальным Лено-Тунгусским морским бассейном повышенной солености [248] и началось развитие нового комплекса организмов (трилобиты, брахиоподы и гастроподы).

На западных и северо-западных склонах Анабарского поднятия с раннего и до конца среднего кембрия отлагались терригенно-карбонатные и карбонатные осадки. В нижней части разреза преобладают красноцветные и пестроцветные терригенно-мергельно-известняково-доломитовые формации, остальную часть разреза в основном занимают кремнисто-доломитовые и известняковые формации. В позднем кембрии в условиях слабосоленной лагуны вблизи барьерного рифа происходит формирование доломитовых толщ, часто водорослевых, оолитовых и битуминозных. По мнению В. В. Ковальского с соавторами [103], в конце кембрия эрозия и денудация вскрыла погребенный рельеф Анабарского щита.

В пределах южных склонов Анабарского свода выше раннекембрийской пестроцветной глинисто-карбонатной органогенно-обломочной формации следует специфическая ранне-среднекембрийская доманикоидная формация, связанная с зонами некомпенсированного прогибания [72]. Она объединяет темно-серые и черные глинистые и кремнистые известняки и доломиты, чер-

ные битуминозные сланцы и мергели. Верхнюю часть среднекембрийского разреза слагает мощная зеленоцветная мергельно-карбонатная формация. Завершает разрез позднекембрийская пестроцветная глинисто-карбонатная формация.

С рифейским и вендско-кембрийским этапами связаны стратиформная минерализация свинца, цинка, а также зоны гидротермально-метасоматической минерализации урана, приуроченные к углеродсодержащим аргиллитам усть-ильинской свиты.

Ордовикско-раннесилурийский этап (485–427 млн лет). Обширные морские бассейны, существовавшие в кембрии, уже в раннем ордовике сокращаются – на севере начинает воздыматься Анабарская суша. С раннего ордовика дифференцированные колебательные движения приводят к накоплению латерально-изменчивых терригенно-карбонатных и карбонатных осадков. Они развиты вдоль северо-восточного борта Тунгусской синеклизы и ограниченно, в виде узкой полосы – вдоль юго-восточной окраины Енисей-Хатангской впадины. На остальной части территории образования этого этапа были эродированы или не формировались. Фациальный состав отложений пестрый. На юго-восточном борту Енисей-Хатангской впадины в раннеордовикскую эпоху на регрессивном этапе в аридных условиях здесь накапливались карбонатные и сульфатно-карбонатные образования, представленные красноцветной и пестроцветной сульфатной глинисто-мергельно-доломитовой формацией с остатками остракод. Несогласно и с большим стратиграфическим перерывом она перекрывается мергельно-известняковой формацией раннего силура. На северо-восточном борту Тунгусской синеклизы низы разреза слагают водорослевые известняки и глинистые доломиты, мергели, сменяющиеся песчано-мергельно-доломитовыми осадками, которые со стратиграфическим перерывом перекрываются пестроцветными мергелями с прослоями гипсов, аргиллитами и органогенными известняками среднего ордовика. Жаркий влажный климат среднеордовикской эпохи благоприятствовал развитию трилобитов, брахиопод, остракод и др. Раннесилурийская трансгрессия снивелировала условия осадконакопления и на ранних этапах привела к накоплению богатых углеродом илов с граптолитами. На северо-восточном борту Тунгусской синеклизы стабильное стояние бассейна длилось всю раннесилурийскую эпоху. Теплый климат способствовал развитию в мелководном бассейне многочисленных брахиопод, гастропод, конодонтов, кораллов. Высокая динамика вод привела к образованию главным образом детритовых известняков.

Позднесилурийско-раннекаменоугольный этап (427–323 млн лет). Образования этого этапа, представленные незначительными по мощности верхнедевонскими и нижнекаменоугольными отложениями, сохранились лишь в крайней северо-западной части территории листа на юго-восточном склоне Енисей-Хатангской впадины, где залегают несогласно на различных срезах нижнесилурийских, ордовикских и средне-верхнекембрийских отложениях. В этой части территории, начиная со второй половины силура, постепенно нарастает регрессивная направленность осадконакопления. Происходило осушение территории, и до позднего девона территория являлась областью дену-

дации нижнесилурийских и, возможно, средне- и нижнеордовикских отложений. Особенности раннедевонского осадконакопления определила имевшая место на границе силура и девона крупнейшая регрессия моря, в результате которой бóльшая часть Сибирской платформы в зубовское время представляла собой низменную аридную равнину, покрытую многочисленными замкнутыми бассейнами. Начавшаяся в курейское время трансгрессия сопровождалась заметной гумидизацией климата, что создало благоприятные условия для накопления в бассейнах седиментации железомарганцевых и фосфатных осадков. Во время франской трансгрессии в северо-западной части Анабаро-Оленёкской антеклизы (в пределах площади листа R-48) происходило формирование пестроцветной мергельно-карбонатной формациии. Животный мир представлен комплексом брахиопод, фораминифер, остракод и пелецепод. В фаменский век в результате региональных тектонических движений, вероятно, связанных с проявлениями базитового и кимберлитового магматизма, происходит поднятие обширных территорий. Турнейский бассейн, вероятно, представлял собой локальный мелководный залив, где были сформированы терригенно-карбонатная и пестроцветная карбонатная формации с комплексом брахиопод, фораминифер и кораллов.

Среднекаменноугольно-триасовый этап (323–201 млн лет). Важнейшими особенностями этого этапа являются формирование огромной угленосной формации Тунгусского бассейна, уникальный по своим масштабам эффузивный и интрузивный основной магматизм, а также щелочно-ультраосновной и кимберлитовый магматизм. Заложилась и развивалась Тунгусская синеклиза и Анабаро-Оленёкская антеклиза. Главная черта этого этапа – высокое стояние платформы (выше уровня Мирового океана) даже в областях аккумуляции, что обусловило накопление формаций преимущественно регрессивной и эмерсивной стадий.

В раннекаменноугольное время закончился длительный период преобладания морского режима. На границе ранней и средней эпох каменноугольного периода, после крупной структурной перестройки, произошел переход к преимущественно континентальным условиям осадконакопления. Области обширных опусканий, занятых морскими бассейнами, сменились поднятиями, осложненными на отдельных участках наложенными впадинами и прогибами. На большей части территории осадконакопление началось в раннекатское время, знаменуя этап формирования угленосных отложений, когда преимущественно аридный климат сменился на гумидный, карбонатное осадконакопление – на терригенное. В начале ранней перми произошла небольшая трансгрессия, охватившая крайние северо-западные склоны Анабаро-Оленёкской антеклизы. На юго-востоке антеклизы осадконакопление протекало в основном в лагунно-континентальных условиях. Условия были благоприятны для интенсивного угленакопления: как и в позднекаменноугольное время, происходит формирование терригенных угленосных формаций.

Начало индского века знаменуется структурной перестройкой, обусловленной общим поднятием платформы с преобладанием восходящих тектонических движений, на фоне которого происходит разряжение напряженности магматических очагов с внедрением многочисленных интрузий, выбросами

туфов и излиянием базальтов. В раннем триасе выделяется ряд этапов магматической деятельности. Проявление магматической деятельности начинается интенсивным интрузивным магматизмом катангского комплекса, особенно широко проявившимся на северо-западном склоне Анабаро-Оленёкской антеклизы, где он представлен дайками, образующими на отдельных участках довольно густую сеть северо-восточного простирания, и пластовыми интрузиями долеритов мощностью до 80 м. Наиболее крупные интрузии приурочены к межформационной плоскости перми и кембрия. На завершающих стадиях интрузивного магматизма, в позднетутончанское время, в условиях крайне мелководного бассейна формируется терригенно-туфогенная формация с единичными маломощными покровми базальтов правобоярской и арыджангской свит. В двурогинское время произошло поднятие территории, особенно заметное в пределах южного и юго-западного склонов Анабарского свода. По Вилюйско-Котуйской зоне разломов северо-западного простирания (290–320°) происходит внедрение довольно частых даек, лополитообразных и сложнопостроенных полукольцевых и конических интрузий долеритов оленёк-велингнинского комплекса. Начало путоранского времени характеризуется интенсивной вулканической деятельностью. В результате излияний магм по возникшим разломам растяжения образовались потоки и покровы базальтов коготокской свиты. Излияния лав, сопровождавшиеся выбросами туфов, туфобрекчий, чередовались с периодами относительного покоя, в течение которых формировались туффиты и туфогенно-осадочные породы. Излияними лав коготокской свиты закончилась вулканическая деятельность. Завершают историю раннего триаса интрузивные фазы щелочного трахидолеритового магматизма авамского и эбехаинского комплексов, а также формирование многочисленных кимберлитовых трубок харамайского комплекса. Интрузии авамского трахидолеритового комплекса в форме извилистых даек, штоков, хонолитов инъецируют породы правобоярской свиты. Интрузии эбехаинского комплекса представлены протяженными дайками, локализованными в Анабаро-Хатангской зоне разломов северо-западного простирания (280–290°), в крайней северо-восточной части листа. Харамайский кимберлитовый комплекс на площади 70 × 20 км объединяет около 165 трубок взрыва и даек, прорывающих кембрийские отложения в юго-западном Прианабарье. Размер трубок колеблется от первых метров до первых сот метров, мощность даек меняется от 0,1–0,2 до 2,5 м, протяженность – от 0,3 до 1,2 км. Большинство даек ориентировано в северо-западном направлении, согласно с общим простиранием Вилюйско-Котуйской зоны разломов.

На уровне современного эрозионного среза на площади листа R-48 стратифицированные пермские и нижнетриасовые образования сохранились лишь на северо-западном склоне Анабаро-Оленёкской антеклизы в полосе северо-восточного простирания шириной 30–40 км. Вместе с тем наличие в кимберлитовых трубках, расположенных в юго-восточной части кристаллического фундамента, а также вдоль его северо-восточного склона, ксенолитов углистых аргиллитов, бурого угля, а также туфопесчаников и аргиллитов с растительными остатками, по заключению Ф. Ф. Брахфогеля [22], свидельствуют о том, что ксенолиты данной группы представляют собой обломки

пород из осадочно-вулканогенной толщи среднекаменноугольно-триасового возраста. Это дает основание полагать, что Анабарский щит был перекрыт среднекаменноугольно-триасовыми отложениями. В среднетриасовую эпоху окончательно оформилась тенденция к воздыманию, которое продолжалось в позднем триасе и в течение всего юрского периода [10]. По мнению С. А. Стрелкова [246], эрозия и денудация вскрыла погребенный рельеф только в мезозое. Установился континентальный режим. На большей части территории были денудированы отложения перми и триаса. В зоне сочленения трех разновозрастных структур Сибирской платформы – Анабаро-Оленёкской антеклизы, Тунгусской синеклизы и Енисей-Хатангского прогиба – происходило становление маймеча-котуйского ийолит-карбонатитового комплекса, включающего дайки, штоки и многофазные интрузии центрального типа. Наиболее крупные из них в пределах листа – Одихинча, Немакит, Кугда, Далбыха, Бор-Урях, Маган, Ыраас и Ессей. С дайками изредка ассоциируют трубки взрыва.

Со щелочно-ультраосновными интрузиями маймеча-котуйского комплекса связаны проявления и месторождения апатита и железных руд, титана, а также нефелиновых руд, флогопита, редких земель, ювелирного хризолита и др. В позднем триасе внедрились кимберлитовые трубки, объединенные в далбыхский кимберлитовый комплекс.

Юрско-меловой этап (201–66 млн лет). Установившийся в триасе континентальный режим, сопровождавшийся процессами денудации, продолжался на протяжении всего юрского периода. Снос в прибрежно-морские бассейны, возникшие в северных и северо-восточных частях платформы с плинсбахского века, осуществлялся исключительно с Анабарского массива. Растительность на участках суши была представлена хвойными и папоротниками с небольшим содержанием цикадовых, содержание которых заметно увеличилось в поздней юре. В раннем мелу, в валанжинском веке, началось медленное опускание территории, которое привело к трансгрессии моря в пределы приплатформенного крыла Енисей-Хатангского прогиба, где представлены мелководно-морские глинисто-песчаные отложения, согласно перекрывающиеся лагунно-континентальными готерив-альбскими глинисто-песчаными угленосными формациями. Завершает разрез трансгрессивно залегающая глинисто-песчаная сеноман-коньякская формация, содержащая прослои бурых углей, конкреции сидерита, включения янтаря. В позднем мелу доминировал теплый влажный климат.

Палеоген-неогеновый этап (66–2,58 млн лет). Сохраняется общая направленность тектонического развития с дальнейшим формированием современного рельефа. С конца позднего мела территория представляла собой низкую сушу со слаборасчлененным рельефом. Импактное событие, произошедшее в позднем эоцене, существенно изменило геоморфологические особенности северо-восточной части района, а также расположение и характер речной сети. В палеогене, в эоцен-олигоценовое время, в условиях выровненного рельефа и теплого влажного климата, формировались химические коры выветривания латеритного типа. Коровые образования сохранились лишь в пределах депрессионных форм древнего рельефа.

В юго-западной части Прианабарья в период от позднего альба до раннего эоцена создавалась латеритная кора выветривания, представленная палеоцен-эоценовой бокситоносной формацией, которая была перекрыта эоценовой песчано-глинистой формацией, заполняющей древние озерные понижения в Муруктинской котловине. В миоцене территория испытала значительное поднятие, развивалась уже достаточно разветвленная речная сеть. В относительно короткое предплиоценовое время тектонического покоя произошло выравнивание территории и связанное с ним захоронение древних речных долин.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Территория листа относится к бассейнам среднего и нижнего течения р. Котуй, нижнего течения р. Хета и верховьям рек Арга-Сала, Кукусунда и Дяра – притоков соответственно первого, второго и третьего порядков р. Оленёк. По характеру рельефа и его взаимосвязи с тектоническими структурами регион принадлежит к обширной структурно-геоморфологической провинции – Сибирской платформенной равнине. В зависимости от направленности и интенсивности новейших тектонических движений, контролировавших эрозионно-денудационную деятельность, в пределах провинции выделяются две структурно-геоморфологические области и районы с различными морфогенетическими типами рельефа.

В пределах рассматриваемой части Сибирской платформенной равнины выделяются Среднесибирское плоскогорье и Северо-Сибирская низменность. Рельеф первого сформировался на древней поверхности выравнивания [28] палеоген-неогенового возраста, в разной степени приподнятой и расчлененной в новейшее время [41, 189]. Амплитуды поднятий колеблются от 50 до 500 м. Глубина эрозионного расчленения обычно составляет 100–200 м, достигая 300–500 м на отдельных его участках. Главными рельефообразующими факторами явились эрозия, денудация, ледниковые экзарация и аккумуляция, солифлюкционные и криогенные процессы в условиях многолетней мерзлоты. Низкие равнины Северо-Сибирской низменности сформированы в результате морской, озерной и аллювиальной аккумуляции.

В пределах Среднесибирского плоскогорья выделяются структурно-геоморфологические районы – Котуйское плато, Анабарское плато, Аганылийская и Муруктинская равнины, в пределах Северо-Сибирской низменности – Хатангская равнина, которые отмечены на схеме геоморфологического районирования.

Анабарское возвышенное плато расположено в восточной и центральной частях территории, охватывая бассейны верхнего течения рек Котуйкан, Илья и Бол. Куонамка. В тектоническом отношении плато соответствует Анабарскому сводовому поднятию. Эта цокольная возвышенная равнина с абс. отм. от 250 до 829 м сформирована на метаморфических породах складчато-глыбового фундамента платформы (Анабарский массив) в результате значительного неотектонического поднятия и расчленения древней поверхности выравнивания. Дифференцированные перемещения блоков обусловили появление поверхностей с разными гипсометрическими уровнями – от 400 до

800 м абс. выс. Амплитуды новейших поднятий наиболее приподнятых блоков достигают 500 м и более [35]. Самые крупные два блока, ограниченные денудационно-тектоническими уступами и разделенные грабенообразным понижением, занимают юго-западную и центральную части равнины с абс. отм. 600–800 м. В пределах этих блоков поверхность равнины имеет пологохолмистый характер, обусловленный наличием на выровненных водоразделах пологосклонных останцов с плоскими вершинами высотой до 50 м при ширине в основании до нескольких километров и прямолинейных понижений протяженностью до 50 км. Последние приурочены к зонам повышенной трещиноватости пород. На своде поднятия, который находится непосредственно к востоку от территории листа (абс. выс. 850 м, максимальная отметка – 908 м), в бассейнах верхнего течения рек Котуйкан, Илья и Налим-Рассоха, местами сохранились древние поверхности выравнивания. Глубина и интенсивность расчленения равнины изменяется в широких пределах. Наиболее интенсивно расчленен район среднего течения р. Котуйкан, где относительные превышения достигают 500 м. Рельеф здесь приближается к низкогорному и характеризуется сочетанием пологовыпуклых, местами плоских водоразделов, покрытых каменистыми россыпями с останцами коренных пород, с глубоковрезанными каньонообразными или V-образными долинами. В верхней части склонов долин наблюдаются пологонаклонные площадки нагорных террас шириной до 0,5 км, обрывающихся каменистыми уступами высотой до 15 м.

Периферические части цокольной равнины (абс. отм. 250–600 м) расчленены менее интенсивно. Здесь амплитуда высот не превышает 200 м. Широкие слабоволнистые междуречья с сохранившимися местами заболоченными долинообразными понижениями постепенно переходят в пологие делювиально-солифлюкционные склоны. Большинство рек цокольной равнины приурочено к разрывным нарушениям. Их долины при значительной глубине вреза неширокие (0,5–1,0 км) с V-образным или корытообразным поперечным профилем. На склонах развит комплекс преимущественно цокольных террас. На междуречьях и в долинах сохранились ледниковые формы рельефа последнего оледенения, которое не выходило за пределы Анабарского плато. Это крутосклонные холмы или группы холмов, иногда гряды высотой 10–30 м, овальной или округлой в плане формы, сложенные валунно-галечно-песчаным материалом. Особенно четко комплекс краевых напорно-насыпных ледниковых образований выражен по южной окраине цокольной равнины.

Котуйское высокое ступенчатое плато развито к северо-западу от цокольной равнины Анабарского плато на карбонатных породах кембрия, верхнего протерозоя и вулканогенных породах триаса. Располагаясь на северо-западном крыле Анабаро-Оленёкской антеклизы, оно охватывает бассейн среднего течения р. Котуй и междуречье Медвежьей и Фомича. В пределах плато четко прослеживаются два уровня рельефа. Верхний уровень, имеющий отметки 500–600 м, развит в бассейнах нижнего течения рек Верх. Налэ и Кындын и в верховьях р. Медвежья и приурочен, как правило, к локальным новейшим поднятиям. Он сохранился в виде останцовых вершинных поверхностей (олигоцен-миоценовая поверхность выравнивания), сложенных плотными разностями известняков, доломитами, реже траппами и ограниченных

скальными уступами высотой до 50 м. Плоские или слабовыпуклые их поверхности, покрытые щебнистыми элювиальными россыпями, имеют различные очертания в плане. Нижний уровень рельефа с абс. отм. 300–400 м образует придолинные участки плато. От верхнего уровня он отделен широкими (до 20 км) пологими делювиально-солифлюкционными склонами и характеризуется пологоволнистым ступенчатым рельефом. Выровненные почти плоские и слабовыпуклые поверхности водоразделов постепенно переходят в пологие склоны, осложненные структурными террасами и уступами, образование которых связано с различной устойчивостью слагающих их пород. Протяженность таких террас вдоль склонов достигает 10–16 км при ширине от нескольких десятков метров до 2–4 км.

На водоразделах часто наблюдаются заболоченные днища брошенных долин и ложбин стока, являющихся, вероятно, реликтами субгляциальной сети времени существования покровного оледенения. В бассейнах рек Медвежья, Котуйкан и Фомич местами на водоразделах и в долинах встречаются удлиненные со сглаженными вершинами песчано-галечные холмы и их группы высотой 5–15 м и длиной 100–350 м, иногда имеющие субширотную и северо-западную ориентировку. Эти реликты водно-ледникового рельефа, оставленные талыми водами средненеоплейстоценового муруктинского оледенения, образуют на поверхности плато участки холмистого рельефа. В общем поверхность сильно расчлененного плато по правобережью р. Котуй имеет слабый уклон на северо-запад и запад, что предопределено моноклинальным залеганием пород осадочного чехла. Строение речных долин разнообразное и зависит от неотектонической активности отдельных участков плато и от состава слагающих его пород. В верховьях они преимущественно широкие и слаборезанные, в низовьях – узкие и глубокие. Самой крупной является долина р. Котуй, имеющая сложное строение. Форма ее V- и U-образная, а на участках, где река прорезает траппы, – каньонообразная. Глубина вреза выше р. Бысыттах – не более 80 м и достигает 250 м в районе р. Котуйкан. Ширина долины изменяется от 3–4 км на отрезках развития террас и сужается до 1,5 км на антецедентных участках.

Террасовый комплекс представлен тремя уровнями эрозионно-аккумулятивных террас с относительными высотами 80, 60–70 м, 30–40 м, первой надпойменной (10–12 м) и пойменными террасами (4–8 м; 0,5–3 м). При этом самая верхняя терраса, вероятно, сложена флювиогляциальными отложениями муруктинского покровного оледенения.

Юго-западную часть территории занимают Аганылийская и Муруктинская ледниковая и водно-ледниковая равнины. Они характеризуются сложнопостроенным рельефом, образованным ледниками, продвигавшимися через Анабарское плато и плато Путорана. Абсолютные отметки поверхности равнин изменяются от 200 до 530 м. Днища Аганылийской и Муруктинской впадин характеризуются ступенчатым рельефом, тогда как на периферии равнин развит преимущественно грядово-холмистый и холмисто-западинный моренный рельеф и пологоволнистый рельеф зандровой равнины.

Аганылийская озерно-ледниковая равнина сформирована на сильно льдистых озерно-ледниковых и ледниковых осадках, развитых в восточной и западной частях одноименной впадины. На востоке (абс. отм. 230–280 м) по-

верхность равнины с широко развитым термокарстовым и гляциокарстовым микро- и мезорельефом слабо террасирована и расчленена субширотно вытянутыми долинообразными понижениями, днища которых заболочены или дренируются небольшими реками. В западной части впадины поверхность равнины (абс. отм. 200–250 м) представлена серией заозеренных террас. Максимальная ширина отдельных террасовых ступеней достигает 8–10 км. Поверхность их плоская, участками полого-холмистая. Широкие, невысокие (до 5 м) холмы со сглаженными вершинами и пологими склонами, осложненными натечными солифлюкционными формами, разделены западинами неправильной или округлой в плане формы, часто заняты мелкими озерами. Образование этого рельефа происходило после спуска озерных бассейнов в поздненеоплейстоценовое межледниковье. Современный его облик обусловлен интенсивно протекающими криогенными процессами.

Муруктинская озерно-ледниковая равнина на рассматриваемую территорию заходит небольшим северо-восточным участком. Поверхность ее плоская, ступенчатая, образованная серией широких (до 15 км) плоских террас с абс. отм. 210–240 м, сложенных озерно-ледниковыми муруктинскими льдистыми осадками. Озера преимущественно термокарстовые и гляциокарстовые. Размеры их разнообразны, берега низкие и обрывистые. Форма редко округлая или прямоугольная, чаще неправильная, «амебообразная» с многочисленными заливами и разделяющими их мысами. Местами на межозерных пространствах наблюдаются пологие плосковерхие гряды, сложенные глинистыми песками. Высота их – не более 3–4 м. Равнина формировалась одновременно с равниной Аганылийской впадины.

Грядово-холмистый моренный рельеф, развитый по бортам Аганылийской и Муруктинской впадин, создан комплексом краевых напорно-насыпных образований, слагающих моренные возвышенности и камовые плато. Куполовидные холмы, валообразные возвышенности и параллельно расположенные гряды, достигающие 30–40 м высоты, предопределяют облик рельефа. Камовые плато, широко развитые по р. Тукалан и по левобережью р. Котуй, представляют собой скопления неориентированных крутосклонных холмов, разделенных заболоченными понижениями или озерными котловинами. Площадь камовых плато варьирует от 50 до 150 км^2.

Пологоволнистый и холмисто-западинный рельеф равнины преимущественно водно-ледникового происхождения развит по левобережью р. Котуй на юго-западе территории. Характерной морфологической чертой его является чередование участков пологоволнистого рельефа зандров с участками развития гряд, холмов и разделяющих их понижений. Гряды, сложенные песчано-гравийно-галечным материалом, образуют часто валы с извилистым гребнем, крутыми склонами и широким (50–100 м) основанием. Протяженность их изменяется от нескольких сот метров до десятков километров. Высота гряд – 15–40 м. Наиболее крупные гряды имеют северо-западную и субширотную ориентировку. Так, в верховьях р. Бысыттах гряда длиной около 50 км, высотой до 40 м, представляющая собой маргинальный оз, ориентирована в северо-западном направлении. Одиночные холмы и их скопления часто отмечаются в долинах рек. Высота их не превышает десятка метров.

Формирование этого типа рельефа связано с водно-ледниковой аккумуляцией в период таяния муруктинского ледника.

Хатангская ступенчатая озерно-аллювиальная и морская равнина расположена на северо-западе территории листа. Гипсометрические отметки поверхности в ее пределах колеблются от 30 до 150 м, а глубина расчленения достигает 100 м. В структурном отношении она приурочена к Енисей-Хатангскому прогибу. На протяжении неотектонического этапа здесь неоднократно изменялись условия осадконакопления, в результате чего была сформирована Хатангская гетерогенная аккумулятивная ступенчатая равнина.

Хатангская ступенчатая равнина развита в бассейне нижнего течения рек Котуй и Хатанга. Южная граница ее проходит по северо-западному краевому уступу Среднесибирского плоскогорья. Равнина сложена верхненеоплейстоценовыми морскими и прибрежно-морскими образованиями позднеледниковой трансгрессии и озерно-аллювиальными осадками. В приуступной части плоскогорья, в поле развития северосибирских ледниковых образований, поверхность ее характеризуется холмисто-бугристым и грядовым камовым рельефом. В современном виде равнина представляет собой пологоволнистую террасовидную поверхность, состоящую из наклонных площадок морских и озерно-аллювиальных террас, имеющих в плане сложную конфигурацию вследствие интенсивного эрозионного расчленения их бровок. Абсолютные высоты этих террасовых уровней: морских – 90–110 м; 70–80 м; 60–70 м и озерно-аллювиальных – 40–50 и 30–40 м. Реки Хатанга и Котуй в пределах равнины имеют единую долину, характеризующуюся корытообразной формой и широким днищем, сложенным осадками первой надпойменной и пойменной террас.

В соответствии с ведущими рельефообразующими факторами в пределах листа выделены две крупные категории рельефа – выработанный и аккумулятивный.

Выработанный рельеф. Эта генетическая категория включает денудационные формы рельефа, образовавшиеся в результате эрозии, экзарации, морозного выветривания и гравитационных (склоновых) процессов.

Речные долины (*1*) широко развиты на всей территории листа, но сильно отличаются по своей морфологии на плато и за их пределами. В Северо-Сибирской низменности речные долины имеют максимальную ширину, достигающую 10–15 км, и относительно невысокие борта. На Аганылийской и Муруктинской равнинах ширина долин редко превышает 2–3 км, а глубина вреза может достигать 30–60 м в тех местах, где долина врезается в выступы палеозойских карбонатных пород. Поперечный профиль местами становится ящикообразным с выраженными крутыми уступами бортов долины. На территории плато долины либо V-образные, либо каньонообразные с многочисленными порогами и водопадами, отражающими слабую степень выработанности продольного профиля. Относительное превышение бровок склонов долины над руслом достигает 300–400 м, а в низовьях р. Котуй даже 500 м, в районе устья левого притока р. Кындын. Формирование долин в современном их виде началось сразу после деградации средненеоплейстоценового оледе-

нения, т. е. в начале позднего неоплейстоцена. Часть долин, вероятно, имеют унаследованный характер и могли быть заложены ранее.

Рельеф Анабарского и Котуйского плато зависит от геологического строения и состава пород, являясь по большей части результатом селективной денудации. По ее степени плато можно разделить на несколько ступеней литоморфного рельефа.

Цокольное плоскогорье на метаморфических породах докембрия

Холмисто-увалистый откопанный пенеплен 600–800 м абс. выс. (*2*) занимает максимальные отметки на территории листа, достигая высоты 829 м, и расположен в верховьях рек Котуйкан, Илья, Бол. Куонамка, Аганыли, Меркю. Пенеплен срезает сложнодислоцированные архейские и протерозойские метаморфические породы и имеет ровную субгоризонтальную поверхность, покрытую маломощным чехлом элювия и склоновых образований. Крайне слабая расчлененность вызвана мелкими временными водотоками с пологими в первые градусы склонами русел. Практически на всех склонах можно наблюдать солифлюкционные делли. Окончательно рельеф обновленного пенеплена сформировался, вероятно, в палеоген-неогеновое время.

Полого-увалистое расчлененное плато на 500–600 м абс. выс. (*3*) занимает наиболее пониженную часть Анабарского плато. Здесь заложены долины верховьев рек Илья и Бол. Куонамка. Вероятно, сильная расчлененность связана с выходами на поверхность мигматизированных и гранитизированных метаморфических пород, менее устойчивых, по сравнению с окружающими. Долина р. Илья V-образная, с пологими склонами, рассеченными деллями. На отдельных участках дно долины расширяется и появляются пойменные террасы. Субгоризонтальные водораздельные пространства покрыты маломощным чехлом элювия.

Южная часть плато отделена от Аганылийской равнины пологим и протяженным уступом субширотного простирания, рассеченным продольными долинами коротких водотоков. Основные черты рельефа, вероятно, сформировались одновременно с моделировкой древнего пенеплена в палеогене–неогене.

Структурно-денудационные плато на моноклинально залегающих породах

Столово-куэстовое расчлененное на рифейских терригенных породах 600–700 м абс. выс. (*4*) расположено по периферии наиболее возвышенного участка Анабарского плато и отличается от него как пониженной поверхностью, так и большей расчлененностью. Плато расположено преимущественно на терригенных и частично на карбонатных породах рифея. Плато пересекают V-образные долины среднего течения крупных рек Илья, Котуйкан и Маган.

Полого-увалистое ступенчатое на палеозойских карбонатных породах 500–600 м абс. выс. (*5*) занимает наибольшую и самую возвышенную часть Котуйского плато. Долина р. Котуй, пересекая данную часть плато, образует грандиозный каньон часто с отвесными бортами высотой в 300–400 м. Сложенные известняками и доломитами стены каньона нередко причудливо закарстованы и формируют в верхней части частокол из многочисленных башенных останцов. За исключением долины р. Котуй, на плато практически

отсутствует выраженное эрозионное расчленение. Редкие долины мелких рек и ручьев имеют выположенные борта, покрытые солифлюкционными расчесами. Ровные водораздельные пространства перекрыты маломощным чехлом элювия.

На севере плато встречаются редкие следы древнего ледникового рельефа. Долины рек Эриечка и Фомич соединяются на водоразделе корытообразной долиной шириной 2 км и протяженностью около 16 км, на дне которой расположены Афанасьевские озера. Долина рассекает водораздел и является частью системы долин субширотного простирания, несогласно врезанных в палеозойские карбонатные породы. Вероятно, долины были выработаны во время средненеоплейстоценового оледенения частично ледниковой экзарацией, частично талыми ледниковыми водами.

Столово-куэстовое расчлененное на рифейских карбонатных породах 300–400 м абс. выс. (*6*) расположено в пониженной и наиболее расчлененной части Котуйского ступенчатого плато. Значительная часть данного участка плато занята V-образными и каньонообразными долинами рек Котуй, Котуйкан, Дегде и их притоков. Благодаря моноклинальному залеганию карбонатных пород борта долин имеют характерный ступенчатый профиль. Местами дно долины р. Котуй расширяется и в пределах долины появляются структурные террасы, на поверхности которых аллювий практически отсутствует. Полого-увалистые водоразделы перекрыты обломочным материалом элювия и склоновых образований часто мощностью более 1 м. Относительно крутые участки склонов долин во многих местах перекрыты курумами и каменными морями. Пологие склоны повсеместно осложнены солифлюкционными деллями.

Холмисто-грядовое, бронированное трапповыми интрузиями 400–530 м абс. выс. (*7*) плато занимает незначительные площади, ограниченные выходом на поверхность вендских долеритов. Их основные массивы расположены вдоль правого притока р. Котуй – р. Ниж. Налэ и в среднем течении левого притока р. Котуйкан – р. Дегде. Благодаря большей устойчивости по отношению к вмещающим карбонатным и терригенным породам, интрузии выделяются в рельефе в качестве денудационных останцов и возвышаются на 100–150 м над окружающими пространствами Котуйского плато. Вершины останцов плоские, с незначительным количеством элювия на поверхности. Склоны ступенчатые, местами покрытые солифлюкционными деллями, десерпцием и иными склоновыми образованиями.

Полого-увалистое ступенчатое густорасчлененное на мезозойских вулканогенных породах 300–400 м абс. выс. (*8*) расположено в краевой части Котуйского ступенчатого плато. Плато разделяется долиной р. Котуй на две части. Южная образует гряду Этерин-Тумус с высотами от 291 до 486 м абс. выс., а северная – гряду Хара-Тас с отметками от 343 до 529 м абс. выс. Обе плосковершинные возвышенности простираются с юго-запада на северо-восток. От Северо-Сибирской низменности плато отграничено уступом высотой до 200 м. На юго-востоке граница отмечается благодаря резкому переходу от ровных пологих склонов эрозионных долин к склонам ступенчатым, что отражает смену вулканогенных пород моноклинально залегающими карбонатными. Долина р. Котуй, несмотря на каньонообразный облик, имеет

здесь широкое дно, на отдельных участках которого выделяются две надпойменные террасы. Поверхность плато слабо расчленена мелкими водотоками с пологими склонами долин, вдоль которых тянутся полосы солифлюкционных деллей.

Полого-увалистое ступенчатое на палеозойских карбонатных породах, обработанных ледником 300–500 абс. выс. (*9*) плато расположено в юго-восточной части листа на междуречье Моейро–Дяра. Равнина высотой 300–400 м сложена карбонатными породами палеозоя с редкими интрузиями основного состава. Последние возвышаются над окружающими пространствами отдельными останцами на относительную высоту до 100–150 м, достигая отметки 532 м абс. выс. Основная площадь представляет собой пологие склоны с наклоном в первые градусы и многочисленными деллями, развитыми по различным склоновым образованиям. Выровненная поверхность является следствием ледниковой экзарации относительно возвышенного участка Аганылийской равнины. Пережить экзарацию смогли лишь несколько интрузивных тел, сохранившихся в виде останцов. Местами встречаются пятна законсервированного среднеплейстоценового ледникового рельефа в виде холмисто-западинных участков и котловин гляциокарстовых озер. Равнина сформировалась в конце последнего средненеоплейстоценового ледниковья.

Аккумулятивный рельеф. Формы аккумулятивного рельефа на территории листа классифицированы по генетическому принципу.

Ступенчатая морская равнина (*10*) расположена на крайнем северо-западе в пределах Хатангской равнины Северо-Сибирской низменности. Морская равнина примыкает непосредственно к склону на границе Котуйского плато и сглаживает неровности более древнего среднеплейстоценового ледникового рельефа. На территории равнины выделяются три ступени – 90–110 м, 70–80 м и 60–70 м абс. выс., вероятно, отражающие несколько стадий развития позднеледниковой трансгрессии начала позднего неоплейстоцена.

Равнины третьей, второй и первой надпойменных аллювиальных террас и пойменной террасы (*11*) имеют ограниченное распространение и из-за масштаба схемы показаны лишь в долинах наиболее крупных рек: Котуй, Мойеро, Кукусунда, Аганыли и Хета. Практически все террасы приурочены к низменностям и за редким исключением отсутствуют в пределах плато. Относительная высота террас колеблется в широких пределах – от 25–30 м до 4–6 м. Наиболее древние и высокие третьи террасы сформировались в межледниковье позднего неоплейстоцена. Образование вторых террас относится к ледниковью второй половины позднего неоплейстоцена. Первые надпойменные террасы образовались к конце плейстоцена – начале голоцена.

Озерно-аллювиальная равнина (*12*) располагается на самых низких участках Аганылийской равнины в интервале 200–220 м абс. выс. в депрессиях между напорными и основными моренами муруктинского оледенения. На поверхности равнины рассеяно большое количество неглубоких термокарстовых озер и аласов. На поверхности большинства аласов развит полигональный рельеф, а на пологих склонах – солифлюкционные делли. В районе с. Хатанга озерно-аллювиальная равнина расположена на высотах 25–50 м абс. выс.

Озерно-ледниковая равнина (*13*) занимает западную часть Аганылийской равнины (в месте впадения р. Мойеро в р. Котуй) и юго-западную часть Муруктинской. Поверхность равнины несколько возвышается над озерно-аллювиальной равниной и занимает отметки от 220 до 250 м абс. выс. Окружает озерно-ледниковую равнину холмисто-грядовая морена муруктинского оледенения. Бóльшая часть поверхности слабо расчленена и выдержана по высоте. На пологих склонах редких долин повсеместно развиты солифлюкционные делли. Редкие термокарстовые озера достигают более 3 км в диаметре. На поверхности аласов наблюдаются следы современной и частично деградировавшей полигональной сети. Озерно-ледниковая равнина сформировалась на этапе отступания и разрушения среднеплейстоценового муруктинского ледникового покрова на месте цунгового бассейна.

Холмисто-грядовая равнина краевых ледниковых образований муруктинского оледенения (*14*) занимает бóльшую часть Аганылийской и Муруктинской равнин, располагаясь на высотах от 200 почти до 300 м абс. выс. Поверхность равнины осложнена большим количеством глубоких озер неправильной формы, которые являются результатом гляциокарста. Все без исключения склоны холмов и гряд в пределах равнины покрыты солифлюкционными деллями. Дугообразные краевые гряды напорных морен окружают озерно-ледниковые депрессии и протягиваются к югу от р. Мойеро вдоль ее субширотного течения и затем к верховьям рек Дяра и Кукусунда. В том месте, где Мойеро меняет направление течения с северного на западное, гряды разделяются на две системы и поворачивают с востока на север, прослеживаясь до верховьев р. Аганыли, а затем снова загибаясь на запад вдоль границы Аганылийской равнины и Анабарского плато. Системы дугообразных гряд формируют два крупных амфитеатра, открывающихся на запад и северо-запад, определяя таким образом соответствующее направление движения покровного ледника. Формирование краевых ледниковых образований и холмисто-грядовой равнины на основной морене произошло в конце среднего неоплейстоцена вместе с распадом муруктинского ледникового щита.

Холмисто-западинная камовая равнина (*15*) ограничивает свое местоположение площадями развития камовых образований в юго-западной части листа. Камовая равнина расположена в верховьях рек Тукалан, Менгкеке – левого притока р. Бысыттах и Кочокон – левого притока р. Котуй. Бóльшая часть равнины занимает отметки от 300 до 320 м абс. выс., хотя отдельные камовые холмы достигают 350–360 м абс. выс. На равнине расположен ряд крупных озер – Джангы, Лабыкта, Икки-Кюель и Укюлях, вытянутых в северо-западном–юго-восточном направлении на 3 км и более. Изрезанные берега, глубина и их положение между песчаными и гравийно-галечными холмами посреди моренной равнины указывают на гляциокарстовую природу озерных котловин и инверсионный генезис разделяющих их камов. На камовой равнине расположено несколько озовых гряд протяженностью 20–50 км и высотой в первые десятки метров. Северо-западная–юго-восточная ориентация гряд совпадает с ориентацией вытянутых озер и предполагаемым направлением движения среднеплейстоценового ледника.

Слабохолмистая равнина, сложенная аргасалинской мореной (*16*) занимает незначительную площадь в южной части листа на водоразделе рек Мойеро

и Арга-Сала с отметками около 350 м абс. выс. Поверхность равнины слабо расчленена мелкими временными водотоками и верховьями притоков указанных выше рек. Уклоны не превышают первых градусов. Пологие склоны повсеместно рассечены солифлюкционными деллями.

Долинные зандры с озерами и мерзлотными формами (*17*) располагаются в юго-западной части листа в виде двух узких депрессий протяженностью до 100 км. Одна из них расположена к северо-западу от устья р. Тукалан и вытянута вдоль притоков р. Бысыттах: Бысыт-Кюель-Сиене и Менгкеке. Вторая полоса долинных зандров огибает северный край краевых моренных гряд к северу от оз. Ессей. Обе ложбины занимают наиболее низкие части в пределах холмисто-грядовой равнины ледниковых образований муруктинского оледенения. Вытянутые по дну ложбин цепочки озер вместе с расположенными по периферии массивами камов и озов свидетельствуют о том, что ложбины, вероятно, являются маргинальными каналами. Каналы были выработаны талыми ледниковыми водами у подножия краевых моренных гряд и частично заполнены флювиогляциальными песками, гравийниками и галечниками.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

Сильнорасчлененный рельеф на Среднесибирском плоскогорье существует с доюрского и юрского времени [107]. Древнее денудационное расчленение подтверждается залеганием юрских отложений как на высоких трапповых столовых возвышенностях, так и во впадинах между ними с интервалом высот до 200 м.

Наиболее значительный этап денудационного сноса относится к позднему мелу, следы которого отмечаются не только в областях аккумуляции, но и на самой Сибирской платформе в виде соответствующих отложений. Палеогеографическая обстановка конца мелового периода без существенных изменений сохранялась в течение большей части палеогена. В это время территория представляла собой равнину, в пределах которой при спокойной тектонической обстановке господствовали процессы денудационного выравнивания и корообразования. Реликты коры выветривания установлены в среднем течении р. Тукалан и за пределами листа – на междуречье Мархи и Тюнга, левых притоков р. Вилюй [99].

Известные в настоящее время сравнительно небольшие по площади распространения палеогеновые и неогеновые отложения в прилегающих к Сибирской платформе низменностях и их незначительная мощность позволяют предполагать, что величина денудационного среза для восточных и северных частей платформы была в это время значительно меньше, чем в мезозое.

В дальнейшем в ходе новейших тектонических движений поверхность Сибирской платформы, вероятно, была приподнята, разбита на отдельные блоки и в разной степени переработана процессами денудации [35]. Таким образом, бóльшая часть Анабарского и Котуйского плато представляет собой остатки древней поверхности выравнивания мелового или палеоген-неогенового возраста. Аккумулятивный рельеф Хатангской равнины, Аганылийской и Муруктинской равнин сформировался в конце неоплейстоцена.

В плейстоцене территория неоднократно подвергалась воздействию покровных оледенений с центром на шельфе Карского моря, последнее из которых существовало в конце среднего неоплейстоцена. Ледники продвигались с шельфа Карского моря на юг и юго-восток [276, 285, 290], переваливая через плато Путорана и занимая Анабарское плато. Возвышенные участки плато, сложенные относительно устойчивыми породами, подверглись ледниковой экзарации, следы которой сохранились в виде отшлифованных поверхностей скал, трогообразных долин и ложбин стока талых ледниковых вод. Реже на поверхности плато можно наблюдать небольшие группы аккумулятивных форм ледникового рельефа – отдельные озы и группы камов.

На равнинах ледниковые образования сформировали в конце среднего неоплейстоцена цоколи аккумулятивных возвышенностей и террас, а также крупные массивы напорных и насыпных моренных гряд и холмов. Поверхность массивов осложнена камовыми холмами, долинными зандрами и озами. Благодаря устойчивой многолетней мерзлоте мощностью в несколько сот метров, значительная часть моренных и камовых холмов, сложенных льдистыми породами, хорошо сохранилась. По той же причине сохранились многочисленные котловины гляциокарстовых озер, которые отличаются большой глубиной и сложноизогнутыми очертаниями берегов.

Межморенные депрессии заполнялись водами цунговых водоемов, после спуска которых на стадии деградации ледникового покрова сформировались наиболее ровные и пониженные центральные участки Аганылийской и Муруктинской котловин.

На ранних этапах межледниковья начала позднего неоплейстоцена была заложена гидросеть в современном ее виде. На равнинах она образовывалась вновь на рыхлых породах средненеоплейстоценового оледенения и более древних осадочных образованиях. На плато большинство долин унаследовало древнюю палеоген-неогеновую эрозионную сеть. Самой ранней из морфологически выраженных аккумулятивных террас является третья надпойменная терраса, широко развитая в долинах рек Котуй и Аганыли на площадях Аганылийской равнины. Небольшие ее участки можно встретить в долине р. Котуй на Котуйском плато.

Начало ледниковья позднего неоплейстоцена ознаменовалось широким развитием криогенных форм – термокарстовых и гляциокарстовых котловин, деллей, булгунняхов, курумов, многие из которых продолжают развиваться и по сей день. Покровное оледенение с центрами на Карском шельфе и плато Путорана в позднем плейстоцене не достигало территории листа. Граница его распространения находилась непосредственно к северо-западу – вдоль левого борта долины р. Хета. Ледник переходного типа с центром на Анабарском плато практически не выходил за пределы массива метаморфических пород. Он освежил древний экзарационный рельеф и создал локальные флювиогляциальные террасы и моренные гряды в долинах по периферии центральной части плато.

Деградация ледникового щита в первой половине позднего неоплейстоцена к северо-западу от территории листа инициировала локальную послеледниковую трансгрессию. В результате на части Северо-Сибирской низменно-

сти сформировалась террасированная равнина, сложенная морскими никанскими образованиями с холодноводной микро- и макрофауной.

В дальнейшем на протяжении второй половины позднего неоплейстоцена существенных преобразований рельефа не происходило. В условиях резко континентального климата увеличивалась мощность многолетнемерзлых пород, продолжалось развитие солифлюкционных деллей, полигонального рельефа, курумов и каменных морей. На территории плато активно развивались каньоно- и V-образные речные долины. На равнинах успели сформироваться еще две надпойменные аллювиальные террасы, последняя из которых образовалась на рубеже конца позднего неоплейстоцена и голоцена. Несмотря на редкий растительный покров и криоаридный климат, формы рельефа, связанные с дефляцией и эоловой аккумуляцией, не получили широкого развития, как это произошло в соседних районах к востоку и северо-востоку от территории листа. Вероятно, это связано с более грубым составом приповерхностных рыхлых образований.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Площадь листа расположена на северо-западном склоне Анабаро-Оленёкской антеклизы. На этой территории сосредоточены разнообразные виды полезных ископаемых. В числе последних профилирующими и наиболее перспективными являются апатиты, железо, титан. Помимо того известны месторождения флогопита, бурых и каменных углей, хризолита. По результатам обнаруженных проявлений требуют уточнения перспективы территории на алмазы и бокситы. На данной территории также выявлены проявления и пункты минерализации меди, свинца, цинка, алюминия, молибдена, циркония, редких и редкоземельных металлов, урана, тория, золота, платины, граната, графита, гипса, красочных глин и некоторых других видов неметаллических полезных ископаемых. В перспективе территория листа также обеспечена разнообразными видами ископаемых строительных материалов.

Всего на карте полезных ископаемых и в прилагаемом к объяснительной записке списке (прил. 1) показано 274 объекта различных видов полезных ископаемых, в том числе 32 месторождения, 156 проявлений, 64 пункта минерализации, два россыпных проявления, 19 шлиховых потоков и один шлиховой ореол пиропов. Проведена типизация рудных объектов по руднoформационным и генетическим признакам.

На карте полезных ископаемых и на представленной впервые на данный лист карте закономерностей размещения полезных ископаемых отражены минерагенические подразделения трех иерархических уровней – 11 минерагенических зон и их ранговых эквивалентов, пять подразделений ранга рудных районов, а также шесть рудных узлов и зон. При минерагеническом районировании территории листа использована в основном легенда Анабаро-Вилюйской серии с некоторыми уточняющими и детализирующими дополнениями. В составе угленосных бассейнов выделены угольные районы, в апатитоносной области оконтурены апатит-железорудные узлы, как новые минерагенические объекты показаны Харамайский алмазоносный и Тукаланский бокситоносный районы. В целом металлогеническая специализация территории листа определяется наличием на данной площади Маймеча-Котуйской минерагенической области (с разнообразным набором полезных ископаемых) и западной половины Анабарского щита с ее слабо изученной минерагенией.

За период, прошедший от предыдущего издания карты, выросла степень геологической изученности территории, составлена и утверждена Легенда Анабаро-Вилюйской серии листов Госгеолкарты-1000 (третье поколение),

куда входит настоящий лист, выявлен ряд новых объектов полезных ископаемых, часть объектов утратили свое значение, уточнены закономерности в размещении некоторых видов полезных ископаемых. Изменились требования к комплектности карт, введена как самостоятельное графическое приложение карта закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых. Составлены инструкции и методические указания к классификации прогнозных ресурсов. Обязательным стало требование к электронному сопровождению карт.

При составлении карты полезных ископаемых использовалась соответствующая карта предыдущего поколения масштаба 1 : 1 000 000, лист R-48-(50) – Оленёк 1984 г. издания. Заново проанализированы материалы геологических съемок масштаба 1 : 200 000, которые были учтены при составлении предыдущей карты. Дополнительно использованы материалы геологоразведочных и поисковых работ, геологических съемок и геологического доизучения масштабов 1 : 200 000 и 1 : 50 000, тематических исследований, проведенных после 1980-х годов вплоть до настоящего времени. Они осуществлялись территориальными экспедициями ПГО «Красноярскгеология»: Полярной, Геологосъемочной и Ангарской, ПГО «Якутскгеология», ПГО «Аэрогеология», институтами ВСЕГЕИ и НИИГА, а также организациями, возникшими после перестройки на базе этих предприятий.

По сравнению с предыдущим изданием карты полезных ископаемых использованы данные поисково-оценочных работ на апатиты на месторождениях Ессей, Ыраас и Маган, где подсчитаны запасы категории C_2, дана характеристика апатитоносности массива Далбыха. Произведена оценка алмазоносности Харамайского кимберлитового поля, сведений о котором нет в предыдущем издании. По результатам поисково-разведочных работ, проведенных после 1985 г., освещена угленосность Котуйского каменноугольного и Хатангского буроугольного районов, подсчитаны запасы и дана оценка Хатангского месторождения бурого угля. Приведены сведения по бокситоносности карстового типа Южного Прианабарья, отсутствующие в предыдущем издании карты, выделен Тукаланский бокситоносный район. Как новый объект на настоящей карте показана золотоносная россыпь на севере Анабарского щита.

По результатам геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000, проведенных на разных площадях листа R-48 [303, 335, 343, 399], на карту полезных ископаемых вынесен ряд новых проявлений и пунктов минерализации.

Таким образом, данная карта отражает все сведения по полезным ископаемым по состоянию на 1.01.2014 г.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Уголь каменный. На территории листа R-48 выявлено два малых месторождения и 15 проявлений каменного угля. Они располагаются в пределах Котуйского каменноугольного района (7.1.УК/Р) и приурочены к пермским отложениям, встречаясь главным образом в верхней половине разреза средней перми и среди верхнепермских отложений. Всего по разрезу пермских отло-

жений в различных частях района насчитывается до 18 пластов каменного угля мощностью от 0,1 до 1,2 м, достигая в одном случае (низовья р. Кысыл-Хая-Юрях) мощности 3 м. Наиболее часто углепроявления отмечаются в береговых обнажениях р. Котуй на отрезке от устья р. Медвежья до устья р. Каялах (Каяк), где известно более 15 выходов пластов на дневную поверхность. Самыми значительными из них являются ныне практически отработанное месторождение Каяк и законсервированное месторождение Горное.

Месторождения каменного угля в нижнем течении р. Котуй открыты в 1937–1938 гг. Г. Д. Аллером, а уже в 1939–1940 гг. Котуйская экспедиция ГГУ ГУСМП провела разведку каменноугольных месторождений руч. Горный и р. Каялах (Каяк) и геологическую съемку территорий этих месторождений в масштабе 1 : 100 000 [302, 324, 345].

Месторождение Каяк (I-2-2) приурочено к терригенным угленосным отложениям средней–верхней перми – потокойской свите. В верхней части свиты содержится 13 пластов каменного угля мощностью от 0,05 до 1,2 м, из которых три сближенных – «Нижний» (0,5–0,6 м), «Средний» (0,9–1,1 м) и «Верхний» (0,6–1,2 м) – имеют практическое значение. Данные пласты прослеживаются по береговым обнажениям р. Котуй на протяжении не менее 20 км. Наиболее выдержанный пласт – «Средний» – разрабатывался в пределах участка Каякский 1, расположенного на левобережье р. Каялах. Угли месторождения каменные, гумусовые длиннопламенные. Средний элементарный состав углей следующий: углерод 75,2 %, водород 5,0 %, азот 2,1 %, сера 0,51 %, кислород 17,2 %, теплота сгорания 7460 ккал/кг. По качеству они полностью удовлетворяют требованиям к энергетическим углям.

В 1949–1950 гг. Котуйской геологоразведочной партией треста «Арктикразведка» [297] проведена детальная разведка двух участков Каякского угольного месторождения – «Первого», расположенного на левобережье р. Каялах и «Второго» – на правом берегу р. Каялах. По результатам работ был составлен отчет с подсчетом запасов. Запасы угля утверждены ВКЗ протоколом № 6608 от 18.01.1951 г. и составили в целом на двух участках по категориям: А – 1358 тыс. т, В – 1330 тыс. т, C_1 – 999 тыс. т, C_2 – 7469 тыс. т. Сразу же началась эксплуатация шахты «Котуй».

В 1976–1979 гг. Черногорской ГРП экспедиции Востсибуглеразведка [295] была проведена доразведка поля шахты «Котуй» («Первый» участок Каякского каменноугольного месторождения). В результате работ детально изучены вещественный состав и качество углей, произведено повышение категорийности запасов и пересчет их по новым кондициям. Запасы каменного угля марки Д утверждены ГКЗ СССР (протокол № 8723 от 11 марта 1981 г.) по состоянию геологоразведочных работ на 1.01.1981 г. в количестве (тыс. т) по категориям: В – 847, C_1 – 1144, C_2 – 217; забалансовые по мощности категории C_1 – 1226. По мере эксплуатации месторождения запасы угля истощались и частично не подтверждались. Поэтому в 1983 г. Полярной ГРЭ проведена доразведка северо-восточной части шахтного поля участка 1 [339]. С учетом всех предыдущих работ и работы шахты «Котуй» при пересчете балансовых запасов по состоянию на 1.01.1985 г. они составили: по категории В – 938 тыс. т, категории C_1 – 925 тыс. т, в том числе по эксплуатируемому пласту «Средний» по категории В – 745 тыс. т, категории C_1 – 791 тыс. т.

Проблема восполнения запасов для действующей шахты оставалась, и поэтому в 1988–1989 гг. Полярной ГРЭ по заявке Минуглепрома проведены поисковые работы на восточном фланге шахтного поля с целью расширения его границ и подготовки к разведочным работам [311]. В результате проведенных работ установлено, что большая часть территории поисков является неугленосной в связи с развитием здесь глубокого и обширного предтриасового размыва, срезающего верхнюю часть потокойской свиты, содержащей основные угольные пласты. Были оконтурены естественные границы распространения угольных пластов. На площади сохранности угольных пластов изучены их мощности, строение, качество угля. Площадь распространения на опоискованной территории за пределами границ ранее проведенных разведок составила для отрабатываемого пласта «Средний» 0,74 км^2. По данным этих работ на 1.01.1990 г., балансовые запасы по эксплуатируемому пласту «Средний» составили по категории C_1 – 316 тыс. т, категории C_2 – 398 тыс. т. Эксплуатация пласта «Верхний» невозможна по техническим причинам, а запасы по пласту «Нижний» отнесены за баланс по некондиционной мощности. Таким образом, невосполнение запасов на участке 1 Каякского месторождения закрывало перспективы работы шахты «Котуй». На это наложились и экономические проблемы. Если в советское время государство дотировало планово-убыточное предприятие с целью снабжения Хатангского района своим углем, то с наступлением рыночной экономики это стало невозможным.

Последние сведения по Каякскому месторождению взяты из баланса запасов по углю за 2010 г. В нем приведены сведения, что протоколом ГКЗ № 685 2001 г. утверждены оставшиеся запасы на участке 1 категорий А + В – 277 тыс. т и C_1 – 50 тыс. т. В 2009 г. на шахте «Котуй» добыто 20 тыс. т из забалансовых запасов, которых осталось 2217 тыс. т. С 2010 г. все работы были прекращены. В то же время было создано МУП шахта «Котуй-новая», которое получило лицензию на эксплуатацию участка № 2 Каякского месторождения, ранее не разрабатываемого. Запасы этого участка утверждены ТКЗ (протокол № 14 1996 г.) и составляют по категории В – 1811 тыс. т, по категории C_1 – 2198 тыс. т, по категории C_2 – 3975 тыс. т, забалансовые 760 тыс. т. Однако по состоянию на 2012 г. никаких работ на этом участке не ведется. Вероятно, это связано с дороговизной эксплуатации данного участка, требующего больших затрат на горно-подготовительные работы. Практически это означало не открытие нового участка, а создание новой шахты, не связанной со старыми выработками. Кроме того, началась эксплуатация Хатангского месторождения бурых углей для удовлетворения местных нужд в энергетическом сырье.

Месторождение Горное (I-1-9). Еще на начальных стадиях изучения в разрезе верхней перми на данном участке отмечено до 10 пластов каменного угля, из них два (мощностью до 1 м) рабочие. Прогнозные ресурсы угля, по данным работ 1939–1940 гг. [324], составили 15 млн т, запасы категорий В + C_1 – 4353 тыс. т. По качественным показателям угли аналогичны углям Каякского месторождения. Следующие работы на месторождении были проведены в 1991 г. [310] в рамках поисковых работ на уголь в качестве альтернативы Каякскому месторождению. В результате этих работ установлено, что угленосность участка связана с продуктивной частью потокойской свиты

средней–верхней перми. Выделенная по нижнему и верхнему подсеченным пластам каменного угля, она имеет мощность около 130 м и сложена преимущественно алевритовыми песчаниками, чередующимися с темно-серыми аргиллитами и алевролитами. В разрезе продуктивной толщи перебурены 13 пластов каменного угля мощностью от 0,1 до 1,0 м. Бóльшая часть из них (8) залегает в верхней половине толщи. Три пласта в этой части разреза – «Верхний», «Средний» и «Нижний» встречены в большинстве пластопересечений и характеризуются выдержанностью в пределах участка.

Пласт «Нижний» залегает в верхней трети продуктивной толщи. Средняя мощность пласта, по данным разведочных работ 1940 г., определена по 13 пересечениям и составила 0,51 м, что ниже кондиций. Пласт достигает рабочей мощности в редких случаях и на небольших разобщенных участках, поэтому практическое значение его невелико.

Пласт «Средний» залегает выше пласта «Нижний» на 1,7–2,8 м. Вскрыт на глубинах от 20 до 70 м. Во всех пересечениях имеет простое строение. Средняя мощность пласта составляет по 25 пересечениям 0,91 м. Несмотря на отмечающиеся иногда размывы пласта, он является наиболее выдержанным по мощности, так же, как и на Каякском месторождении, и имеет практическое значение.

Пласт «Верхний» залегает выше пласта «Средний» на 2,1–2,4 м, также имеет простое строение. Мощность пласта, по данным разведки 1940 г., составляет 0,89 м, но сильно варьирует. Пласт имеет практическое значение, но участки его с рабочей мощностью необходимо оконтуривать.

Прогнозные ресурсы, по данным поисковых работ 1991 г., подсчитывались исходя из геологического задания нахождения участков, пригодных для открытой разработки. Они подсчитаны в пределах наименее дислоцированного блока только для пласта «Средний» мощностью 0,8–0,9 м. Пласты «Верхний» и «Нижний» в данном блоке имеют некондиционную мощность менее 0,7 м. Площадь развития пласта «Средний» здесь составила 1175 км^2, прогнозные ресурсы категории P_1 – 1,338 млн т. Глубина залегания пластов – 18,5–38,5 м. Общие запасы месторождения оставлены на уровне разведочных работ 1940 г.

В бассейне *р. Кысыл-Хая-Юрях* на карте показаны три *проявления*: *р. Кысыл-Хая-Юрях 1* (II-2-2), *р. Кысыл-Хая-Юрях 2* (II-2-3) и *р. Лев. Кысыл-Хая-Юрях* (II-2-4). Они интересны тем, что на данном участке вскрывается в обнажениях наиболее мощный (до 3 м) в данном районе угольный пласт, выявленный еще по работам 1939 г.

В процессе проведения поискового бурения 1991 г. [310] в разрезе котуйской свиты нижней перми вскрыт пласт, условно названный «Мощный». Он подсечен тремя скважинами на глубинах соответственно 36–39 м, 15,5–18,2 м, 28,1–31,0 м. Подстилающими породами в различных пересечениях являются тонкозернистые песчаники, алевролиты с прослоями аргиллитов либо аргиллиты, перекрывающими – во всех случаях черные плитчатые аргиллиты. Пласт представлен черным каменным полублестящим сланцеватым либо тонкоплитчатым углем и имеет простое строение. Мощность его меняется от 2,7 до 3,0 м и в среднем составляет 2,83 м. Пласт может представить некоторый практический интерес с точки зрения возможности открытой раз-

работки. Площадь распространения пласта на участке составляет 1,6 км^2. Средняя мощность перекрывающих пород (вскрыши) – 26,5 м. Угли пласта обладают повышенной зольностью (16 %). Прогнозные ресурсы категории P_1 на площади, кондиционной по зольности, составляют 4,035 млн т.

Другие проявления каменного угля, показанные на карте полезных ископаемых вдоль долины р. Котуй, по сути являются продолжением вышеописанных каменноугольных объектов.

Проявление р. Котуй 3 (II-1-1) расположено на левом берегу р. Котуй, где в песчаниково-аргиллитовой пачке верхней перми наблюдаются три пласта полублестящего угля мощностью 0,25, 0,2 и 0,5 м [91].

Проявление р. Котуй 4 (II-1-2) расположено на правом берегу р. Котуй, в 4 км выше устья р. Кысыл-Хая-Юрях, где в песчаниково-аргиллитовой пачке котуйской свиты установлен пласт каменного угля мощностью 0,25–0,35 м.

В 4 км выше по р. Котуй на ее правом борту в *проявлении р. Котуй 5* (II-1-3) среди песчаников с прослоями аргиллитов в верхней половине разреза пермских отложений наблюдалось пять пластов каменного угля мощностью 0,25–0,40 м.

Проявление руч. Гусиный (II-1-4) расположено в 3 км от устья данного ручья. Здесь среди пермских песчаников, алевролитов с прослоями углистых аргиллитов встречен пласт полуматового каменного угля мощностью 0,4–0,5 м [91].

Три проявления расположены вблизи устья р. Медвежья. *Проявление р. Медвежья 1* (II-1-5) находится в 0,9–1,3 км выше устья, где среди песчаников с прослоями аргиллитов потокойской свиты встречены пласты каменного угля мощностью 0,35, 0,6 и 0,8 м. В последнем имеется прослой песчаных углистых аргиллитов мощностью 0,1 м. На расстоянии 150 м вверх по течению реки пласты углей выклиниваются.

Проявление р. Котуй 6 (II-1-6) расположено на правом берегу р. Котуй, в 1,5 км выше устья р. Медвежья. Здесь среди крутопадающих аргиллитов, углистых аргиллитов и алевролитов потокойской свиты наблюдалось шесть сближенных пластов полублестящих и полуматовых каменных углей мощностью 0,15, 0,5, 0,7, 0,6, 1,5 и 0,4 м.

Проявление р. Котуй 7 (II-1-7) расположено на правом берегу р. Котуй, в 2,5 км выше устья р. Медвежья. Здесь в угленосных отложениях потокойской свиты установлены три пласта полуматового и матового угля мощностью 0,9, 0,25 и 0,3 м [91].

Проявление руч. Кыстык-Юрях (II-1-9) расположено на левом берегу одноименного ручья (правого притока р. Котуй), в 3 км от его устья. Здесь среди аргиллитов и песчаников потокойской свиты встречены три пласта полуматового каменного угля мощностью 0,1, 0,25 и 0,37 м.

Проявления р. Котуй 8, 9 (II-1-10, 13) представляют собой многочисленные обломки каменного угля среди элювиально-делювиальных высыпок терригенных пермских отложений [91].

Уголь бурый. На территории листа R-48 выявлено одно малое месторождение и шесть проявлений бурого угля. Они располагаются в пределах Хатангского буроугольного района (10.1.УБ/K_1) и связаны с нижнемеловыми

отложениями. Линзы и пласты углей отмечаются практически по всему разрезу меловых континентальных отложений, начиная от верхов тигянской свиты, но наиболее угленосными являются санга-салинская и огневская свиты, содержащие пласты угля рабочей мощности [395]. По данным проведенного в ходе поисковых и поисково-оценочных работ бурения, в разрезе санга-салинской свиты подсечено два пласта мощностью 0,9 и 1,5 м, а в разрезе огневской свиты – 13 пластов бурых углей мощностью от 0,2 до 4,5 м, из которых три пласта имеют среднюю мощность более 1 м на значительной площади. Уголь бурый марки 3БВ. Зольность (A^C) – 8,2–15,6, влажность (W^P) – 23,5–32,2 %, общая сера ($S^C_{об}$) – 0,13–0,61 %, выход летучих (V^r) – 46,5–50,8 %, удельная теплота сгорания ($Q_б^r$) – 6357–6702 ккал/кг, C^r – 69,2–70,6 %, H^r – 4,3–1,02 %.

Выходы пластов бурого угля, связанные с этими свитами, известны на многих участках в пределах Хатангской депрессии и, учитывая широкое площадное распространение бурых углей и наличие пластов рабочей мощности, ресурсы их представляются весьма значительными. Непосредственно на территории листа R-48 известно и достаточно детально изучено Хатангское месторождение.

Месторождение Хатангское (I-1-1) находится на правобережье р. Хатанга, в 4–8 км юго-восточнее с. Хатанга. Бурые угли были вскрыты при проведении гидрогеологических исследований еще в 1978 г. Полярной ГРЭ. Специализированные поиски бурых углей в районе с. Хатанга проведены в 1993–1994 гг. В ходе работ пробурено 10 скважин глубиной 82–250 м общим объемом 1670 пог. м. Установлена угленосность площади, связанная с отложениями огневской свиты нижнего мела. В разрезе отложений свиты вскрыто 12 пластов бурого угля мощностью от 0,2 до 4,5 м, изучены (в первом приближении) площадь распространения угольных пластов, условия их залегания, качество угля, произведена количественная оценка прогнозных ресурсов угля основных пластов. По данным поисковых работ, прогнозные ресурсы угля категории P_1 составляют: по пласту $Б_2$ – 16,63 млн т, по пласту $Б_3$ (верхнему) – 14,89 млн т. Прогнозные ресурсы категории P_2 для этих пластов составили соответственно 33,51 млн т и 18,94 млн т, а для пласта $Б_1$ (нижнего) – 4,8 млн т [307].

В 1994–1999 гг. на участке, выделенном по данным поисков, в пределах площадей подсчета прогнозных ресурсов угля категории P_1, проведены поисково-оценочные работы. В процессе работ пробурено 40 поисковых скважин глубиной 95–150 м и 17 картировочных скважин глубиной 20–35 м, общим объемом 4642 м, проведен каротаж скважин и керновое опробование с выполнением комплекса анализов углей, пройден шурф сечением 1,5 $м^2$ глубиной 18,5 м, выполнено бороздовое опробование и отбор валовой пробы весом 6,65 т, произведено ее опытное сжигание. На площади работ создана сеть скважин 1000×1000 м, произведено картирование границ верхнего угольного пласта $Б_3$ на участке с наименьшей глубиной его залегания. Установлено, что изученная площадь обладает значительными ресурсами бурых углей, позволяющими обеспечить потребности Хатангского района на длительный срок. Общие ресурсы участка составили 91,4 млн т угля, из них запасы категории C_2 – 49,9 млн т. Наибольшее практическое значение имеет пласт $Б_3$ мощно-

стью до 4,5 м, залегающий на глубинах от 12 до 64 м. Запасы угля категории C_2 по этому пласту составляют 19,1 млн т при средней мощности 2,15 м и зольности 19 %. Гидрогеологические и горно-геологические условия благоприятны для открытой отработки пласта. В северо-восточной части площади выделен участок с наименьшей глубиной залегания пласта $Б_3$ и максимальной мощностью, рекомендованный для проведения разведочных работ [305].

Угли данного месторождения относятся к бурым средне-высокозольным малосернистым марки 2БВ, безопасным по экологическим показателям. Средняя зольность углей для запасов категории C_1 составляет 19 %, для запасов категории C_2 – 20 %, зольность с учетом засорения угля породными прослоями равняется соответственно 26 и 31 %. По заключению СибВТИ угли пригодны для энергетического использования без предварительного обогащения и ограничения видов потребления.

В 2000–2001 гг. на Хатангском месторождении проведены оценочные работы в пределах участка первоочередного освоения с целью повышения достоверности подсчета запасов и более полного изучения качества и технологических свойств углей, горно-геологических условий отработки пласта $Б_3$ [304]. Запасы угля на данном участке месторождения категории C_1 по пласту $Б_3$ составляют 10,110 млн т, запасы категории C_2 – 3,724 млн т, а в сумме ($C_1 + C_2$) – 13,834 млн т. Забалансовые запасы категории C_1 составляют 0,102 млн т, категории C_2 – 13,436 млн т, в сумме 13,538 млн т. Прогнозные ресурсы угля категории P_2 по пласту $Б_3$ переводятся в категорию P_1 и оцениваются в 10,1 млн т. Всего запасы угля категорий $C_1 + C_2$ (балансовые и забалансовые) по пласту $Б_3$ составляют 27,372 млн т. В 2003 г. ГКЗ протоколом № 805-П утвердила запасы бурых углей Хатангского месторождения и поставила их на баланс. По состоянию на 1.01.2010 г. на балансе месторождения числится по категории C_1 – 1265 тыс. т, по категории C_2 – 181 тыс. т, резерв подгруппы «а» составляет по категории C_1 – 3483 тыс. т, по категории C_2 – 245 тыс. т; всего по месторождению по категории C_1 – 4748 тыс. т, по категории C_2 – 426 тыс. т. В 2010 г. ЗАО «Хатангский морской порт» начало строительство разреза с проектируемой мощностью 50 тыс. т/год, в настоящее время месторождение эксплуатируется для нужд с. Хатанга.

Другие проявления бурых углей, показанные на карте полезных ископаемых, расположены преимущественно на левобережье р. Котуй, в 25–40 км от с. Хатанга, изучены недостаточно, но по мере необходимости они могут быть реально переведены в категорию малых месторождений. Общие прогнозные ресурсы Хатангского буроугольного района по категории P_3 оцениваются в 100 млн т.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Железо. На территории листа выявлено два крупных месторождения, 18 проявлений и три пункта минерализации железа. Они относятся к пяти различным рудным формациям и расположены в различных минерагенических подразделениях. Наиболее значимыми из них являются месторождения и

проявления апатит-магнетитовой и титаномагнетитовой рудных формаций. Они часто встречаются совместно и приурочены к щелочно-ультраосновным массивам Маймеча-Котуйской минерагенической области.

Месторождение Ессей (V-I-6). Детальное описание особенностей месторождения приводится в разд. «Апатиты», так как последние рассматриваются как профилирующий вид полезных ископаемых на данном месторождении. Помимо комплексных железо-фосфатных руд, описанных ниже, в северной части месторождения установлены тела фоскоритов – карбонат-магнетитовых и существенно магнетитовых пород с относительно низкими содержаниями апатита [364]. Они образуют изолированные, вытянутые в плане тела и вскрыты скважинами, а также локализуются на флангах апатит-форстерит-магнетитовых руд. Содержание P_2O_5 в магнетитовых рудах составляет 0,5–1,2 %, редко достигает 2,5 %, при среднем содержании валового железа 32,13–40,55 %. В юго-западной части месторождения под породами коры выветривания было пересечено тело существенно магнетитовых руд мощностью 68,7 м (по пересечению скважиной). Содержание железа валового 31,58–48,10 %, пятиокиси фосфора 1,47–1,75 %. Рудное тело имеет четкие контакты с падением 65–70° к центру массива. В северной части массива, по данным геофизических исследований, находится тело магнетитовых руд площадью около 31 000 м^2, подтвержденное несколькими буровыми пересечениями. Общая площадь тел собственно карбонат-магнетитовых и магнетитовых руд на месторождении составляет 494 тыс. м^2, запасы 698,4 млн т при среднем содержании железа валового 37,1 % до глубины 400 м. С учетом степени их изученности они могут быть классифицированы как прогнозные ресурсы категории P_1. Часть этих руд, не разубоженных карбонатитами, может быть переработана без предварительного обогащения.

Запасы железных руд в комплексных апатит-магнетитовых первичных рудах по категории C_2 составляют 727,7 млн т при среднем содержании валового железа 19,07 %. Если исключить из этого подсчета маложелезистые апатит-карбонатные (тип АК) и оставить апатит-карбонат-магнетитовые и апатит-форстерит-магнетитовые руды (типы АКМ и АФМ), то запасы более высококачественных первичных железных руд составят 420,5 млн т при среднем содержании валового железа 26,7 %. Дополнительно во вторичных франколитовых и алюмофосфатных рудах, рассматриваемых как комплексное сырье, запасы руд по категории C_2 составляют 179 млн т при среднем содержании валового железа 28,7 %. [308]. Таким образом, месторождение Ессей может рассматриваться как крупный железорудный объект, содержащий железо как в комплексных апатит-магнетитовых, так и в собственно магнетитовых рудах.

Месторождение Ыраас (III-4-6). Детальное описание особенностей месторождения приводится в разд. «Апатиты». Последние рассматриваются как профилирующий вид полезных ископаемых на данном месторождении. Характерной особенностью апатитовых руд месторождения Ыраас является постоянное присутствие магнетита, позволяющее рассматривать их как комплексные руды. Первичные магнетит-апатит-карбонат-силикатные, силикат-апатит-магнетитовые, апатит-магнетит-силикатные руды, запасы которых составляют 1,4 млрд т, содержат в среднем 10,27 % валового железа, вторич-

ные руды (суммарные запасы по месторождению 581 млн т) содержат в среднем 12,80 % валового железа. Содержания железа низкие, однако следует учитывать, что магнетитовый концентрат из руд получается попутно при магнитной сепарации, необходимой для последующего отделения апатита, и может использоваться как самостоятельный вид минерального сырья. Данные запасы по степени изученности, как и апатитовые руды, могут быть отнесены к категории C_2.

Разработанные технологические схемы позволяют получить из первичных апатит-магнетит-силикатных руд железные концентраты с содержанием Fe 62,5 % при извлечении 63 %, из силикат-апатит-магнетит-карбонатных руд – концентраты с содержанием Fe 62,87 % при извлечении 47,4 %, из вторичных руд – концентраты с содержанием Fe 69,3 % при извлечении 88,5 %. Следует учесть, что оконтуривание рудных тел и подсчет запасов проводились по кондициям для апатитовых руд и некоторые участки месторождения с преимущественно магнетитовым оруденением остались вне контуров подсчета запасов. Поэтому при целенаправленных на железо разведочных работах ресурсы железных руд могут быть увеличены [306].

Проявление Бор-Урях (IV-1-1) приурочено к одноименному массиву щелочно-ультраосновных пород, представляющему собой штокообразное интрузивное тело площадью 18,5 км^2, сложенное преимущественно оливинитами. Центр штока на площади 1,3 км^2 рассечен жилами пегматоидов, содержащих 30–50 % титаномагнетита с примесью апатита. Содержание (%): железо – 21,6, титан – 2,8. Титаномагнетит распределен равномерно, иногда гнездами. Детальное описание проявления приведено в разд. «Титан».

Проявление Маган (III-3-8) приурочено к одноименному массиву щелочно-ультраосновных пород. По данным магнитометрических работ в центральной части массива был выделен участок с интенсивным (до 8000 нТл) аномальным полем площадью около 1,5 км^2 [326]. Здесь же Т. Л. Гольдбурт на дневной поверхности по элювиальным обломкам выделено два линзовидных тела флогопит-магнетитовых пород северо-восточного простирания. Судя по данным магниторазведки, отдельные рудные тела протягиваются на 500 м и более. Рудный компонент составляет 40–50 % от объема флогопит-магнетитовой породы. Обычно магнетит сильно окислен – частично или полностью замещен гематитом. В магнетите присутствует титан, содержание которого не превышает 5 %.

Титаномагнетитовые руды связаны также с метасоматически переработанными породами ийолит-мельтейгитовой серии. Обломки руды до 20 см в поперечнике наблюдались лишь в элювиально-делювиальных высыпках в двух близко расположенных пунктах. В крупных глыбах видно, что руда состоит в основной массе из кристаллически-зернистого магнетита в виде гнезд в пегматоидной, почти мономинеральной нефелиновой породе. Магнетит содержит изометричные пластинчатые и удлиненные выделения ильменита. В составе руд химическим анализом установлено содержание Fe_2O_3 в количестве 58,86 %, FeO – 26,06 %, TiO_2 – 5,23 %. Судя по тому, что обломки руды встречались на площадях в сотни квадратных метров, масштабы оруденения могут быть значительными [64].

Магнетитовые и титаномагнетитовые руды были также вскрыты скважинами при проведении поисковых работ на апатит [318]. Эти рудные тела приурочены к штокообразному телу карбонатитов. По минеральному составу выделено два типа руд: форстерит-титаномагнетитовые (фоскориты) и карбонат-магнетит-флогопитовые (камафориты). Минеральный состав руд – магнетит, титаномагнетит, ильменит, оливин (форстерит), карбонат (кальцит, доломит), флогопит, апатит, сульфиды (пирротин, пирит, марказит, халькопирит, пентландит). В центральной и северной зонах карбонатитового массива оруденение представлено линзовидными крутопадающими телами мощностью до 40 м, прослеженными на глубину до 500 м. Общая площадь рудных тел на данном участке оценивается в 0,9 км^2. Прогнозные ресурсы до глубины 500 м оцениваются в 1,5 млрд т руды со средним содержанием железа валового 33,17 %. Данные ресурсы с учетом степени их изученности могут быть отнесены к категории P_1. Технологическими испытаниями установлена их удовлетворительная обогатимость. Получены магнетитовые концентраты с содержанием железа 67,5 и 60,3 %, при выходе концентрата 49,5 и 71,3 % и извлечении железа 91,2 и 95,1 % соответственно.

В южной части массива поисковыми работами Полярной экспедиции [309] в скважинах также вскрыты тела железных руд. Основные концентрации железа связаны с форстерит-титаномагнетитовыми и флогопитсодержашими магнетитовыми рудами. Рудные тела имеют жилообразную, шлировую, гнездовую формы. Контакты с вмещающими их породами как правило резкие, углы падения – от 35 до 80°. Содержание магнетита в рудах – от 5 до 70 %, он распределен очень неравномерно, образуя рассеянную мелкую вкрапленность, крупные гнезда, жилы. Минеральный состав, текстурно-структурные особенности руд подобны ранее описанным. Суммарные ресурсы отдельных наиболее крупных тел в южной части Центральной зоны по гравиметрическим данным до глубины 400 м составляют около 0,54 мдрд т при содержании магнетита в рудах 40–45 %. Данные ресурсы отнесены к категории P_2.

Проявление Далбыха (III-1-2). Проявление железа на массиве щелочно-ультраосновных пород Далбыха связано с комплексными апатит-магнетитовыми рудами. Последние на дневной поверхности не встречены, но вскрыты двумя скважинами в центральной части массива. Форма рудных тел жильная, средняя мощность по керну – 2,3 м. Содержание железа валового – 21 %. По данным наземной магнитной съемки предполагаются штокообразные тела (до 150 × 150 м), сложенные рудами данного типа в южной части массива среди карбонатитов. Интерпретация геофизических материалов позволяет предположить больший размер этих тел. Прогнозные ресурсы руд этого типа могут составлять первые миллионы тонн при содержании железа валового 20–25 % [335].

На территории листа выделен ряд проявлений, относящихся к рудной формации железистых кварцитов.

Проявления р. Кентере 1 (V-6-2), *р. Кентере 2* (V-6-3), *р. Кентере 3* (V-6-5) являются однотипными и описаны как совместный участок железорудных проявлений Кентере [296]. Здесь, по данным аэромагнитной съемки, зафиксированы линейные аномалии интенсивностью 6–11 тыс. нТл. По ее результатам проведена наземная магнитометрическая съемка масштаба

1 : 25 000. При относительно плохой обнаженности удалось установить, что в пределах участка развиты породы верхнеламуйкского регрессивно-метаморфизованного комплекса, представленные тонкополосчатыми амфибол-биотитовыми, биотит-гранатовыми, биотитовыми гнейсами и плагиогнейсами с мелкими линзовидными телами амфиболитов и пегматитов. Среди пород комплекса отмечаются магнетитсодержащие разновидности, представленные магнетит-кварц-гиперстеновыми и магнетит-гиперстен-кварц-гранатовыми кристаллическими сланцами. Количество магнетита в этих породах достигает 60 %. Зерна его размерами до 3 мм образуют послойные мономинеральные агрегаты, тонко перемежающиеся с безрудными прослойками. По данным химического анализа штуфных проб, содержание железа валового в этих породах составляет 32,8–36,12 %. Слабая обнаженность затрудняет изучение морфологических особенностей рудных тел, но интерпретация данных наземной магнитной съемки показывает, что магнетитсодержащие породы образуют узкие (30–60 м) субмеридиональные полосы, согласные с вмещающими породами, протяженностью до 4 км. Глубина распространения магнетитового оруденения, по данным интерпретации магнитного поля, – более 100 м.

Общие для этих участков прогнозные ресурсы категории P_3 до глубины 100 м составляют порядка 200 млн т руды.

Проявление р. Меркю 1 (III-6-8) расположено на левом борту р. Меркю в 1,5 км ниже устья р. Киси-Унгуохтах-Юрях. Здесь в толще верхнеанабарской серии выявлено тело катаклазированных магнетитсодержащих гиперстеновых плагиогнейсов мощностью до 60 м. Содержание магнетита – 5–15 %, но в отдельных линзах оно достигает 40–50 %. Мощность таких линз – до 3 м, протяженность – 50–70 м, содержание железа валового – порядка 30 %. Генетически данные руды относятся к типу метаморфизованных, предполагается, что в процессе метаморфизма шло перераспределение рудного вещества в сторону его обогащения [343].

Проявление р. Арбагастах (III-5-4) расположено в верховье р. Арбагастах, правого притока р. Илья. Гиперстен-магнетит-кварцевые кристаллические сланцы, переслаивающиеся здесь с гиперстеновыми и биотит-гранатовыми плагиогнейсами, слагают пачку мощностью 15 м, протяженностью около 1 км. Суммарный объем магнетитсодержащих пород в этой пачке достигает 30 %. Содержание магнетита в рудных слоях – 25–35 %. Магнетит встречается в виде неправильных зерен размером 3–5 мм, равномерно распределенных в породе, или выполняет промежутки между зернами и трещинки. Иногда образует линзовидные слойки шириной 2–3 мм [219].

Проявление Чуогуркалах (IV-5-1) представлено двумя линзами гиперстен-магнетитовых кварцитов, залегающих среди гранатовых плагиогнейсов. Мощность рудных тел 3,5 и 4,5 м, протяженностью – 0,35–0,4 км. Магнетит в них распределен равномерно или образует скопления в форме тонких прослоев по 1–2 мм. Общий состав руд (%): кварц – 45–55, магнетит – 30–35, гиперстен – 15–20, клинопироксен – 3–5. Содержание железа валового – около 28 % [90].

Проявление р. Меркю 8 (IV-6-2) расположено на левом борту р. Меркю. В амфиболовых плагиогнейсах выделены три рудные линзы с повышенным

содержанием магнетита северо-западного простирания. Самая крупная из них имеет размеры 2–15 × 250 м. Содержание магнетита – около 15 %, ильменита – 20 %. Кроме того отмечаются сфалерит и шеелит – до 5 %. В штуфных пробах содержание железа валового – от 36,76 до 41,01 % [343].

Проявление р. Сирилес 1 (IV-6-16) расположено на водоразделе Аллара–Сирилес и представлено двумя линзами гиперстен-магнетитовых кварцитов мощностью 3–5 м, протяженностью 0,3–0,4 км. Магнетит образует зерна неправильной формы и концентрируется в прослоях и полосках по 1–2 мм. Состав рудной массы (%): кварц – 45–50, магнетит – 35–40, гиперстен – 15–20, клинопироксен – 3–5. По данным химического анализа, содержание валового железа – около 28 % [90].

Проявления р. Немес 3 и *р. Немес 4* (IV-6-21, 22) установлены на правом и левом бортах р. Лев. Немес среди гранатовых плагиогнейсов. Выражены развалами, образующими прерывистые линзы мощностью 1–5 м и протяженностью 50–60 м, представленные оруденелыми породами гнейсовидной текстуры, темно-серой, почти черной окраски. В отдельных прослойках мощностью 1–2 мм содержание магнетита составляет до 35 %. По данным химических анализов, содержание Fe_2O_3 – 23–25 %, FeO – 20–21 % [90].

Проявление р. Батагай (V-3-1) расположено в крайней юго-западной части Анабарского щита в полосе развития метаморфических пород амбардахской толщи, представленной двупироксеновыми, амфибол-пироксеновыми, биотит-гранатовыми гнейсами и плагиогнейсами, прорванными несколькими интрузивными телами основного состава, в которых выделяются магнетитсодержащие амфибол-плагиоклазовые пироксениты, троктодолериты, оливиновые габбронориты. Тела магнетитсодержащих пород оконтуриваются по данным магнитной съемки. Размеры их достигают 500 × 20 м. Магнетит преобладает в виде неправильной формы зерен размерами 1–5 мм. Содержание его неравномерно: максимальные содержания Fe_2O_3 в пробах составляют от 28,75 до 60,48 %. Магнетитовое оруденение распространяется также и во вмещающие гнейсы экзоконтактовых зон интрузий [296].

К метасоматическому генетическому типу железорудных объектов (тип известковых скарнов) отнесено несколько проявлений и пунктов минерализации на территории листа R-48. Наиболее изученным из них является проявление Тогой-Юрях 1.

Проявление р. Тогой-Юрях 1 (VI-4-2) находится в верховьях р. Тогой-Юрях и представляет собой серию из шести точек с магнетитовым оруденением, расположенных на расстоянии 1–3 км друг от друга и, с учетом масштаба карты, показанных как один объект. Одна из этих точек вскрывается на дневной поверхности, остальные выявлены в результате заверки бурением локальных аэромагнитных аномалий трубочного типа [400].

Оруденение приурочено к кровле интрузии долеритов оленёк-велингнинского комплекса, прорывающей отложения среднего кембрия. На контакте с интрузией доломиты мраморизованы, рудные тела овальной и изометричной формы сложены магнетитовыми и кальцит-магнетитовыми рудами. Мощность их варьирует от 1,5 до 16 м, площадь – от 3 до 20 тыс. $м^2$, глубина залегания – от 11 до 64 м. Контакты рудных тел с мраморами четкие секущие. Руды мелко-среднекристаллические массивные, реже полосчатые, участками

прожилково-вкрапленные или вкрапленные. Минеральный состав: магнетит (до 90 %), реже пирит и халькопирит, из нерудных минералов – кальцит, барит и флюорит.

По данным химического анализа, содержание железа валового колеблется в штуфных пробах от 45 до 54 %, меди – до 0,03 %, цинка – до 0,01 %, пятиокиси фосфора – до 1,12 %, серы – до 2,62 %.

Проявление р. Кочокон 1 (IV-1-5) расположено на р. Котуй вблизи устья р. Кочокон. Здесь в береговом обрыве реки вскрыт контакт доломитов старореченской свиты с дайкой долеритов. Доломиты, заключенные между дайкой и ее апофизом, раздроблены на мелкие разноориентированные блоки, послойно обогащены рудными минералами. Оруденелый участок прослежен по берегу на 30 м, высота его в обрыве 20 м. Рудные минералы представлены магнетитом, пиритом, марказитом, халькопиритом. Сульфиды присутствуют в виде рассеянной вкрапленности с размерами зерен порядка 1 мм. Их содержание в породе – до 5 %. Магнетит составляет до 40–45 % породы, развивается послойно в карбонатной массе, придавая доломитам полосчатую текстуру. Химический анализ штуфных проб из оруденелых пород показывает содержание в них железа 37,53–54,78 %, меди – 0,02–0,03 % [296].

Два пункта минерализации, относящиеся, предположительно, к данному генетическому типу, встречены в пределах листа R-48-V [121]. *Пункт минерализации р. Фомич 1* (I-5-2) расположен на междуречье Фомич–Тогой-Юрях. Здесь среди элювиальных развалов дайки долеритов встречены обломки и глыбы размером до 0,3 м в поперечнике мелкозернистой хлорит-магнетитовой породы. Дайка эбехаинского комплекса имеет мощность до 15 м. Она прорывает доломиты парфен-юряхской свиты нижнего кембрия. Хлорит-магнетитовая порода слагает, по всей вероятности, шлиры в центральной части дайки, сложенные главным образом магнетитом (75–85 %) и хлоритом (15–25 %). Магнетит образует идиоморфные или реже субидиоморфные кристаллы размером 0,05–0,25 мм в поперечнике, слагающие агрегаты соприкасающихся зерен, промежутки между которыми заполнены бледно-зеленым хлоритом. Порода разбита системой волосовидных прожилков, выполненных серпентином, кварцем, карбонатом и лепидокрокитом.

Пункт минерализации руч. Каменистый 1 (I-5-5) расположен в русле левого притока р. Фомич. Здесь на контакте дайки долеритов котуйканского комплекса с доломитами котуйканской свиты установлены небольшие (0,5 × × 0,5 м) гнезда темно-бурой хлорит-магнетитовой породы. По составу, структуре и содержанию магнетита эта порода аналогична встреченной в пункте минерализации р. Фомич 1 [121].

В пределах листа известен один железорудный объект осадочного типа, рассматриваемый из-за незначительности масштаба как пункт минерализации.

Пункт минерализации р. Бильлях (I-6-1) расположен в верховьях левого притока р. Бильлях. Здесь в доломитах нижнего кембрия установлен прослой крупнозернистой доломито-сидеритовой породы мощностью 0,2 м и протяженностью 10 м. Содержание FeO в штуфной пробе составляет 43,6 %. На этом же стратиграфическом уровне встречаются линзовидные прослои доломита, обогащенного сидеритом, мощностью до 0,1 м и протяженностью до

20 м. Содержание FeO в них достигает 17 %. Кристаллы сидерита размерами до 1 мм обычно концентрируются в тонких горизонтальных или слабоволнистых прослоях, реже равномерно распределены по породе [121].

Титан. На территории листа выявлено четыре проявления и четыре пункта минерализации титана. Проявления титана приурочены к щелочно-ультраосновным массивам Маймеча-Котуйской минерагенической области и относятся к титаномагнетитовой рудной формации. Пункты минерализации титана относятся к той же фомации, но связаны с основными базитами котуйканского комплекса.

В щелочно-ультраосновных массивах титан находится в двух минеральных формах: в виде титаномагнетита и перовскита. Рудные тела могут быть мономинеральными, но часто эти типы встречаются совместно и поэтому, с учетом детальности карты, здесь не подразделены.

Проявление Кугда (II-2-8) находится в центральной части одноименного интрузивного массива, сложенного рудными оливинитами. Максимальные концентрации рудных минералов фиксируются на пяти участках дугообразной в плане формы общей площадью 0,4 км^2. Кроме того, вблизи крупных тел, по данным магнитометрической съемки, располагаются мелкие рудные тела общей площадью 0,04 км^2. Вмещающие породы представлены мелко-среднезернистыми рудными оливинитами (рудные минералы – 5–20 %) и безрудными оливинитами. На наиболее богатом участке содержания валового железа в рудах 28–32 %, окиси титана – 10–12 %.

Рудные тела представлены в основном массивными (вкрапленными и сплошными) рудами, а также рудами с такситовой текстурой (полосчатой, прожилковой). Содержание рудных минералов в них колеблется от 20–30 до 90–100 %, преобладающими являются руды с содержанием рудных минералов 30–50 %. Форма рудных тел линзовидная, жилообразная, гнездообразная, трубчатая. Также разнообразны и размеры рудных тел. Протяженность их на глубину не выяснена, но может быть весьма значительной [314]. Собственно рудными минералами являются титаномагнетит и перовскит, количественные соотношения которых очень изменчивы, однако преобладающим является титаномагнетит. Перовскит присутствует в рудах постоянно, но его концентрация резко меняется даже на очень небольшом расстоянии – от единичных зерен до 50 %. Наиболее обогащен перовскитом участок площадью 0,3 км^2 на северо-востоке массива, где развиты грубозернистые пегматоидные породы, сложенные преимущественно флогопитом и оливином.

Титаномагнетитовые руды имеют массивное сложение и разнозернистую структуру, состоят в основном из титаномагнетита (60–100 %) в сростках с перовскитом (до 40 %) с редкими и мелкими выделениями ильменита, шпинели, хромшпинелидов и пирита. Иногда в рудах наблюдаются только зернистые массы титаномагнетита с небольшим количеством перовскита. Размер зерен титаномагнетита изменяется от 0,2 до 4 мм в поперечнике. По данным химических анализов, в составе титаномагнетита присутствуют (%): SiO_2 – 0–1,89, Al_2O_3 – 0–4,23; Fe_2O_3 – 46,89–53,18, FeO – 21,15–25,52, MnO – 0,23–0,39, TiO_2 – 7,21–12,50, Cr_2O_3 – 0,28–0,30, NiO – 0,23–0,29, CaO – 0,50–2,80, MgO – 10,36–11,41; K_2O – 0,19–0,20.

В интрузивном массиве Кугда установлено два типа перовскитового оруденения. Первый тип оруденения так же, как и титаномагнетитовые руды, связан с рудными оливинитами. Перовскит в этих породах распределен неравномерно. Нередко совместно с титаномагнетитом он слагает линзы или пластообразные залежи мощностью 10–30 см сплошных или вкрапленных руд. Содержание перовскита в них изменяется от 2 до 40 %. Обычно перовскит и титаномагнетит в рудах содержатся примерно в равных количествах. Размер зерен перовскита не превышает 0,3 мм. Обогащенные перовскитом оливиниты прослеживаются в виде полосы шириной около 200 м вдоль восточного, северного и западного контактов интрузии. Вблизи северо-западной окраины интрузии, в верховьях р. Кугда-Юрях, горными выработками на протяжении десятков метров были вскрыты оруденелые оливиниты с содержанием перовскита до 25 %, местами до 40 %.

Второй тип перовскитового оруденения пространственно и, вероятно, генетически связан с пегматоидными флогопит-оливиновыми породами и сопредельными с ними метасоматически измененными рудными оливинитами, суммарная площадь которых равна 1,5 км^2. В этих породах перовскит является существенной составной частью. Он образует агрегаты мелких зерен и сплошные массы, распределенные гнездами или полосами, либо рассеян в виде мелких (1–2 мм) кристаллов кубической формы. Количество перовскита в рудах этого типа колеблется от 10 до 40 % [91].

По результатам поисковых работ [314], прогнозные ресурсы титаномагнетитовых руд на 1 м углубки составляют 625 тыс. т, соответственно на глубину в 300 м они составят 187,5 млн т. С учетом степени изученности они могут быть отнесены к категории P_2.

Проявление Бор-Урях (IV-1-1) приурочено к одноименному массиву щелочно-ультраосновных пород, представляющему собой штокообразное интрузивное тело площадью 18,5 км^2, сложенное преимущественно оливинитами. Центр интрузивного массива на площади 1,3 км^2 рассечен жилами пегматоидов, содержащих 30–50 % титаномагнетита с примесью апатита. Титаномагнетит распределен равномерно, иногда гнездами. Перовскит совместно с магнетитом слагает мелкозернистые прожилки, секущие титаномагнетит-оливиновый пегматоид. Струйчатые выделения перовскита приурочены к зальбандам флогопитовых жил.

Интенсивное титаномагнетитовое оруденение приурочено к оливинитам, развитым в северо-восточной части интрузии Бор-Урях [50]. Здесь отмечаются жилы перовскит-флогопит-оливин-титаномагнетитового состава. Оруденение представлено равномерно рассеянной вкрапленностью (размер 0,5–5 см) и мелкими шлирами (5–15 см) титаномагнетита. Наиболее обогащенными титаномагнетитом являются жильные пегматоидные породы, сложенные оливином и флогопитом. Мощность жил – 0,2–0,5 м, реже 1–2 м, протяженность – от 20–30 до 100 м, простирание их северо-восточное. Титаномагнетит представлен крупной, густой вкрапленностью, достигающей 40 % объема породы. Химический анализ пегматоидных рудных оливинитов следующий: TiO_2 – 16,4 %, Fe_2O_3 – 44,23 %, FeO – 31,28 %, MgO – 6,37 % [326]. Прогнозные запасы по результатам поисковых работ рассматриваются как значительные, но конкретной оценки не дано. С учетом аналогии с месторождени-

ем Кугда прогнозные ресурсы по категории P_3 могут быть оценены в 100 млн т руды.

Проявление Одихинча (II-2-6). На массиве Одихинча титаномагнетит в виде более или менее равномерной вкрапленности, изредка довольно густой, встречается почти во всех магматических и метасоматически измененных породах. Содержание титаномагнетита обычно колеблется от единичных зерен до 5, реже 10 %. В одном случае среди оливинитов, вскрытых шурфом в верховьях р. Эбе-Юрях, отмечается значительное (до 50 %) содержание титаномагнетита. Титаномагнетит в указанных породах и рудах массива Одихинча является гистеромагматическим минералом.

Перовскит встречается в виде рассеянной вкрапленности и незначительных по размеру скоплений в оливинитах, реже пироксенитах, мелилитовых породах и ийолит-мельтейгитах. Среднее содержание перовскита в этих породах обычно составляет около 5 %. Среди оливинитов в центральной части массива Одихинча, в левых истоках р. Одихинча-Юрях, отмечены оруденелые участки протяженностью до нескольких десятков метров с содержанием перовскита до 20–25 %. В перовските из пород и руд интрузий Кугда и Одихинча устанавливается присутствие ниобия и редких земель [91].

Проявление Маган (III-3-8). На массиве Маган глыбы и обломки титаномагнетитовых руд встречены в элювиально-делювиальных отложениях и связаны с метасоматически измененными ийолитами. Титаномагнетит встречается совместно с магнетитом, содержание двуокиси титана превышает 5 % [64].

Незначительные по масштабам рудные объекты титана связаны со среднерифейскими дайками долеритов котуйканского комплекса. В *пунктах минерализации* II-5-4, 8, 11, 12 в долеритах, обогащенных ильменитом и титаномагнетитом, спектральным анализом установлено содержание титана от 6 до 10 % [385].

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Медь. Рудные объекты меди на территории листа R-48 представлены 17 пунктами минерализации трех генетических типов: магматического, гидротермально-метасоматического и гидротермального.

Пункты минерализации медного оруденения магматического типа никель-медной сульфидной формации зафиксированы в среднем течении р. Котуй и на реках Котуйкан, Дегде, Ниж. Налэ (III-2-2, 10, 11; III-3-5, 11; IV-2-6, 7). Мелкая и редкая вкрапленность халькопирита в ассоциации с магнетитом, титаномагнетитом и пиритом обнаружена в дайке долеритов мощностью 12–15 м, обнажающейся в береговых обрывах р. Котуйкан вблизи устья р. Верх. Тогой. Оруденение было прослежено по простиранию на 40 м, по падению на 1 м. Кроме того, мелкая рассеянная вкрапленность халькопирита встречена в интрузии долеритов, обнажающейся по р. Котуй в 15 км выше устья р. Ниж. Налэ и по р. Ниж. Налэ в 11 км выше ее устья, а также ниже устья р. Бысыттах [50, 312]. Мелкая рассеянная вкрапленность халькопирита выявлена на протяжении 10 м в береговом обрыве р. Дегде, в 11 км выше ее устья,

в эндоконтактовой зоне долеритовой интрузии. В этом месте силл долеритов сечется дайкой микродолеритов мощностью 3 м, также содержащих вкрапленность халькопирита [64].

Пункты минерализации медного оруденения гидротермально-метасоматического типа медно-скарновой формации обнаружены в южной части территории на листах R-48-XXXIII, XXXIV. В *пункте минерализации р. Сиибиктэлээх* (VI-4-7) при заверке аэромагнитной аномалии двумя скважинами на глубине 7 м вскрыты скарнированные доломиты мощностью 32–40 м, залегающие в феррогаббродолеритах интрузии оленёк-велингнинского комплекса. В них наблюдается неравномерно рассеянная вкрапленность и тонкие (до 3 мм) прожилки халькопирита, пирротина, пирита и магнетита. Отмечаются также прожилки (до 10 см) кальцита, содержащего сульфидную минерализацию. Содержание меди, по данным спектрального анализа, – до 0,3 % [400].

В *пункте минерализации Юкюлээх-Дьаангы* (VI-4-1) в контактово-измененных известняках среднего кембрия вблизи кровли пластовой интрузии долеритов на площади 50 м^2 отмечена вкрапленность (доли см) сульфидов. Спектральным анализом установлены содержания (%): меди – до 0,3, цинка, никеля – до 0,03 [329].

Пункты минерализации медного оруденения гидротермального типа медно-кварц-сульфидной формации расположены преимущественно в пределах кристаллических пород Анабарского щита. Два таких объекта – *р. Угар 1* и *р. Угар 2* (IV-4-4, 5) – выявлены в верховьях р. Дегде и представляют собой практически один участок площадью в несколько км^2. Они приурочены к субмеридиональной зоне смятия шириной 8–10 км, где развиты в разной степени мигматизированные двупироксеновые плагиогнейсы и амфиболизированные двупироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы. Последние являются основными вмещающими породами для рудной минерализации. Породы интенсивно смяты в складки различных порядков.

На одном из пунктов минерализации рудная зона прослежена на расстояние 250 м при ширине 15–20 м, сложена массивными и вкрапленными рудами среди кристаллических сланцев. Мощность рудных тел, судя по величине отдельных глыб, может достигать 2,5 м. Главные рудные минералы: пирротин (40–45 %), марказит (20–25 %), пирит (10–15 %), мельниковит (10–15 %), магнетит (3–5 %), лимонит (3–5 %) и халькопирит до 1 %. По данным спектрального анализа, содержание (%) меди в штуфных пробах составляет 0,1, никель 0,08, кобальт 0,01, молибден 0,01 и серебро 0,001.

На другом пункте минерализации рудная зона прослежена на расстояние 150 м при ширине 15–20 м, имеет четкую приуроченность к субширотному разлому. Сульфидная минерализация приурочена к зоне катаклаза мощностью 2 м в двупироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцах. В зоне катаклаза проявлена гидротермальная кварц-карбонатная минерализация, представленная прожилками, жеодами и друзами. Рудные минералы присутствуют в виде гнездообразных скоплений размером 1,5–2 см в поперечнике, а также выполняют пустоты и трещинки [220].

Пункт минерализации р. Немес 5 (IV-6-19), расположенный в верховьях р. Немес, находится в поле развития биотитовых плагиогнейсов с пачками амфибол-двупироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев. В одной из

этих пачек мощностью 50 м на площади 5–7 м^2 обнаружена обильная вкрапленность пирита и пирротина с редкими зернами халькопирита. Количество оруденелых обломков составляет около 10 %. По спектральному анализу, содержание меди достигает 1 %. По простиранию оруденение не прослежено из-за задернованности [90].

Помимо собственно медных пунктов минерализации на площади листа показаны комплексные медно-никелевые пункты минерализации р. Меркю 9 (III-6-9), р. Меркю 4 (III-6-10) и р. Ары-Мастах 3 (IV-6-1).

Пункт минерализации р. Меркю 9 (III-6-9) находится на р. Киси-Унгуохтах-Юрях (правый приток р. Меркю). Выявлен в скважине, пройденной по анортозитам и габброанортозитам. В интервале 89,6–90,1 м обнаружена сульфидная минерализация в виде жилки мощностью 3 см, а также вкрапленности и мелких гнезд. Сульфиды представлены пирротином (44 %), пиритом (40 %), халькопиритом (6 %), здесь же определен виоларит. В керновой пробе из этого интервала содержание меди составило 0,15 %, никеля – 0,3 %. Переход от сульфидизированных габброанортозитов во вмещающие неоруденелые породы постепенный. Присутствие сульфидной минерализации в анортозитовом массиве свидетельствует о потенциальной рудоносности этих пород, широко развитых на Анабарском щите [343].

На пункте минерализации Меркю 4 (III-6-10) в скважине во вмещающих кристаллических сланцах вскрыты в интервале 104–161 м оруденелые меланократовые гиперстен-плагиоклазовые кристаллические сланцы (гиперстен до 70 %), содержащие 5–20 % сульфидов. Сульфиды встречаются в виде вкрапленников размерами до 2,5 мм, реже образуют гнезда до 10–15 мм, отмечаются также согласно сланцеватости сульфидные прожилки 1–5 мм. Сульфиды представлены пирротином, пиритом, халькопиритом, пентландитом, сфалеритом. По данным спектрального анализа, содержание меди – до 0,2 %, никеля – до 0,1 %, по данным химического анализа соответственно 0,25 % и 0,08 %. В другой скважине в интервалах 0–11,5 м, 18,5–32,0 м и 64–110 м в аналогичных породах с проявленной сульфидной минерализацией, по данным спектральных анализов, содержание меди – до 0,6 %, никеля – до 0,1 % [343].

Пункт минерализации Ары-Мастах 3 (IV-6-1) расположен в верховьях одноименной реки. Здесь при проведении геологосъемочных работ масштаба 1 : 200 000 [90] выявлены оруденелые двупироксеновые плагиогнейсы. В штуфной пробе, по данным спектрального анализа, содержание меди составляет 1 %, никеля 0,3 %. При проведении на данном участке геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000 [343] обнаруженная рудная зона прослежена на 200 м и перебурена скважиной. Представлена она катаклазированными гиперстеновыми плагиогнейсами с неравномерной вкрапленностью пирита и халькопирита. Содержание меди в оруденелых катаклазированных гиперстеновых плагиогнейсах достигает 0,5 %, никеля – 0,02 %. Высказано предположение, что данные точки оруденения являются «хвостами» более богатых сингенетичных руд, связанных с ультрабазитами аллареченского типа.

Свинец и цинк. В пределах листа рудные объекты свинца и цинка выявлены в ранге пунктов минерализации и описаны совместно, так как они отно-

сятся к одному и тому же амагматогенному телетермальному генетическому типу и принадлежат к одной и той же стратиформной свинцово-цинковой рудной формации. Выделено девять таких объектов (четыре свинца и пять цинка), все они расположены в западной части территории листа, в поле развития рифейско-кембрийских отложений и относятся к Анабарской минерагенической области (6.Pb,Zn,U/RF–Є). В пределах этой же области выявлено 13 шлиховых потоков сфалерита и галенита.

На карте они показаны тем или иным отдельным символом (свинца или цинка) в зависимости от того, как они были показаны предыдущими исследователями на геологических картах масштаба 1 : 200 000 и масштаба 1 : 1 000 000 второго поколения.

Пункт минерализации р. Кындын (II-I-16) расположен на левом борту р. Кындын в устье р. Сетте-Пас. В береговом обнажении в верхнекембрийских водорослевых доломитах отмечается галенитовое оруденение в виде линзовидной залежи мощностью около 1,5 м и протяженностью около 15 м. Вкрапленность в виде гнезд и просечек (от волосовидных до 1–1,5 см) галенита неравномерно распределена в пределах залежи, слагая отдельные карманообразные участки размерами до 1 м. В ряде случаев содержание галенита достигает 20–25 % от объема пробы, а размер отдельных гнезд сульфидов – до 7–10 см (в среднем 1–3 см) [392].

Минерализация свинца в виде убогой вкрапленности галенита встречается в доломитах чурбукской свиты – *р. Котуйкан 10* (III-3-3). Размеры кубических кристаллов галенита в них не превышают 1,2 мм. Весьма интересна также мелкая вкрапленность самородного свинца, обнаруженная на правом берегу р. Котуйкан, в 3,2 км выше устья р. Илья, в тектонической брекчии у контакта с дайкой долеритов – *р. Котуйкан 5* (III-4-1). Здесь из протолочки (весом 3 кг) указанной брекчии был отмыт шлих, в составе которого обнаружены неправильные зерна свинца, много пирита, единичные зерна галенита, реальгара, сфалерита и других минералов [64].

В *пункте минерализации р. Дегде 4* (IV-3-2) в зоне разлома отмечается мелкая вкрапленность и тонкие (доли сантиметра) прожилки галенита в доломитах котуйканской свиты. Совместно с галенитом встречается халькопирит [220].

Пункты минерализации цинка в пределах листа показаны на двух локализованных участках. На листе R-48-XV (*р. Маган 1* и *р. Маган 2* – III-3-9, 10) в среднем течении р. Маган в песчаниках лабазтахской свиты нижнего рифея отмечено повышенное содержание цинка – от 0,2 до 0,5 %. В одной из протолочек песчаника установлено, что содержание сфалерита в ней – до 1,6 %, что в пересчете на цинк составляет около 1 %. Рудные минералы представлены сфалеритом, халькопиритом и пиритом. Сфалерит образует ксеноморфные изометричные зерна размером до 1,5 мм либо развивается в виде волосовидных прожилков [64]. По данным спектрального анализа ряда проб из песчаников лабазтахской свиты, содержание цинка в них колеблется от 0,02 до 0,1 % [326]. Во многих шлиховых пробах в бассейнах рек Дегде и Котуйкан отмечаются знаки сфалерита и галенита (*шлиховые потоки* II-3-8 и III-3-7). В одном из шлихов отмечено до 30 знаков сфалерита. Установить закономерность или связь цинковых проявлений с определенными стратиграфическими

горизонтами или зонами разломов по имеющимся материалам не представляется возможным.

Другой район развития цинковой минерализации отмечается на листах R-48-XIII, XIX в бассейне притоков р. Котуй – рек Чимука, Дебянгдэ, Кочокон и др. (*пункты минерализации* IV-1-3, 4, 7, *шлиховые потоки* III-1-6, 7 и IV-2-3, 5). Здесь при проведении групповой геологической съемки масштаба 1 : 200 000 [296] в шлиховых пробах из аллювия указанных рек и их более мелких притоков установлены повышенные содержания сфалерита в десятки и сотни (до 750) знаков на пробу. Попутно со сфалеритом встречается и галенит. Сфалерит и галенит в шлихах присутствуют в виде угловатых, реже угловато-окатанных зерен размером от десятых долей до 3–4, иногда до 10 мм. В рамках этих исследований были проведены рекогносцировочные поисковые работы с целью нахождения сфалеритовой минерализации в коренном залегании. В результате установлена гнездово-вкрапленная минерализация сфалерита в двух горизонтах брекчиевидных известняков медвежинской свиты, а также сфалерит-галенитовая минерализация в массивных и строматолитовых доломитах чурбукской свиты. Мощность нижнего горизонта брекчиевидных известняков – 17–20 м, верхнего – более 15 м. В нижнем горизонте сфалеритовая минерализация выявлена в 26 пунктах, в верхнем в связи с его худшей обнаженностью – всего в 5 точках. Сфалерит встречается в виде мелких (0,5 до 2–4 мм) неправильной формы вкрапленников, которые иногда образуют гнездообразные скопления или линейные цепочки по трещинам. Наряду со сфалеритом встречается пирит.

Сфалерит совместно с галенитом в доломитах чурбукской свиты образует мелкие (до 0,5–0,7 мм) вкрапленники или скопления мелких кристаллов в виде тонких линзовидных прожилков параллельных слоистости доломитов. Содержание сфалерита в породе на отдельных участках достигает 5 %. Содержание цинка, по данным химического анализа, колеблется в пределах 0,08–0,99 %.

Молибден. В пределах листа R-48 выявлены одно проявление, один пункт минерализации молибдена, а также шлиховой поток молибденита. Они приурочены к Котуйкан-Монхолинской минерагенической зоне в пределах Анабарского щита.

Проявление р. Меркю 3 (III-5-3), отмеченное еще на карте полезных ископаемых масштаба 1 : 1 000 000 второго поколения [59], расположено в Котуйкан-Монхолинской минерагенической зоне на левом борту р. Меркю. Здесь в милонитах и катаклазитах по метаморфическим породам архея рассеяна мелкая вкрапленность молибденита – до 0,1–0,2 %. Проявление недоизучено.

При проведении ГГС-50 [343] в Котуйкан-Монхолинской зоне диафтореза выявлено еще несколько пунктов минерализации молибдена. *Пункт минерализации Иерелях 1* (IV-6-8) выявлен при детализации и опробовании радиоактивной аномалии. Он расположен в верховьях одноименной реки, среди мигматизированных и катаклазированных амфиболовых плагиогнейсов. Гнезда молибденита неправильной формы размерами до 8–12 мм распределены неравномерно. Содержание молибдена в штуфной пробе 0,5 %. В пробе-

протолочке на ряду с молибденитом определены пирит, пентландит, уранинит. Другая точка данного пункта минерализации, выявленная также при детализации радиоактивной аномалии, расположена в 4 км от предыдущей. Молибденовая минерализация в полосе 20×300 м в виде тонкой вкрапленности и редких гнездовых выделений молибденита обнаружена среди светло-серых кварц-плагиоклазовых метасоматитов. Содержание молибдена, по данным спектрального анализа, в штуфных пробах составляет 0,08–0,1 %.

Частое совместное нахождение молибденита с урановой минерализацией среди пород гранитоидного состава указывает на генетическую связь оруденения с раннепротерозойскими ультраметаморфическими образованиями. Выявленные пункты минерализации не имеют значительных параметров, содержание полезного компонента в них, как правило, невысокое и практического интереса они не представляют [343].

Шлиховой поток молибденита выявлен в верховьях *р. Ырас-Далдын* (V-5-1) в южной части Анабарского щита [192].

Вольфрам. *Шлиховой поток* (V-4-4) шеелита и знаки шеелита в аллювии выявлены на реках Чопко и Чурбукулах в пределах Чурбукулахской минерагенической зоны диафторированных пород.

Алюминий. В пределах листа R-48 выявлены 20 проявлений алюминия. Рудные объекты алюминия на территории листа относятся к трем различным генетическим типам и рудным формациям. Проявления осадочного механического типа относятся к бокситовой карбонатной рудной формации, карбонатитового магматического типа – к апатит-нефелиновой рудной формации и метаморфизованного генетического типа – к высокоглиноземистой кордиерит-силлиманитовой формации.

Проявления бокситовой карбонатной формации распространены в южной части листа и связаны с карстовыми образованиями в кембрийских карбонатных породах. Они находятся в пределах выделенной в Южном Прианабарье Прианабарской бокситоносной минерагенической области (11.Al/K–₽).

Первые находки бокситов в этом районе относятся к 1971 г., когда Л. Л. Исаева обнаружила гальку бокситов на р. Аганыли в осыпях под обнажением четвертичных морских суглинков [337]. В 1973 г. А. Г. Митяевым в бассейне р. Аганыли проведены поисковые работы с целью выявления коренных источников бокситов. Предполагалось два возможных источника – это кора выветривания на архейских породах на контакте с рифеем и кора выветривания на интрузиях долеритов. В результате проведенных работ подтвердилось наличие галек бокситов практически во всех водотоках Аганылийской впадины. Поиски коренных источников не привели к успеху. Выяснилось, что раннепротерозойская кора выветривания на архейско-раннепротерозойском кристаллическом фундаменте обладает неполным профилем. В ней присутствуют зоны дезинтеграции, гидрослюд и каолинита. Зона гиббсита и гётита либо отсутствовала вообще, либо была уничтожена последующей эрозией. Не найдена полноценная кора выветривания и на интрузиях долеритов, но предполагается, что именно она послужила при своей эрозии источником бокситов, снесенных в понижения карстовых воронок в карбонатных

породах кембрия. Это подтверждается реликтами структуры долеритов как в глинистых отложениях, так и непосредственно в гиббситовых породах [367].

Впервые для севера Сибирской платформы бокситы в коренном залегании установлены в виде карстовых залежей бобово-обломочных бокситов на водоразделе рек Тукалан и Бысыттах в результате поисковых работ Ангарской экспедиции ПГО «Красноярскгеология» [327, 401, 404]. На карте к ним относится группа *проявлений* V-1-1, 2, 3, 4, 5; V-2-1, 2 в районе озер Кулингда, Юс-Кюель, Мустах-Кюель, Алысардах. Каждому проявлению может соответствовать группа близ расположенных карстовых воронок с залежами бокситов.

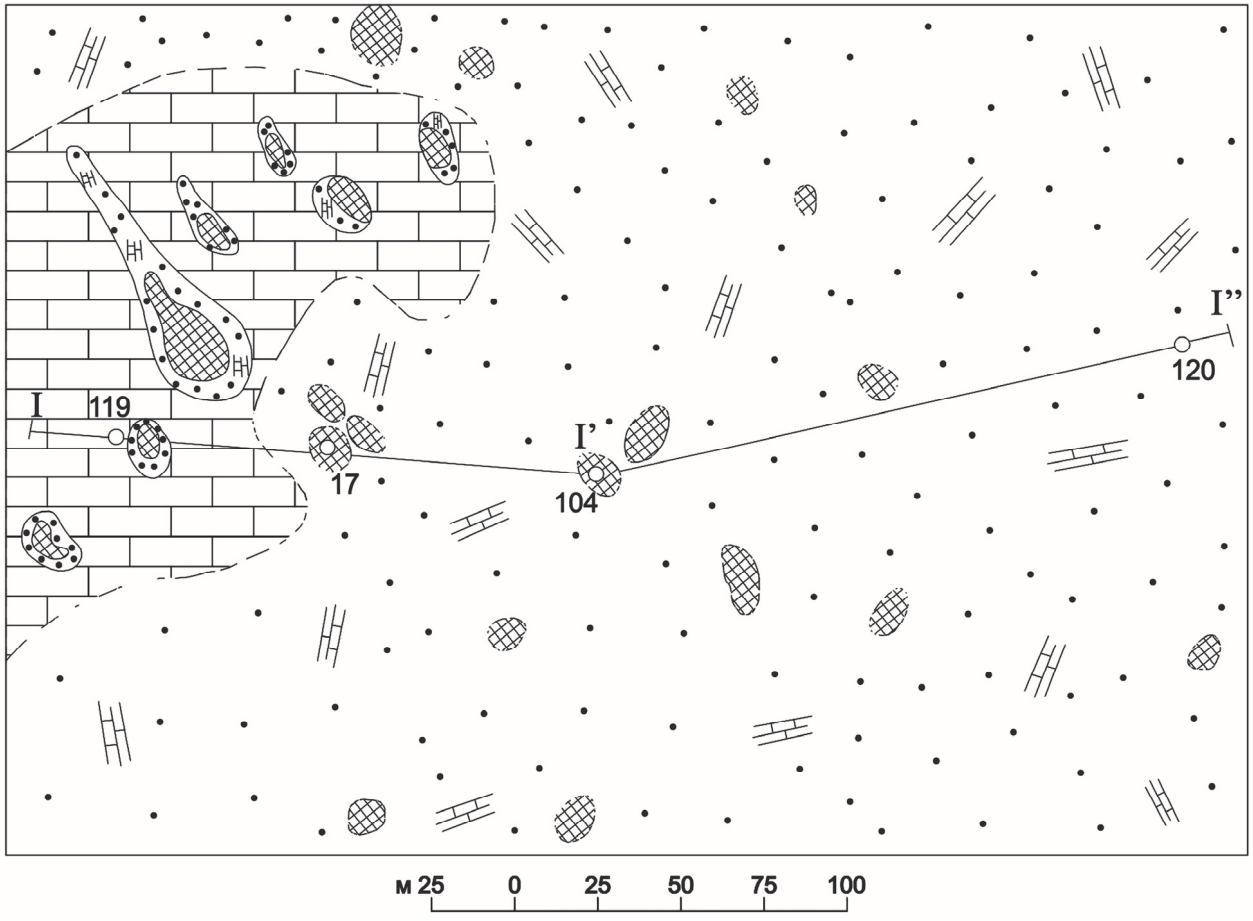
Карстовые образования представляют собой либо асимметричные воронки размерами до 40–50 м, чаще 15–20 м, либо линейные формы длиной до 100–150 м и шириной 10–15 м. Они распространены неравномерно и обычно группируются в карстовые зоны. Глубина карстовых полостей, по данным бурения, колеблется от первых метров до 40–50 м. Площадное распространение бокситоносных воронок в пределах карстовых зон неравномерно, на некоторых участках оно может составлять до 10–12 % площади закарстованной зоны. Судя по разрезам, вскрытым скважинами, широко развит подземный карст в виде галерей, каналов, подземных колодцев. Заполнены карстовые полости глинами смешанного состава с обломками железняков, бокситов с линзами карбонатного песка (рис. 6).

Выделено три типа воронок по составу выполняющих их отложений: 1 – выполненные пестроцветными глинами с обломками структурных бокситов; 2 – выполненные аллитовыми глинами и обломками бурого железняка; 3 – воронки с пестрым составом глинистых и обломочных пород. Разрезы бокситоносных отложений по мощности и составу очень специфичны для каждой из воронок и трудно сопоставимы друг с другом.

В качестве примера из этой группы проявлений приводится Мустахский участок (V-1-5; V-2-1, 2) как наиболее перспективный по объему и качеству бокситовых руд. В пределах данного участка бокситоносные отложения выполняют многочисленные поверхностные карстовые воронки и пустоты подземного выщелачивания и представляют собой по минералого-геохимическим особенностям высокожелезистые гиббситовые бокситы. Отличительными признаками их являются красновато-бурый цвет, обломочный характер пород, отсутствие четкой механической ориентировки, появление бобовых, бобово-обломочных и конкреционных разностей каменистых бокситов.

Бокситы представлены двумя литологическими типами: рыхлыми и глинистыми. В строении большинства изученных разрезов участвуют и те и другие разновидности, переслаивающиеся в различном сочетании и количественном соотношении. Рыхлые бокситы выделяются по преобладанию обломков каменистых бокситов (более 50 %). В рыхлых и глинистых бокситах, помимо включений обломков и бобовин каменистого боксита, присутствует примесь карбонатного песка, снижающего качество руд.

Каменистая составляющая бокситов представлена тремя разновидностями: структурными, бобово-обломочными и трубчатыми (тубулярными).


I
119
17
I'
104
I''
120
м 25
0
25
50
75
100

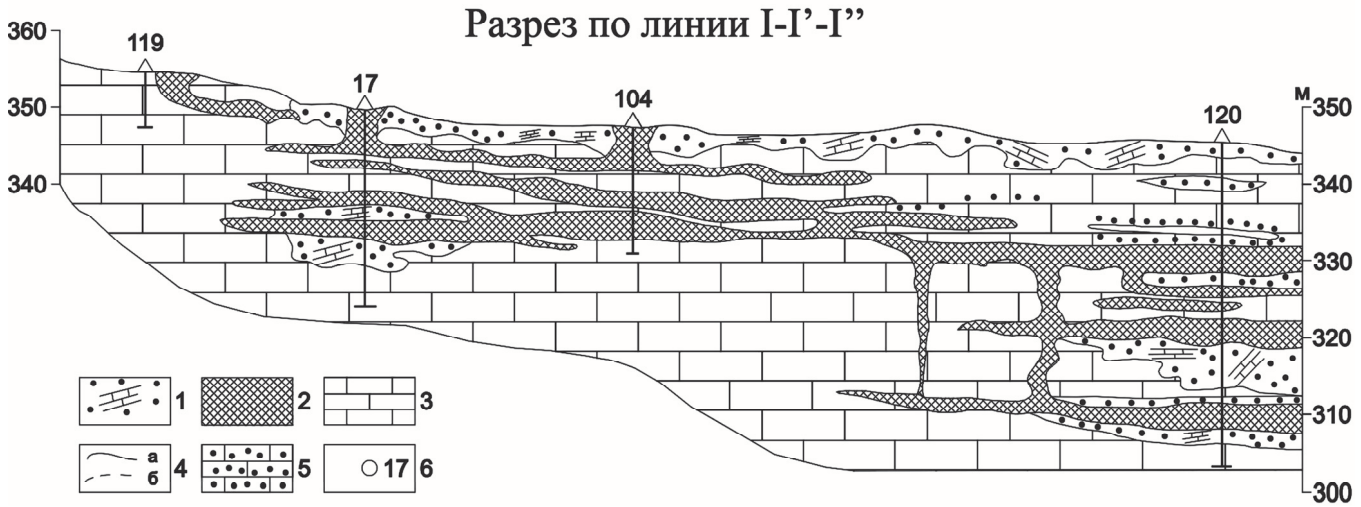


Рис. 6. Строение карста мустахского типа (по А. П. Чеха).

1 – продукты коры выветривания доломитов; *2* – бокситы рыхлые, глинистые; *3* – доломиты; *4* – границы (*а* – четкие, *б* – расплывчатые); *5* – доломиты выветрелые (иногда до песка); *6* – скважины и их номера.

Наибольшая мощность (26,5 м) чередующихся прослоев рыхлых и глинистых бокситов вскрыта в одной из скважин, пробуренной в карстовой воронке глубиной около 50 м. Обычно мощность бокситоносных отложений составляет первые метры. Среднее содержание основных компонентов бокситовых руд составляет для рыхлых бокситов: Al_2O_3 – 36,6 %, Fe_2O_3 – 30,7 %, SiO_2 – 4,3 %, кремневый модуль – 8,6. Соответствующие показатели для глинистых бокситов составляют 40,5 %, 21,3 %, 4,9 %, 9,1. Следует отметить, что руды Мустахского участка являются наиболее качественными из всех проявлений на водоразделе рек Тукалан и Бысыттах [404].

Для Мустахского участка подсчитаны прогнозные ресурсы бокситовых руд в двух вариантах: по установленным параметрам с учетом средних содержаний и мощностей по скважинам (можно квалифицировать как ресурсы категории P_2) и по предполагаемым параметрам с учетом аномалий по данным аэромагнитной съемки (можно квалифицировать как ресурсы категории P_3). Они определены для категории P_2 – 37,6 млн т для бокситов вместе с аллитами или 14,3 млн т для чистых бокситов, для категории P_3 – 182,5 млн т, округленно 200 млн т [404].

Проявления р. Кочокон 3 (IV-1-6) и *р. Кочокон 4* (IV-1-8) расположены в бассейне одноименной реки и образуют отдельный участок развития бокситоносных отложений [404]. Рудоносный карст с поверхности фиксируется в виде либо одиночных мелких воронок, либо узких ложбинообразных понижений. Размеры воронок – от 15 до 50 м. Сопоставление разрезов рудоносного карста указывает на их принципиальное сходство с разрезами Мустахской группы рудопроявлений. Мощности залежей бокситов колеблются в пределах 2–5 м.

Представлены бокситоносные отложения буровато-желтой, красной глиноподобной слабопластичной породой с окатанными и полуокатанными обломками каменистых бокситов и их мелкими бобовинами. Размер обломков обычно 2–6 см, реже до 20 см, количество их до 5–7 %. Содержание глинозема в каменистой части – 39–47 %, окиси железа – 16–32 %, кремнезема – 1–3 %, кремневый модуль – от 12 до 54. Бокситовые породы, согласно ГОСТ 972-74, являются высокожелезистыми бокситами марки Б-4 2-го или 3-го сорта. Суммарная площадь останцов с установленной бокситоносностью составляет 15 км^2, степень их рудной закарстованности такая же, как и на Муустахском участке, и находится на уровне 10 %, что позволяет оценивать общие прогнозные запасы данного участка в пределах 20–30 млн т.

Проявления Кирбей 2 и Кирбей 1 (VI-5-1, 2) были выявлены в ходе поисковых работ на алмазы к востоку от Харамайского кимберлитового поля при заверке локальных магнитных аномалий [362]. На данном участке выявлены многочисленные карстовые воронки, выполненные породами бокситовой формации. При описании этих пород принята классификация, по которой к бокситам отнесены породы, состоящие в основном из гидроксидов алюминия, оксидов и гидроксидов железа и глинистых минералов, с кремневым модулем не менее 2. Сопутствующие бокситам породы с модулем 0,85–2 отнесены к аллитам, а менее 0,85 – к сиаллитам. Применение такой классификации позволяет более четко отразить многообразие и сложный состав бокситоносных отложений в карстовых воронках.

Породный состав бокситоносных отложений меняется в зависимости от гипсометрического положения карстовых воронок. Наиболее качественный состав отмечается для так называемого мустахского уровня. Породы, заполняющие карстовые воронки этого уровня, представлены железистыми бокситами с содержанием глинозема 24–36 %, оксидов железа 30–50 % и кремневым модулем 2–3. Для наиболее качественных разновидностей с содержанием глинозема более 28 % кремневый модуль достигает 10. Железистые бокситы представляют собой красновато-бурые глины с бобовинами гематита и обломками каменистых бокситов.

Размеры карстовых воронок составляют первые десятки метров (до 50 м), глубина их – 20–45 м, мощность перекрывающих отложений не превышает 6 м, чаще всего составляя 1–2 м. Мощность рудных тел (с содержанием глинозема более 28 %) достигает 20–30 м при довольно выдержанном по разрезу качестве.

Проявления апатит-нефелиновой формации связаны со щелочно-ультраосновными интрузиями ийолит-кабонатитового комплекса Маймеча-Котуйской области. В качестве алюминиевого сырья может использоваться нефелин, присутствующий в породах уртит-ийолит-мельтейгитового ряда и нефелиновых сиенитах, причем наиболее ценны лейкократовые разновидности – уртиты. Из всех массивов маймеча-котуйского комплекса на территории листа наиболее богаты уртит-ийолитами массивы Маган, Одихинча и, в меньшей мере, Ессей.

Проявление Маган (III-3-8) приурочено к одноименному массиву общей площадью около 42 км^2, причем около 70 % из них занимают ийолиты и нефелиновые сиениты [303]. Содержание глинозема в этих породах составляет 17–25 %, суммарное содержание окиси и закиси железа находится на уровне 4–5 %, что объясняется присутствием магнетита. Однако он легко может быть удален при магнитной сепарации. Выполненные в Красноярском институте цветных металлов лабораторные испытания показали принципиальную возможность получения из нефелин-пироксеновых пород нефелинового концентрата, а в дальнейшем, по традиционной схеме, и глинозема. Содержание Al_2O_3 в концентрате составило 26,19 %, что позволяет отнести данные руды к 1-му сорту. Общие ресурсы такого рода сырья на объекте составляют миллиарды тонн [318].

Проявление Одихинча (II-2-6) на карте масштаба 1 : 1 000 000 предыдущего поколения показано как месторождение из-за широкого распространения ийолитов на одноименном массиве. По данным А. И. Иванова [91], общая площадь распространения нефелинсодержащих пород – около 10 км^2. Пробы, отобранные из пироксен-нефелиновых пород, показали содержание глинозема от 20 до 31 %. Среди ийолитов были откартированы несколько крупных тел уртитов с высокими содержаниями глинозема. В 1978–1979 гг. были проведены поисковые работы на участках распространения тел уртитов [303]. В результате выяснилось, что среди уртитов распространены крупные (до 5–10 м) ксенолиты оливинитов, что сильно разубоживает алюминиевые руды, и собственно чистые уртитовые тела составляют в поперечнике первые десятки метров. Все это не исключает того, что при детальных поисках могут быть найдены и более крупные уртитовые объекты.

Проявление Ессей (V-1-6) менее перспективно, чем вышеописанные объекты, так как тело ийолит-мельтейгитов, содержащее нефелин, развито ограниченно в северо-восточной части массива и имеет размеры до 700 × 1000 м. Сложено оно меланократовыми разновидностями этого ряда пород с преобладанием пироксена над нефелином. Содержание глинозема составляет 10–12 %, на отдельных более лейкократовых участках оно достигает 21 %. Более интересным представляется факт наличия на массиве коры выветривания с формированием франколитовых фосфатных руд с высоким содержанием глинозема (алюмофосфатные руды). Здесь по скважинам среди глинистых продуктов коры выветривания встречены интервалы алюмофосфатных руд мощностью 2–7 м, содержащие наряду с P_2O_5 (13–16 %) также Al_2O_3 (29–30 %) [308, 401].

Проявления 3-го генетического типа алюминиевого сырья, относимого к высокоглиноземистой кордиерит-силлиманитовой формации, отмечены в южной части Анабарского щита – *р. Сирилес 2, 3, р. Немес 1, 2* (IV-6-15, 17, 18, 20). Силлиманит как породообразующий минерал часто встречается в метаморфических породах щита, но в значительных количествах (до 25 %) он отмечается в отдельных линзах мощностью до 100–300 м и протяженностью до 1,5–3 км, ассоциирующихся с гранатовыми гнейсами и плагиогнейсами. Силлиманит присутствует в виде удлиненно-призматических зерен размерами до 10 мм, встречается совместно с кордиеритом и графитом [90]. Качество силлиманитовых руд низкое из-за относительно невысокого содержания силлиманита, но запасы этих руд значительны.

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ, РАССЕЯННЫЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Цирконий. В пределах листа выделяется *проявление Ессей* (V-1-6), приуроченное к одноименному щелочно-ультраосновному массиву. Цирконий присутствует в виде бадделеита и циркона в апатит-карбонат-магнетитовых, апатит-форстерит-магнетитовых, магнетитовых рудах, а также в карбонатитах [341]. Бадделеит встречается довольно часто, составляя на отдельных участках до 5 % породы, образует одиночные кристаллы или коленчатые двойники размерами до 0,2 мм. Циркон встречается преимущественно в карбонатитах, составляя до 0,5 % породы. Среднее содержание двуокиси циркония в пределах зоны апатит-карбонат-магнетитовых руд северо-западного участка, по данным рентгено-радиометрического анализа, составляет 0,1 %, достигая в некоторых скважинах по интервалам мощностью 15–25 м значений 0,25 %. В апатит-карбонат-магнетитовых рудах южного участка среднее содержание двуокиси циркония – 0,12 %. В апатит-форстерит-магнетитовых рудах северо-восточного участка среднее содержание двуокиси циркония также составляет 0,12 % при максимальных значениях 0,21 %. Вторичные франколитовые руды содержат в среднем 0,09 % двуокиси циркония при максимальных значениях до 0,26 %. Такие содержания являются в целом низкими, однако при комплексной переработке попутное извлечение циркония может быть рентабельным, о чем свидетельствует опыт эксплуатации Ковдорского месторождения в Карелии, сходного по геологическому строению и составу руд с Ессейским месторождением.

Подсчет запасов циркония произведен в пределах тел, выделенных как фосфатные рудные тела, путем перемножения запасов различных типов фосфатных и магнетитовых руд на среднее содержание в них двуокиси циркония. Такие запасы двуокиси циркония составили (тыс. т) для апатит-карбонат-магнетитовых руд – 314,3, для апатит-форстерит-магнетитовых руд – 147,5, для апатит-карбонатных руд – 481, для франколитовых руд – 112,1, для магнетитовых руд – 768,2. Суммарные ресурсы двуокиси циркония по объекту составили 1823,1 тыс. т, которые с учетом степени их изученности можно отнести к категории P_1 [308].

Ниобий. В пределах листа R-48 выявлено четыре проявления, два пункта минерализации и один шлиховой поток ниобия. Проявления ниобия относятся к магматическому карбонатитовому генетическому типу редкометалльно-редкоземельной рудной формации и связаны с щелочно-ультраосновными интрузиями Маймеча-Котуйской области. Один из пунктов минерализации отнесен предположительно к ниобий-танталовой рудной формации в щелочных массивах, другой – к редкометалльной апогранитовой формации.

Проявление Одихинча (II-2-6) находится в пределах одноименного интрузивного массива и связано с породами карбонатитового ряда. Ниобиевое оруденение обусловлено наличием в карбонатитах пирохлора и дизаналита. В связи с тем, что количество этих минералов в карбонатитах незначительно, содержание ниобия обычно находится в пределах 0,01–0,3 % [91]. В процессе полевых работ 2012 г., в рамках составления настоящего комплекта карты масштаба 1 : 1 000 000, на массиве Одихинча были опробованы и проанализированы методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) основные петрографические разновидности карбонатных пород и метасоматиты. По результатам этого опробования, в карбонатитах, апатит-карбонатных породах, метасоматитах с шорломитом содержания ниобия составляют 0,01–0,12 %.

Повышенные содержания Nb_2O_5 отмечаются также в дайках нефелиновых сиенитов, развитых по периферии массива и за его пределами. Редкометалльное и редкоземельное оруденение в сиенитах связано с ловчорритом, эвколитом, ринколитом и пирохлором [303].

Проявление Далбыха (III-1-2) приурочено к различным породам массива Далбыха. Наиболее высокие содержания характерны для флогопит-амфиболовых карбонатитов (в среднем Nb_2O_5 – 0,148 %, Ta_2O_5 – 0,006 %) и так называемых слюдитов – пород, содержащих более 50 % флогопита (в среднем Nb_2O_5 – 0,548 %, Ta_2O_5 – 0,011 %). Повышенные содержания отмечаются также в апатит-магнетитовых рудах (в среднем Nb_2O_5 – 0,179 %, Ta_2O_5 – 0,012 %). Максимальные содержания Nb_2O_5 в пробах из скважин в слюдитах составляют 0,94 и 1,7 %, в апатит-магнетитовых рудах – 0,8 % [335]. Ниобиевая минерализация представлена мелкими (0,1–0,7 мм) кристаллами пирохлора, реже гатчеттолита. Присутствует ниобий также в сфене и ильмените. Проявления ниобия также выявлены в южном экзоконтакте массива в доломитовых мраморах, где его содержание, по данным спектрального анализа, колеблется от 0,02 до 0,06 % [50].

Е. Л. Данилин [335] основные перспективы на редкометалльное оруденение связывал с наличием среди флогопит-амфиболовых карбонатитов рудных столбов редкометалльных слюдитов. Один такой «столб» установлен в южной части массива по результатам бурения двух расположенных вблизи друг друга скважин. Площадь его – около 500 м^2. По данным детальной металлометрической съемки, на массиве предполагается наличие нескольких таких столбов общей площадью 0,2 км^2. На основании этого дана прогнозная оценка ресурсов редкометалльных руд на массиве Далбыха в 300 тыс. т Nb_2O_5 и 17 тыс. т Ta_2O_5. Вероятно, эти цифры завышены, так как площади распространения слюдитов, участвующих в подсчете ресурсов, при дальнейших работах были уменьшены. По результатам групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 были определены следующие данные: категория P_2 – 20 тыс. т Nb_2O_5 при среднем содержании 0,55 %, Ta_2O_5 – 430 т при среднем содержании 0,011 %. Ресурсы категории P_3 для Nb_2O_5 – 100 тыс. т, для Ta_2O_5 – 2 тыс. т [335].

Проявление Кугда (II-2-8) характеризуется присутствием ниобия и редких земель только в перовскитсодержащих разновидностях оливинитов, что обусловлено содержанием ниобия в перовските до 1 %. Перовскит распределен в породе неравномерно, содержание его варьирует от 1–2 до 40–50 %. Густовкрапленные оливиниты слагают линзы или пластообразные залежи мощностью от 10 до 30 см. Перовскит также иногда образует значительные скопления во флогопит-оливиновых породах в северо-западной части массива. Содержание ниобия в таких породах, по данным химических анализов, колеблется от 0,08 до 0,25 % [303].

В процессе полевых работ 2012 г. в рамках составления настоящего комплекта карты масштаба 1 : 1 000 000 на массиве Кугда были опробованы и проанализированы методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) различные петрографические типы пород. По результатам этого опробования, в некоторых пробах из оруденелых оливинитов содержания ниобия составляют 0,01–0,02 %.

Проявление Бор-Урях (IV-1-1) связано с одноименным массивом. Также как и на проявлении Кугда, ниобий в повышенных содержаниях находится в перовскитсодержащих разновидностях оливинитов. Кроме того, в карбонатитах массива содержание ниобия составляет 0,01 %, что обусловлено наличием в этих породах пирохлора [296].

Несколько отличается от описанных выше проявлений *пункт минерализации Джогджо* (III-3-6). Металлометрический ореол с содержанием ниобия 0,03–0,04 % намечается в пределах интрузии Джогджо, сложенной мельтейгитами. В протолочках мельтейгитов спектральным анализом установлено содержание ниобия в количестве 0,006–0,05 %. В количестве 0,02 % ниобий отмечен также во вмещающих интрузию алевролитах. В единичных знаках на данном участке встречаются перовскит и пирохлор и в шлиховых пробах [64].

Иной генетический тип ниобий-танталовой минерализации связан с метаморфическими породами Анабарского щита. В *пункте минерализации Арбын 1* (II-6-3), сложенном мигматизированными биотит-гранат-пироксеновыми гнейсами амбардахской толщи, содержание монацита достигает 10 %.

В пределах выделяемых на этом участке трех первичных ореолов редкоземельных элементов установлены (рентгенорадиометрический анализ) содержания: Ta_2O_5 – 0,1–0,14 % и Nb_2O_5 – 0,3–0,4 %. Тут же отмечаются повышенные содержания лантана и церия [118].

Редкие земли. На территории листа встречены 10 проявлений и четыре пункта минерализации редких земель. Объекты редкоземельной минерализации относятся к четырем различным генетическим типам и рудным формациям. Проявления редких земель, генетически связанные с массивами щелочно-ультраосновных пород, относятся к магматическому карбонатитовому типу редкометалльно-редкоземельной рудной формации. Проявления, связанные с древними породами Анабарского щита, относятся к двум близким рудным формациям: редкометалльной апогранитовой и редкометалльной пегматитовой. Один пункт минерализации относится к осадочному типу редкометалльной стратиформной формации.

На карте показаны пять проявлений карбонатитового типа.

Проявление Одихинча (II-2-6) находится в пределах одноименного интрузивного массива и характеризуется общим повышенным фоном содержания редких земель в различных породах до 0,1–0,8 % суммарно. На первых этапах исследований проведено специальное опробование карбонатитов на редкие земли. Отобрано 37 бороздовых и штуфных проб. В трех пробах содержание ниобия – до 0,03 %, лантана в 22 пробах – до 0,1 %, церия в девяти пробах – до 0,1 %, иттрия в пяти пробах – до 0,005 % [379]. Редкие земли концентрируются преимущественно в перовскитсодержащих породах и карбонатитах. В последних обнаружен редкоземельный карбонат – анкилит, составляющий до 1 % породы. Содержание в анкилите лантана – более 10 %, такое же содержание и церия, содержание иттрия – 0,2 % [91].

В процессе полевых работ 2012 г. на массиве Одихинча были отобраны пробы из различных типов пород и проанализированы методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS). По результатам этого опробования, в карбонатитах, апатит-карбонатных породах, метасоматитах с шорломитом содержания лантана колеблются от тысячных долей до 0,05 %, в одной пробе – 0,17 %. Содержания церия в этих породах находятся на этом же уровне, максимальные отмечены в двух пробах – 0,1 и 0,3 % соответственно.

Повышенные содержания редких земель отмечаются также в измененных нефелиновых сиенитах, дайки которых распространены по периферии массива. Редкоземельное оруденение здесь связано с ловчорритом, эвколитом, ринколитом и пирохлором. Содержание суммы редких земель в ловчоррите составляет 13 % [303].

Проявление Кугда (II-2-8) характеризуется присутствием редких земель в перовскитсодержащих разновидностях оливинитов, при этом содержание суммы редких земель в перовските – до 7,5 %, ниобия – до 1,08 % [91, 313]. Перовскит распределен в породе неравномерно, содержание его достигает 40–50 %. Оливиниты с высоким содержанием перовскита образуют линзы или пластообразные залежи мощностью от 10 до 30 см. Перовскит также образует значительные скопления во флогопит-оливиновых породах в северо-

западной части массива, содержание суммы редких земель в которых достигает 0,35 % [303]. В процессе полевых работ 2012 г. в рамках составления настоящего комплекта карты масштаба 1 : 1 000 000 на массиве Кугда были отобраны пробы из различных типов пород и проанализированы методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS). По результатам этого опробования, в некоторых пробах из оруденелых оливинитов содержания редкоземельных элементов (лантана и церия) составляют около 0,01–0,02 %.

Проявление Бор-Урях (IV-1-1) связано с одноименным массивом. Специальное опробование карбонатитов на редкие земли было проведено в 1960-х годах. Отобрано 16 бороздовых проб. Содержание лантана колеблется от 0,02 до 0,1 %, церия – от 0,04 до 0,1 %, иттрия – от 0,005 до 0,04 % [379]. Кроме того, как и на проявлении Кугда, редкие земли в повышенных количествах находятся в перовскитсодержащих разновидностях оливинитов. По данным спектрального анализа определены содержания (%) иттрия – 0,05, церия и лантана – 0,1 [296].

На *проявлении Далбыха* (III-1-2) повышенные содержания редких земель отмечаются в различных породах массива. Наиболее высокие содержания характерны для так называемых редкометалльных «слюдитов» – пород, содержащих более 50 % флогопита. По одной из скважин в шести пробах среднее содержание суммы редких земель составило 0,132 %. В составе редких земель преобладает лантан. Содержащие редкие земли минералы представлены синхизитом и анкилитом. Повышенные содержания редких земель отмечаются также в кальците и апатите [335]. Доломитовые мраморы экзоконтактовой зоны интрузии Далбыха на площади 3 км^2 содержат лантана 0,03 %, церия 0,04 %, иттрия 0,01 % [50].

Проявление Ессей (V-1-6). По результатам первых рекогносцировочных работ на массиве в породах коры выветривания были обнаружены лантан и церий с повышенными содержаниями в единичных штуфных пробах. Такие содержания связывались с присутствием редкоземельных элементов в минералах франколитовых и алюмофосфатных пород в виде изоморфной примеси. Поисковыми работами 1978–1979 гг. [364] установлено присутствие La, Ce, Y в первичных породах и подтверждено в породах коры выветривания (спектральный приближенно-количественный анализ), причем содержание редких земель в породах кор выветривания более чем на порядок выше, чем в первичных, достигая иногда 0,1–0,2 %. Они зачастую ассоциируют с повышенными содержаниями ниобия и бария. Рентгеноструктурным анализом в керновых и штуфных пробах из коры выветривания определены флоренсит и другие нерасшифрованные предположительно редкоземельные минералы. Повышенные содержания редкоземельных элементов в основном связаны с алюмофосфатсодержащими породами коры выветривания, локализующимися в центре массива.

На массиве Институтом минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ИМГРЭ) проводились минералого-геохимические исследования апатитовых руд с целью выяснения баланса распределения редких элементов в них. Было проанализировано 299 групповых проб из 22 скважин разных частей массива. Содержания TR_2O_3 в первичных породах на уровне 0,002–

0,01 %, в единичных пробах достигают значений 0,047 % (апатитсодержащие карбонатиты) и 0,62 % (апатит-форстерит-магнетитовые руды). В образованиях коры выветривания, развивающейся в основном по апатит-магнетитовым породам и карбонатитам, апатит содержит около 20 % количества редких земель, а остальное количество, вероятно, связано как с их сорбцией глинистыми вторичными минералами, так и с наличием небольшого количества богатых редкими землями минералов, в частности горсейксита и флоренсита [308].

Пункты минерализации Арбын 2 и *Арбын 1* (II-6-2, 3) относятся к редкометалльной апогранитовой формации и приурочены к мигматизированным биотит-гранат-пироксеновым гнейсам. Они образуют полосу шириной 350–400 м северо-западного простирания. Минералами-концентраторами редких земель являются монацит и циркон, содержание которых в протолочках достигает соответственно 25 и 7,5 кг на тонну от выхода тяжелой фракции. На этой площади по данным опробования выявлены первичные комплексные ореолы лантана и церия, оконтуренные по изоконцентратам 0,02 % (лантан) и 0,03 % (церий). Содержания в отдельных пробах достигают 0,6–1 % [118].

К редкометалльной пегматитовой формации относится *проявление р. Амбардах-Маган 1* (IV-4-3). Здесь пегматоидные биотитовые граниты слагают линзу мощностью 15–20 м и протяженностью 70 м. Размеры глыб 0,5–0,8 м в поперечнике. В пегматоидах монацит составляет до 3 % объема породы. Суммарное содержание редких земель (церия и лантана) достигает 1,5–2 %. Помимо них присутствуют торий (0,2 %), уран (0,009 %) [220].

В *проявлении р. Коялах* (IV-4-1) среди делювиальных развалов, сложенных интенсивно мигматизированными и гранитизированными гиперстеновыми плагиогнейсами, редкоземельная минерализация представлена обломками гранита с включениями черного метамиктного ортита с размерами кристаллов 1–2 см в поперечнике. По данным спектрального анализа, содержание редких земель цериевой группы в ортите превышает 2 %.

В пегматитовых телах в бассейне р. Илья (*пункт минерализации* III-4-3 и *проявления* III-4-4, 5) по данным спектрального анализа выявлены повышенные содержания лантана – до 0,2 % и церия 0,2–0,4 %. Содержание иттрия в этих пробах достигает 0,01 %. На участках развития пегматитов фиксируется повышенное содержание этих элементов (до 0,3–0,5 %) в металлометрических пробах [64].

Проявление р. Ары-Мастах 2 (IV-6-6) представляет собой серию пегматитовых жил в гиперстеновых плагиогнейсах. Мощность жил – до 10–15 м, протяженность – до 750 м. В пегматитах отмечается кучная вкрапленность монацита в виде преимущественно мелких (реже крупных до 3–5 см) кристаллов. Иногда кристаллы монацита образуют гнездовые скопления. В тяжелой фракции содержится до 45 % монацита и до 3 % циркона. В них устанавливается, по данным рентгено-спектрального анализа, содержание лантана 0,04–0,5 %, церия 0,05–0,6 %, тория 0,019–0,39 %. В этом же районе в сходной геологической обстановке, по данным спектрального анализа, в пробах из катаклазированных гнейсов содержание лантана достигает 0,6 %, а церия и иттрия – 1 % [90, 343].

Единственный *пункт минерализации* осадочного типа отмечен на р. Котуйкан (*р. Котуйкан 4* – III-3-2). Здесь в доломитах верхней подсвиты котуйканской свиты зафиксировано спектральным анализом содержание лантана 0,2 % [64].

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Золото. По мнению ряда исследователей, Анабарский щит по аналогии с древними структурами этого типа является перспективным в отношении золотоносности [70]. Непосредственно в пределах листа определенные перспективы связывались с Котуйкан-Монхолинской зоной. Здесь в рамках геологической съемки масштаба 1 : 50 000 проведены поисковые работы на золото [343]. Несмотря на большой объем различных видов опробования, значимых золотоносных объектов не было выявлено. Выделено только два пункта минерализации золота и два мелких россыпепроявления.

Пункт минерализации Митя-Юряге (IV-6-13) характеризуется широким распространением гидротермально-метасоматических образований, представленных крупнокристаллическими кварц-полевошпатовыми породами, залегающими среди гиперстеновых и гранат-гиперстеновых плагиогнейсов. Метасоматиты содержат сульфидную (пирит, пирротин, халькопирит) вкрапленность (1–5 %), иногда образующую мелкие гнезда.

Гидротермально-метасоматические образования образуют узкие зоны (мощность 1–7 м, протяженность 0,2–1 км) окварцевания и сульфидизации гнейсового субстрата. Проведенное опробование с поверхности в горных выработках и на глубине в скважине показало повсеместное наличие золота в пробах на уровне 0,01–0,03 г/т и лишь в двух пробах оно составило 0,3 г/т.

Пункт минерализации р. Меркю 5 (III-6-12) расположен на правом борту р. Меркю в ее верховьях. Породы участка, сложенные гиперстеновыми плагиогнейсами и кристаллическими сланцами, претерпели гидротермально-метасоматические изменения с образованием зон окварцевания и сульфидизации. Они образуют мощные (50–250 м) и протяженные (до 2,5 км) тела кварц-полевошпатового состава. При опробовании по первичным ореолам метасоматитов в нескольких пробах спектрохимическим анализом установлено содержание золота от 0,04 до 2 г/т. На участках с повышенным содержанием золота пробурены несколько скважин, подтвердивших распространение метасоматитов на глубину. В них отмечается мелковкрапленная сульфидная минерализация, представленная пиритом. По данным кернового опробования, содержания золота не превышают 0,1 г/т [343].

Помимо коренного золота на территории листа выявлена россыпная золотоносность рек *Арбын* (III-6-1) и *Уоран-Юряге* (III-6-2). Здесь, по данным геологической съемки масштаба 1 : 200 000 [219], выявлены шлиховые ореолы золота с содержанием в отдельных лотковых пробах (объем 10 л) до 8–10 знаков мелкого золота. Проведенное повторное шлиховое опробование [343] показало, что из отобранных 35 проб золото содержится в 28 пробах, из них в 15 в весовых содержаниях (до 600 мг/м^3).

На участке Уоран-Юряге вкрест долины было пробурено три профиля с расстоянием между скважинами 20–40 м общим объемом 141,6 м. Мощность рыхлых отложений колеблется от 2 до 8,5 м. Содержание золота в пробах, отобранных из скважин, колеблется от знаков до 219 мг/м^3. Закономерностей в распределении металла в разрезе не установлено. В плане золото приурочено к русловым отложениям и в относительно повышенных количествах отмечается в 40–60 м от русла.

В верховьях р. Арбын пробурено шесть поисковых линий общим объемом 221,5 м. Мощность рыхлых отложений здесь колеблется от 0,5 до 9,5 м. Содержание золота в пробах, отобранных из скважин, колеблется от знаков до 249 мг/м^3. Закономерностей в распределении металла в разрезе также не установлено, относительно обогащены русловые фации аллювиальных отложений.

Золото на этих участках представлено слабоокатанными комковатыми зернами, иногда друзовидными сростками размерами от 0,1 до 2–3 мм в поперечнике. Пробность золота, по данным микрозондового анализа, колеблется в широких пределах – от 70 до 98, что, возможно, свидетельствует о множественности его источников. Поисковые работы, проведенные в верховьях р. Арбын на коренное золото, положительных результатов не дали [343].

В 1993 г. сотрудниками Института литосферы опробован русловой аллювий р. Уоран-Юряге и руч. Кузьма-Юрях. Содержание золота варьирует от 0,83 до 4,987 г/м^3 (среднее 2,447 г/м^3). В некоторых пробах выявлены минералы платиновой группы до 39 мг/м^3. В этом же году геологами Полярной ГПП в бассейнах рек Арбын и Уоран-Юряге отобрано пять проб объемом от 0,2 до 2 м^3. Содержание золота составило от 0,605 до 3,997 г/м^3 [229].

В конечном итоге Арбынская площадь предложена на конкурс в перечне участков недр по Красноярскому краю, предлагаемых для проведения разведочных и эксплуатационных работ с апробированными ЦНИГРИ прогнозными ресурсами категории P_3 – 140 кг [76].

Платина. В пределах листа потенциально перспективными на платиноиды могут оказаться массивы щелочно-ультраосновных пород маймеча-котуйского комплекса, а также габбронориты и габбро-анортозиты Котуйкан-Монхолинской зоны диафтореза [70, 116, 139]. Среди массивов щелочно-ультраосновных пород перспективны прежде всего те из них, где встречены крупные тела титаномагнетитовых оливинитов. К их числу в пределах листа относятся массивы Кугда и Бор-Урях.

По данным Г. Г. Моора [369], в рудных оливинитах массива Кугда (*проявление* II-2-8) спектральным и пробирным анализами, произведенными в лабораториях Норильского горно-металлургического комбината, выявлено содержание платиноидов. В пробе титаномагнетита из рудных оливинитов, залегающих в верховьях р. Кугда-Юрях, спектральным анализом установлено присутствие палладия в количестве 3,8 г/т и платины 1,8 г/т. Пробирным анализом этой же пробы сумма платиноидов определена в 6 г/т. Сделан вывод о том, что титаномагнетитовые руды с таким содержанием платиноидов представляют интерес как возможное сырье на платиноиды, несмотря на то, что последние не характерны для ультраосновных пород, ассоциирующихся с

щелочными породами. Однако никаких других подтверждений высокой платиноносности массива Кугда в дальнейшем не было получено и специальных работ по поискам платины не проводилось.

Только в конце 1980-х годов, после открытия Полярной экспедицией россыпной платиноносности на Гулинском массиве (к западу от листа R-48), интерес к данной проблеме возник снова. Установлено, что платиноиды представлены в основном иридием и осмием, в то время как другие месторождения России (как коренные, так и россыпные) имеют преимущественно платино-палладиевую специализацию. Попутно с поисками россыпей на Гулинском массиве были отобраны и проанализированы на платину в небольшом объеме шлиховые пробы из аллювия и из скважин на мелких водотоках, дренирующих массивы Кугда и Бор-Урях [358].

На массиве Бор-Урях на одноименном ручье, стекающем с возвышенности, на его выходе из массива установлен *шлиховой поток* (IV-1-2) металлов платиновой группы (МПГ) с содержаниями в отдельных пробах до 100 мг/м^3. По данным бурения, на шести профилях в 36 скважинах общим объемом 159,9 м обнаружено 24 зерна МПГ с содержаниями по пробам от 11 до 265 мг/м^3.

На массиве Кугда, по данным опробования буровых скважин, на четырех профилях в верховьях руч. Кугда-Юрях обнаружено семь зерен МПГ с содержаниями по пробам от 12 до 175 мг/м^3 (*шлиховой поток* II-2-9). В связи с относительно низкой платиноносностью по сравнению с Гулинским массивом, а также с учетом небольших размеров массивов Кугда и Бор-Урях, дальнейшие поисковые работы на россыпи здесь не велись и сосредоточены были полностью на Гулинском массиве.

Что касается коренной платиноносности, то проведенное опробование показало относительно невысокие, не достигающие промышленных, содержания МПГ. По данным Л. Н. Когарко [106], наиболее высокие содержания МПГ в массиве Кугда составляют 0,04 г/т в перовскит-магнетитовых рудах, а для оливинитов они не превышают 0,025 г/т. По данным К. Н. Малича, суммарное содержание МПГ в дунитах Бор-Уряхского массива составляет 0,05 г/т [139].

Платиноносность Анабарского щита рассмотрена в ряде работ А. А. Кузнецова [116, 117]. По его данным, одно зерно ферроплатины размером 0,25 × × 0,15 мм в срастании с халькопиритом и золотом обнаружено в шлиховой пробе, взятой из руслового аллювия притока р. Лабастах в северо-западной части Анабарского щита. На мысль, что в кристаллических породах щита могут содержаться платиноиды, наводит факт широкого присутствия крупных согласных тел ультрамафитов и дифференцированных габбро-анортозитов с прожилково-вкрапленной сульфидной медно-никелевой минерализацией, т. е. типичной парагенетической ассоциации, свойственной классическим платиноидно-медно-никелевым расслоенным интрузивам. А. А. Кузнецовым проведено специализированное опробование пород из стратифицированного разреза щита. Из 63 проб минералы платиновой группы обнаружены в 23, в 12 из них совместно с золотом. В семи пробах содержание платины достигает аномальных значений (0,1–4,2 г/т). Две пробы с содержаниями 1,5 и 4,2 г/т находятся на междуречье Балаганнах–Сирилес (левые притоки р. Бол. Куонамка)

в единой тектонической зоне северо-западного простирания с находкой ферроплатины в шлиховой пробе.

Перспективы платиноносности Анабарского щита рассматриваются в статье В. Л. Злобина [87]. В ней отмечается, что их работами обнаружена и предварительно оконтурена золотоносная четвертичная россыпь мелколожкового типа. Точная привязка ее не дается, но судя по мелкомасштабному рисунку (точнее трудно привязать) – это россыпь р. Арбын. При этом нет ссылок на проведенные ранее исследованиия Полярной ГРЭ, описание которых дано в разд. «Золото».

Приводимое в статье детальное исследование тяжелой фракции показало, что наряду с золотом, примерно в таких же количествах, присутствуют платиноиды, размеры зерен которых достигают 0,4–1,5 мм. Исследования химического состава энергодисперсионным и микрозондовым методами показали, что основными элементами являются платина и мышьяк. Эти данные позволили отнести их к сперрилиту. С учетом геологической ситуации данного района и известных данных по другим регионам, в статье делается предположение о том, что наиболее вероятными источниками сперрилита могут быть габброанортозиты, габбронориты салтахского и амбардах-коялахского комплексов Котуйкан-Монхолинской зоны диафтореза.

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Уран. К настоящему времени на территории листа выявлено три проявления урана, принадлежащих к урановорудной формации в щелочных метасоматитах и расположенных в пределах Котуйкан-Монхолинской зоны диафтореза Анабарского щита, а также одно проявление в слабометаморфизованных углеродсодержащих толщах.

Проявление р. Иерелях 2 (IV-6-7) выявлено как радиоактивная аномалия в 1986 г. и детализировано в 1989 г. [343]. Участок проявления сложен мигматизированными амфиболовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами. Мигматизация проявлена столь сильно, что породы приобретают облик гнейсогранитов. В центральной части участка прослеживается зона мощностью до 10 м гидротермально-метасоматического окварцевания и сульфидизации. Аномальные значения радиоактивности приурочены только к мигматитам и наблюдаются вдоль западного контакта с окварцованными и сульфидизированными породами в виде зоны мощностью от 0,5–1 до 4–6 м, прослеженной на 400 м, а далее перекрытой рыхлыми склоновыми отложениями. Активность внутри зоны колеблется в пределах 70–3000 мкР/ч. Рентгено-спектральный анализ штуфных проб показал содержание урана от 0,071 до 2,81 % при содержании тория от 0,0034 до 0,0228 %.

Урановая минерализация представлена уранинитом и окаймляющими зерна уранинита буровато-желтыми вторичными минералами. Уранинит, часто наблюдаемый визуально, образует изометричные кристаллы размерами от 0,5 до 2–3 см. В протолочках он составляет до 3–4 % немагнитной фракции. В протолочках встречаются также пирит и молибденит. В рудных мигматитах порода приобретает лейкократовый пегматоидный облик. Наблюдается

также замещение амфибола и биотита хлоритом. Приведенные факты свидетельствуют о проявлении в урановосной зоне щелочного калиевого метасоматоза, вероятно, обусловливающего образование неравномерно распределенной уранинитовой минерализации.

Проявление р. Меркю 7 (III-6-11) выявлено и детализировано в 1987 г. [343]. Проявление приурочено к зоне Меркюнского разлома, сопровождающегося интенсивными процессами катаклаза, милонитизации и метасоматоза. Аномальные значения радиоактивности – от 50 до 1250 мкР/ч выявлены в узкой полосе кварц-полевошпат-биотитовых метасоматитов, развитых на контакте амфиболовых гранитов и биотитовых гнейсов. Полоса метасоматитов шириной 15–20 м прослежена на расстояние 300 м.

В штуфных пробах из рудных метасоматитов рентгеноспектральным анализом установлены содержания урана в пределах 0,041–0,34 %, тория 0,01–0,032 %. Выявлено также повышенное содержание молибдена – до 0,08 %. Урановая минерализация представлена уранинитом, иногда с каймой вторичных минералов. В протолочных пробах помимо уранинита также присутствуют молибденит и пирит.

Проявление р. Меркю 6 (III-6-5) открыто при ГС-200 в 1965 г. и расположено на правом борту р. Меркю, в 10 км от ее устья. Работами Березовской экспедиции были выявлены четыре рудоносные зоны в виде линз мощностью 5–10 м, длиной 60–100 до 300 м, определены содержания рудных минералов. Во вскрытых горными выработками рудоносных кристаллических сланцах рудные тела оконтурены по изолинии 100 мкР/ч. Максимальные размеры рудных тел составляют первые метры, максимальная активность в их пределах достигает 8000 мкР/ч. Содержания урана в бороздовых пробах – 0,003–1,03 % при преобладающих значениях 0,1–0,4 %. Урановая минерализация представлена уранинитом и вторичными минералами.

В 1985 г. проведены радиометрические поиски на северо-западном и юго-восточном флангах проявления [343], которые показали, что рудоносные зоны не имеют продолжения по простиранию. С целью пересечения рудных тел на глубине в центральной зоне проявления, с учетом элементов залегания пород, пробурены две скважины глубиной 85 и 36 м. Однако положительных результатов не получено. По данным рентгено-спектрального анализа проб из керна скважин, содержания урана определены в тысячные доли процента. Не дали положительных результатов и данные гамма-каротажа. Все это свидетельствует о характерном для данного генетического типа крайне неравномерном распределении урана.

Проявление Балыга-Суох (II-5-10) относится к осадочному генетическому типу в углеродсодержащих породах платформенного покрова. Оно расположено на водоразделе одноименной реки и верховий р. Фомич, в отложениях усть-ильинской свиты нижнего рифея. Мощность рудоносного горизонта составляет около 40 м. В его составе ведущую роль играют алевролиты и аргиллиты серого и темно-серого цвета, характеризующиеся отчетливо выраженной горизонтальной слоистостью, подчеркнутой распределением слюды, глинистого материала, тонкораспыленного органического вещества и рудных минералов. Содержание $C_{орг.}$ в породах варьирует от 0,47 до 0,81 %. Максимальное содержание урана составляет 2 %, обычно 0,01 % [331]. Собственно

урановая минерализация представлена урановыми чернями, развитыми в виде налетов и корочек на поверхности аутигенного пирита. Радиоактивная аномалия, включающая это проявление, с перерывами прослежена на 70 км.

Торий. На площади листа выявлено одно проявление тория в пределах Котуйкан-Монхолинской минерагенической зоны. Торий ассоциируется с редкими землями, так как основными минералами-концентраторами его выступают монацит, ортит, торит, циркон, содержащие и торий, и редкоземельные элементы. Эти минералы присутствуют в том или ином количестве в гранитоидных породах, однако повышенные их концентрации встречаются лишь на отдельных участках.

Проявление Улахан-Дянака 4 (IV-6-10) расположено в верховьях одноименной реки и выявлено при ГС-200 как аномальная по радиоактивности зона размерами 5 × 200 м, приуроченная к развалам биотитсодержащих пород пегматоидного облика. По результатам детальных работ, на данном участке [343] подтверждена приуроченность аномальных значений радиоактивности к пегматоидам. Это крупнокристаллические массивные образования кварц-калишпат-плагиоклазового состава пятнистой красновато-белой окраски за счет калишпатизации плагиоклаза.

Проведенная детальная гамма-съемка масштаба 1 : 2000 позволила уточнить контуры и размеры аномальной зоны. Прослеженная протяженность ее по простиранию составляет 560 м (северо-западное продолжение не оконтурено), ширина – от 15–20 м до 80–100 м. Аномальные значения до 2000 мкР/ч приурочены к участкам с повышенным содержанием биотита, с которым, вероятно, ассоциирует монацит. Содержание монацита в тяжелой фракции протолочных проб составляет 25–60 %, циркона – 10–15 %. Наряду с этими минералами отмечаются пирит, халькопирит, молибденит, апатит. Спектральным анализом штуфных проб определены содержания тория 0,1–1 %, лантана и церия – 0,3–1 % и выше.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ОПТИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ

Кальцит оптический. Пункты минерализации оптического кальцита (исландского шпата) на территории листа R-48 встречены в трех точках [91]. Они расположены на правом берегу р. Медвежья, в 9 км ниже устья р. Томпоко (*р. Медвежья 2* – II-1-8), в истоках одного из верхних левых притоков р. Кысыл-Хая-Юрях (*р. Кысыл-Хая-Юрях 3* – II-2-5) и на правом берегу р. Эриечка, в 26 км от ее устья (*р. Эриечка* II-2-1).

В пункте минерализации р. Медвежья 2 среди отложений томпокской свиты наблюдалась зона брекчированных пород мощностью до 1,5 м. Простирание этой зоны меридиональное, падение пород вертикальное. К брекчиям приурочена серия ветвящихся кальцитовых жил того же направления. Мощность жил – 3–7 см. В жилах встречены небольшие участки, сложенные полупрозрачным желтоватым кальцитом, в некоторых кристаллах которого ве-

личиной 2–3 см наблюдались прозрачные участки размером до 1 см в поперечнике.

В верховье р. Кысыл-Хая-Юрях в оолитовых известковистых доломитах и доломитовых известняках встречена линза мелкообломочной брекчии, в которой располагается тонкая (1,5 см) кальцитовая жила с раздувами до 9,5 см. В раздувах встречены ромбоэдрические кристаллы кальцита и исландского шпата величиной до 5 см. Кристаллы сложены в основном полупрозрачной разновидностью с прозрачными участками у вершин кристаллов. Жила прослежена на 75 м, в основном по элювию. На этом отрезке наблюдалось 18 раздувов с кристаллами исландского шпата.

На р. Эриечка среди верхнекембрийских доломитов на протяжении 450 м прослежена тонкая кальцитовая жила, соединяющая 93 крупные (0,8 × 1,2 м) полости, расположенные в 1,5–3,5 м друг от друга, выполненные в сводовых частях друзами скаленоэдрических кристаллов прозрачного и белого кальцита размером до 2 см. Основания полостей сложены крупными (до 40 см по ребру) скаленоэдрами и ромбоэдрами полупрозрачного бледно-желтого и молочно-белого кальцита. Прозрачные участки достигают размеров до 10 см. В отдельных полостях располагается 2–3 крупных кристалла.

Исландский шпат из трех указанных пунктов обладает большим количеством оптических дефектов, что ставит под сомнение их промышленную значимость.

Кварц оптический. *Пункт минерализации р. Лев. Крестях* (III-1-3) расположен в верховьях р. Лев. Крестях. Здесь в кавернозных доломитах нижнего кембрия встречаются пустоты и трещины, стенки которых покрывают мелкие (1,2 × 0,8 см) кристаллы горного хрусталя [50].

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Флюорит. Флюорит в пределах листа R-48 встречается в виде незначительных пунктов минерализации. Всего выявлено пять таких пунктов.

Пункт минерализации р. Урюнг-Тас-Сулуда (II-3-1) расположен в верхнем течении одноименной реки. Здесь флюорит в контактово-измененных среднекембрийских карбонатных породах вблизи протяженной дайки долеритов выполняет мелкие трещинки и стенки пустот. Размер пустот не превышает нескольких сантиметров, длина прожилков составляет до 0,5 м. Минерал фиолетового цвета, прозрачен, встречается в виде кристаллов до 1 мм [225].

Пункт минерализации р. Медвежья 3 (II-3-5). Здесь флюорит отмечен в верхнем течении левого притока р. Медвежья в известняках немакит-далдынской свиты, вблизи активного контакта с дайкой долерита. Флюорит на площади 0,5 м^2 образует примазки толщиной до 1 мм [225].

Пункт минерализации р. Котуйкан 3 (III-2-4). Флюорит встречен в карбонатных породах чурбукской свиты, в среднем течении р. Ниж. Тогой (левый приток р. Котуйкан), где он отмечается в виде тонких примазок фиолетового цвета в доломитах, контактирующих с пластовым телом долеритов [50].

Пункт минерализации р. Кындын (III-1-1). Флюорит обнаружен у южного контакта небольшой интрузии маймеча-котуйского комплекса в доломитах кембрия, на правом борту р. Кындын. Зерна флюорита мелкие – 0,5–2,0 мм, окраска – лиловая, содержание – около 5 % объема породы [50].

Боросиликаты. В пределах листа обнаружено восемь пунктов минерализации боросиликатов. Борсодержащий минерал – датолит – в виде кристаллов размерами до 1–2 мм был обнаружен в миндалинах эндоконтактовой зоны долеритов на р. Котуйкан (*пункт минерализации р. Котуйкан 6* – III-4-2). Незначительные размеры кристаллов и его малое содержание не дают возможности говорить о промышленных концентрациях бора, но представляют некоторый поисковый интерес [64].

Другие *пункты минерализации* (II-4-1, II-5-2, 3, 5, 6, 7, 9) приурочены к мраморизованным карбонатным породам нижнего рифея, на контакте с мелкими неправильно-секущими интрузиями долеритов, где фиксируются повышенными содержаниями (до 0,23 %) B_2O_3. Наличие бора в экзоконтактовых породах связано, по-видимому, с незначительным содержанием датолита, который встречается в миндалинах пород [225, 385].

МИНЕРАЛЬНЫЕ УДОБРЕНИЯ

Фосфатные

Апатит. Апатит является на листе R-48 профилирующим видом полезных ископаемых, поскольку на этой территории расположены три крупных месторождения и одно проявление этого вида минерального сырья, генетически и пространственно связанных со щелочно-ультраосновными интрузиями маймеча-котуйского комплекса. Апатитовые руды были выявлены на большинстве щелочно-ультраосновных массивов еще на ранней стадии их исследования, в 1950–1960-е гг., но детальное изучение апатитовых месторождений и проявлений, включая поисково-оценочные работы, было проведено в 1970–1980-е гг. Помимо этих объектов на территории листа выявлены два пункта минерализации апатита в диопсид-скаполитовых гнейсах Анабарского щита.

Месторождение Ессей (V-1-6). Месторождение расположено в 25 км к северу от крупного оз. Ессей и небольшого одноименного поселка. Сам массив Ессей был выявлен геологами НИИГА в 1958 г. при проверке аэромагнитных аномалий. В 1964 г. Г. И. Поршневым в пределах массива обнаружены апатитовые руды, а в 1971 г. Е. Л. Данилиным и Г. И. Поршневым проведены поисковые работы с применением магниторазведки и мелкого бурения [320].

В 1978–1979 гг. на месторождении были проведены детальные поиски с применением глубокого бурения [364]. Согласно этим работам, суммарные прогнозные запасы P_2O_5, подсчитанные на глубину 400 м, составили 165,9 млн т.

В 1980–1983 гг. Полярная экспедиция ПГО «Красноярскгеология» на месторождении Ессей провела поисково-оценочные работы, основными задачами которых являлись определение практической значимости апатитовых руд, оценка выявленных рудных зон и выделение под предварительную разведку

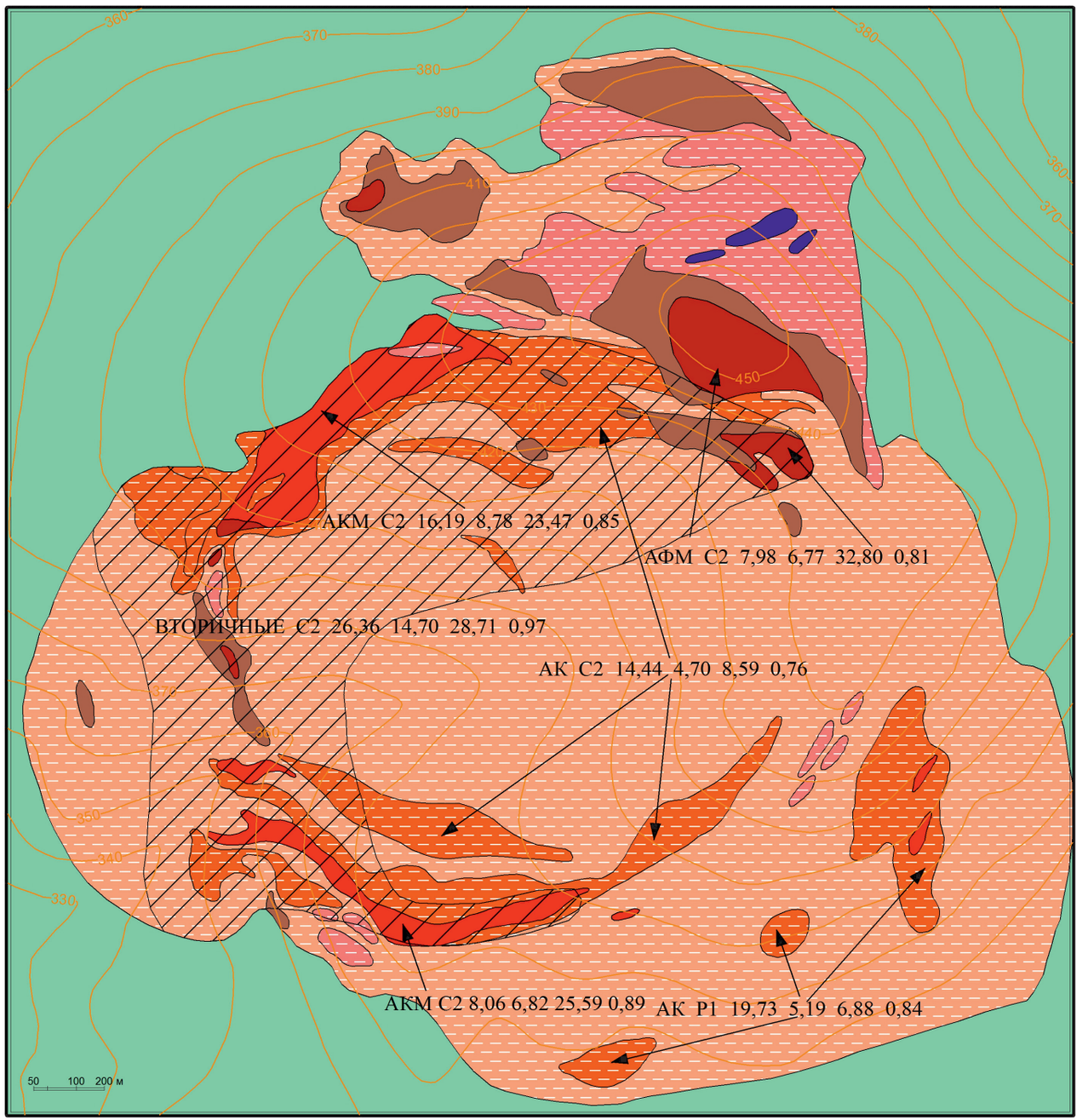
объекта с запасами не менее 100 млн т P_2O_5. Методика работ и типизация руд были заимствованы из опыта геологоразведочных работ на месторождении Ковдор, в Карело-Кольском регионе, имеющем ряд общих черт с месторождением Ессей. Использовались материалы ранее проведенных работ Е. Л. Данилина и А. А. Малышева, а также материалы сотрудников ИМГРЭ С. М. Кравченко и Ю. А. Багдасарова по геохимическому изучению апатитовых руд месторождения. Характеристика месторождения и прогнозная оценка руд приводится по данным Полярной экспедиции [308] и с учетом ранее проведенных исследований.

В современном эрозионном срезе массив Ессей имеет округло-грушевидную форму, несколько вытянутую в меридиональном направлении, и площадь около 8,5 км^2 (рис. 7). По данным бурения, массив представляет собой конусообразное тело с крутым падением слагающих его породных тел к центру. Основная часть массива сложена кальцитовыми (55 % всей площади) и доломитовыми (14 %) карбонатитами, ийолит-мельтейгитами и оливинитами (9 %), породами фоскоритовой серии (11 %), а также ксенолитами вмещающих массив терригенно-карбонатных пород кембрия.

Наибольший интерес в качестве рудных объектов представляют породы фоскоритовой серии, среди которых выделяются следующие разновидности: форстерит-магнетитовые и существенно магнетитовые, апатит-форстерит-магнетитовые (собственно фоскориты) и апатит-карбонат-магнетитовые. Относительно чистые апатитолиты и форстерититы относительно редки. Форстерит-магнетитовые и существенно магнетитовые породы отмечаются в виде линзовидных тел в пределах неполнокольцевой рудной зоны по периферии массива за исключением его юго-восточной части. Более широкое распространение эти породы имеют в северной части массива, где образуют три самостоятельных штокообразных тела размером от 0,1 × 0,3 до 0,25 × 0,8 км, а также периферическую часть крупного (0,5 × 1,0 км) комплексного тела апатит-форстерит-магнетитовых пород, рассеченного в его южной части карбонатитами. Главными минералами этих пород являются форстерит, магнетит, апатит, карбонат, количественное соотношение которых колеблется в существенных пределах, чем обусловлено их многообразие.

Апатит-карбонат-магнетитовые породы слагают среди карбонатитов два крупных дугообразных в плане тела протяженностью 1,2 и 1,5 км и шириной 60–250 м, круто падающие (65–80°) к центру. Эти породы характеризуются значительным содержанием карбонатов (преимущественно кальцита – 20–40 %), низким содержанием форстерита (не более 5 %), заметным содержанием тетраферрифлогопита. Количество апатита варьирует в пределах 15–40 %, магнетита – 20–50 %. Весьма характерно для всех пород фоскоритовой серии наличие бадделеита.

В карбонатитах, занимающих основную часть массива, на некоторых участках отмечаются повышенные содержания апатита, которые можно рассматривать как самостоятельные рудные объекты. Такие тела выделяются по результатам опробования и расположены они в основном по внутренней периферии неполнокольцевой зоны пород фоскоритовой серии. Отдельные тела апатит-карбонатных пород встречены также в центральной и юго-восточной частях массива.



Карбонатиты кальцитовые и доломитовые

Карбонатиты с апатитовой минерализацией
Содержание пятиокиси фосфора – более 3 %.
Руды типа АК

Ийолиты, мельтейгиты

Оливиниты

Карбонат-апатит-магнетитовые породы.
Руды типа АКМ

Карбонат-апатит-форстерит-магнетитовые породы.
Руды типа АФМ

Карбонат-форстерит-магнетитовые
и существенно магнетитовые породы. Тип ФМ

Вмещающие породы томпокской свиты верхнего кембрия

Площадь максимального развития коры выветривания
Вторичные руды франколитовые и алюмофосфатные

Данные подсчета запасов апатитовых руд

АКМ С2 16,19 8,78 23,47 0,85
1 2 3 4 5 6

1. Тип руд
2. Категория запасов
3. Запасы пятиокиси фосфора в млн т
4. Среднее содержание пятиокиси фосфора в %
5. Среднее содержание железа в %
6. Коэффициент рудоносности

Рис. 7. Схематический геологический план месторождения Ессей со снятым четвертичным покровом.

Вклейка. Заказ 81114019

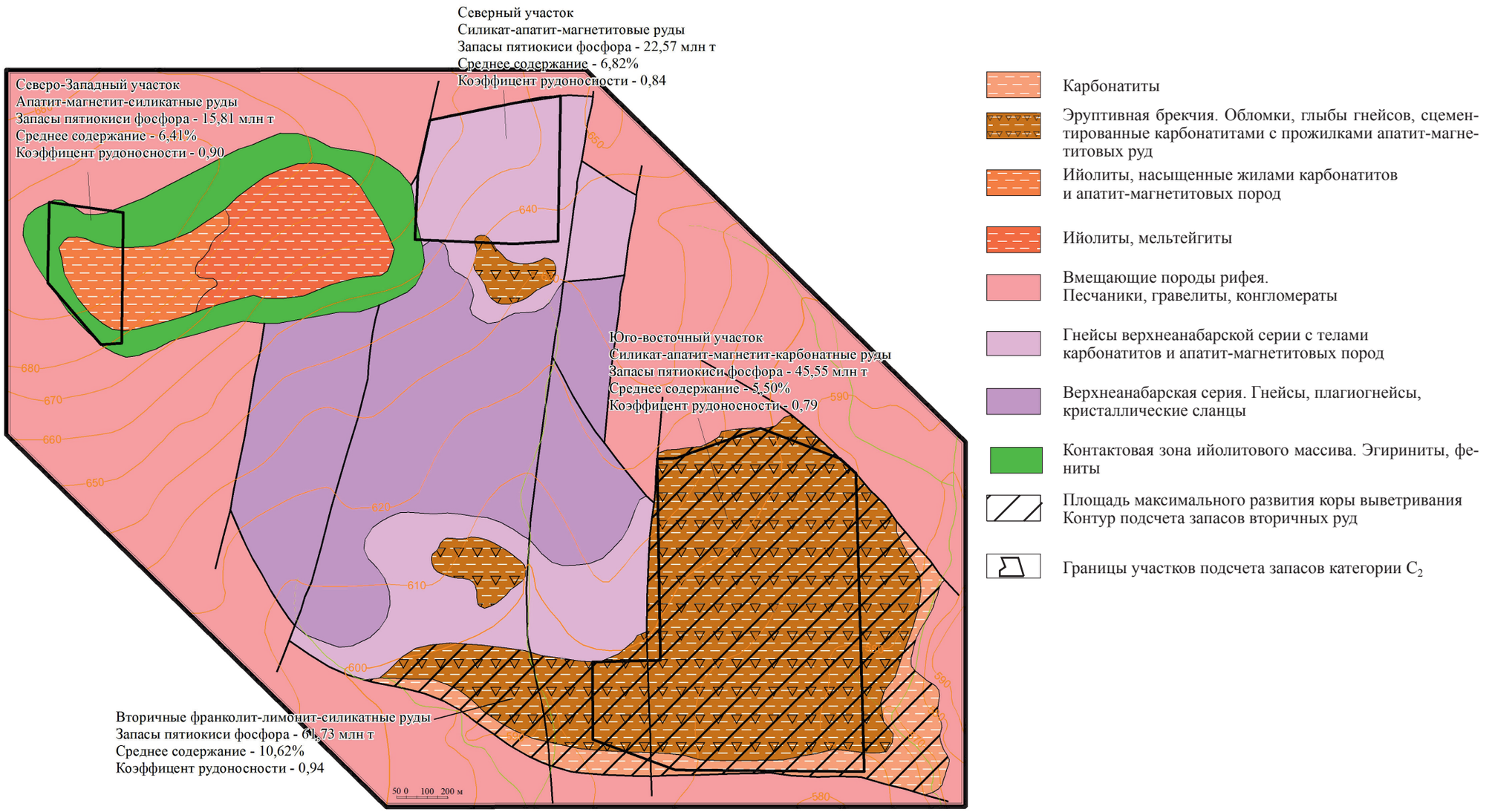


Рис. 8. Схематический геологический план месторождения Ыраас со снятым четвертичным покровом.

В западной части массива развита кора выветривания, перекрытая маломощными водно-ледниковыми отложениями. Несколько условно можно выделить два типа разрезов коры выветривания. Первый тип – над апатитовыми карбонатитами и породами фоскоритовой серии – представлен снизу зоной дезинтеграции мощностью 2–40 м и залегающей выше зоной лимонит-франколитовых пород мощностью 1,3–97,4 м. Второй тип – над карбонатитами – представлен снизу дезинтегрированными лимонитизированными карбонатитами мощностью 20–400 м. Выше залегают лимонит-франколитовые (4,7–44 м) и лимонит-алюмофосфатные (7–117 м) породы. По мере удаления от периферии к центру лимонит-алюмофосфатные образования фациально замещаются лимонит-франколитовыми.

В соответствии с геологическим строением месторождения и вещественным составом слагающих его пород выделены следующие типы фосфатных руд. Первичные: 1 – апатит-карбонат-магнетитовые (АКМ), 2 – апатит-форстерит-магнетитовые (АФМ), 3 – апатит-карбонатные (АК); вторичные: 4 – франколитовые, 5 – лимонит-алюмофосфатные.

При проведении поисково-оценочных работ месторождения были пробурены глубокие наклонные скважины по параллельным профилям вкрест простирания неполнокольцевой рудной зоны, выделенной по результатам поисковых работ. Несколько скважин пробурено специально для изучения гипергенных руд. Всего на стадии поисково-оценочных работ пройдены 39 скважин общим объемом 15 033 м, что обеспечило необходимую сеть пересечений рудных тел от 400 × 200 до 200 × 100 м. Дополнительно использованы результаты поисковых работ [320, 364]. Подсчет запасов фосфатных руд на месторождении произведен раздельно по выделенным типам руд. При подсчете запасов применялись условные кондиции, использовавшиеся на других месторождениях Маймеча-Котуйской области (Ыраас, Маган), а также при подсчете запасов маложелезистых апатитовых руд на Ковдорском месторождении. Эти кондиции следующие:

1. Бортовое содержание P_2O_5 в пробах по скважинам – 3 %.

2. Минимальная мощность рудного тела, включаемого в подсчет запасов, – 10 м.

3. Максимальная мощность безрудных интервалов (с содержанием P_2O_5 менее 3 %), включаемых в подсчет запасов, – 10 м.

Подсчет запасов производился до глубины 400 м по категориям C_2 и P_1 в зависимости от степени изученности конкретных подсчетных блоков. Результаты подсчетов сведены в табл. 2.

Подсчитанные запасы меньше определенных на стадии поисков, но они опираются на значительный объем проведенных работ, отвечают всем необходимым требованиям по категоризации запасов и ресурсов. Эти подсчеты лишены присущих ранним стадиям изучения месторождения «сверхоптимистических» прогнозов.

Месторождение Ыраас (III-4-6) приурочено к одноименному массиву ийолит-карбонатитового комплекса. Массив был выявлен в 1962 г. Н. А. Тимашковым и В. В. Брагиным при проверке аэромагнитной аномалии, а уже в 1967 г. Л. С. Егоров оценил данный массив как крупное апатитовое место-

Таблица 2

Запасы и ресурсы комплексных железо-фосфатных руд и пятиокиси фосфора месторождения Эссей

Типы руд	Коэффициент рудоносности	Запасы руды, млн т	Содержание, %		Запасы P_2O_5, млн т
			P_2O_5	$Fe_{вал.}$	
Запасы категории C_2 Первичные руды					
АКМ	0,86	302,6	8,02	24,3	24,25
АФМ	0,81	117,9	6,77	32,8	7,98
АК	0,76	307,2	4,7	8,59	14,44
Всего первичные руды	0,82	727,7	6,41	19,07	46,67
Вторичные руды					
Франколитовые	1,00	124,5	17,54	23,92	21,85
Алюмофосфатные	0,90	54,5	8,28	39,65	4,51
Всего вторичные руды	0,97	179,0	14,70	28,71	26,36
Всего запасы категории C_2					*73,03*
Ресурсы категории P_1					
АК	0,84	380	5,19	6,88	19,73
Всего по месторождению					*92,76*

рождение [77]. За период 1971–1979 гг. Красноярская геологосъемочная экспедиция проводила поисковые работы на месторождении с применением картировочного и глубокого бурения, магниторазведки и гравиразведки. Согласно данным этих работ, суммарные прогнозные запасы, подсчитанные на глубину 400 м, составили 221 млн т P_2O_5 [316, 317]. В 1980–1983 гг. Полярная экспедиция ПГО «Красноярскгеология» на месторождении Ыраас провела поисково-оценочные работы, основными задачами которых стали: определение практической значимости апатитовых руд, установление морфологии и условий залегания рудных тел и определение их качества и технологических свойств [306]. Основным методом работ являлось бурение глубоких и картировочных скважин с сопутствующим комплексом геофизических исследований в них. Всего пройдено 60 скважин глубиной 100–500 м и 83 картировочные скважины общим объемом 23 200 м, опробовано около 18 000 м керна. Использованы данные предыдущих поисковых работ, поэтому описание месторождения и его прогнозная оценка приводятся по данным Полярной экспедиции.

Массив Ыраас в пределах Маймеча-Котуйской минерагенической области занимает крайнее восточное положение, характеризующееся минимальными глубинами залегания кристаллического фундамента, что обусловливает некоторые специфические особенности его формирования. Вмещающими породами по отношению к массиву являются отложения рифея, которые образуют здесь куполовидно-блоковую структуру размером 13 × 18 км с амплитудой

около 200 м. Сам массив состоит из нескольких разнородных блоков общей площадью около 8,2 км^2. Форма в плане неправильная, несколько вытянутая в северо-западном направлении. В строении массива выделяются три основные части: северо-западная интрузивная, преимущественно ийолитовая, центральная, сложенная в основном гнейсами архея, выведенными на дневную поверхность в виде тектонического блока, юго-восточная, представленная эруптивной брекчией фрагментов пород кристаллического фундамента с карбонатитовым цементом (рис. 8).

Северо-западная часть массива площадью 1,3 км^2 имеет овальную в плане форму, удлиненную в широтном направлении. Внутренняя часть ее площадью 0,7 км^2 представляет собой штокообразное интрузивное тело, сложенное ийолитами. С востока интрузия срезается разрывным нарушением, остальные ее границы с вмещающими породами – интрузивные субвертикальные. Периферическая зона образована контактово-метасоматическими породами фенитовой серии. Ширина фенитового ореола – 70–250 м, протяженность – 3,8 км. Среди ийолитов распространены жильные инъекции пород фоскоритовой серии, преимущественно магнетитовых и апатит-магнетитовых нельсонитов. Породы периферической контактовой зоны характеризуются повышенным, но неравномерным содержанием апатита. Таким образом, здесь выделяются два типа рудных апатитовых тел.

Центральная часть массива площадью 4,4 км^2 сложена плагиогнейсами, кристаллическими сланцами верхнеанабарской серии верхнего архея. На дневную поверхность эти породы выведены в системе нескольких тектонических блоков. На данной территории достаточно широко развиты инъекционные тела карбонатитов и апатит-магнетитовых пород. Распределение их в пределах описываемой площади неравномерное.

В северной зоне центральной части на площади 0,7 км^2 тела карбонатитов и апатит-магнетитовых пород сгущаются до штокверка (составляют до 20–25 % объема горной массы) и обусловливают наличие здесь апатитового оруденения. Для зоны характерно относительно большое содержание апатит-магнетитовых пород, составляющих до 50 % объема всего инъекционного материала. Южная зона центральной части массива площадью 0,8 км^2 также характеризуется широким развитием инъекций, однако в их составе здесь преобладают карбонатиты. На остальной территории центральной части развиты плагиогнейсы и кристаллические сланцы с маломощными прожилками карбонатитов. Скважинами глубиной до 400 м устанавливаются слепые рудные тела, предполагавшиеся ранее по данным гравиметрической и магнитной съемок.

Юго-восточная часть массива площадью 2,2 км^2 представлена чередованием карбонатитов и метасоматически измененных (флогопитизированных до слюдитов, апатитизированных) брекчированных гнейсов с многочисленными прожилками апатит-магнетитовых руд. По сути эти образования представляют собой эруптивную брекчию, цемент которой сложен мелкозернистыми карбонатитами, а кластическая часть представлена гнейсами и апогнейсовыми слюдитами. По скважинам длина интервалов, сложенных карбонатитами и гнейсами, варьирует в широких пределах – от первых сантиметров до десятков метров. Количество нельсонитов и карбонатитов (цемента) по сква-

жинам изменяется от 10 до 60 % и в целом составляет 38,6 %. Вдоль южного, юго-восточного и восточного контактов эруптивной брекчии выделяется зона шириной 100–400 м, сложенная средне-крупнозернистыми кальцитовыми апатитсодержащими карбонатитами с включениями обломков гнейсов и вмещающих кварцевых песчаников рифея.

В пределах всей юго-восточной части массива до глубины 35–200 м развита кора выветривания, представленная глинистыми продуктами с фрагментами полуразложенных гнейсов, карбонатитов, охристых сыпучек с лимонитом, магнетитом и франколитом. Характерно резкое увеличение мощности коры выветривания вблизи внешних южной и северной границ данной части массива.

Таким образом, массив сложен в основном производными трех интрузивных фаз (в последовательности их проявления): ийолитовой, фоскоритовой и карбонатитовой, а также гипергенными образованиями.

Повышенными содержаниями пятиокиси фосфора на месторождении Ыраас обладают апатитовые эгириниты, апатит-магнетитовые породы и их пироксен-, флогопит- и амфиболсодержащие разности, апатитовые карбонатиты, апогнейсовые апатитсодержащие слюдиты, франколитовые породы, а также, в отдельных случаях, ийолиты. Все эти разновидности, находясь в тесных соотношениях между собой и с вмещающими породами, образуют комплексы, слагающие значительные по объему участки массива с содержанием P_2O_5 более 3 %. Такие комплексы могут быть выделены как геолого-промышленные типы руд.

В зависимости от состава, морфологии рудных тел, уровня средних содержаний пятиокиси фосфора и обогатимости на месторождении выделяются следующие основные типы руд. Первичные: 1 – апатит-магнетит-силикатные, 2 – силикат-апатит-магнетитовые, 3 – силикат-апатит-магнетит-карбонатные; вторичные: 4 – франколит-лимонит-силикатные руды коры выветривания. Указанные типы слагают самостоятельные, пространственно разобщенные рудные тела (рудные участки), оконтуривание которых проведено по условному бортовому содержанию пятиокиси фосфора – 3 %.

Проведенные поисково-оценочные работы позволяют выделить в зависимости от геологического строения и развития различных типов руд три участка, сложенных первичными рудами: северо-западный, северный и юго-восточный. Отдельно выделяется залежь гипергенных фосфатных руд, развитых на площади юго-восточного участка.

Северо-западный участок расположен в крайней западной части ийолитового интрузива и сложен штокверком апатит-магнетитовых руд в ийолитах, а также апатит-эгириновыми рудами контактово-метасоматического ореола, окружающего ийолиты. С юга, запада и севера границы участка совпадают с геологическими, а в восточном определяются по опробованию. Площадь участка составляет 0,2 км^2 (350 × 650 м), падение контактов, ограничивающих зону оруденения, субвертикальное. В составе рудного тела преобладают ийолиты – 50,8 %, породы фенитовой серии составляют 43,1 %, апатит-магнетитовые породы и их пироксеновые, флогопитовые и форстеритовые разности – 6,1 %. Мощность тел апатит-магнетитовых пород варьирует в широких пределах – от сантиметров до 10,3 м, преобладающая – 1–1,5 м. Сред-

нее содержание P_2O_5 по участку составляет 6,41 %; валовое железо – 10,26 %, коэффициент рудоносности – 0,90, запасы пятиокиси фосфора – 15,81 млн т. Глубина распространения руд – не менее 500 м. Результаты анализов показывают, что каких-либо изменений распределения содержаний с глубиной не наблюдается.

Северный участок расположен в северной части блока архейских гнейсов. Падение контактов вертикальное или с небольшим наклоном в стороны от участка. Местоположение контактов на поверхности установлено картировочным бурением. Участок в контуре подсчета запасов разбурен скважинами глубиной 400–465 м по сети 400 × 200 м. Площадь участка – 0,44 км^2, форма в плане изометричная (700 × 700 м). Рудное тело представляет собой штокверк, сложенный интенсивно флогопитизированными, апатитизированными гнейсами с многочисленными инъекционными телами апатит-магнетитовых и магнетитовых пород и карбонатитов. Соотношение пород в пределах участка, по данным скважин, следующее: гнейсы и слюдиты – 72,7 %, карбонатиты – 10,5 %, апатит-магнетитовые породы – 15,8 % и магнетитовые породы – 1,0 %. Среднее содержание P_2O_5 по участку составляет 6,82 % при коэффициенте рудоносности 0,84, среднее содержание валового железа – 15,41 %, запасы P_2O_5 – 22,57 млн т.

Юго-восточный рудный участок выделен в пределах развития эруптивной брекчии, а также включает часть тела крупнокристаллических карбонатитов. Южная и северная его границы с кварцевыми песчаниками нижнего рифея имеют сложную форму с преимущественным падением к центру участка под углом 30–45°. От безрудных гнейсов центральной части месторождения участок отделен вертикальным разломом меридионального простирания, с юго-запада и востока ограничен по результатам опробования. Форма участка в плане близка к прямоугольной (1,0–1,3 × 1,5–1,7 км), площадь – 1,67 км^2. В разрезе рудное тело имеет сложную форму, напоминающую асимметричную воронку. На территории участка (в контурах подсчета запасов) пробурено 25 скважин по сети 400 × 200 м глубиной в основном 400–500 м.

Подавляющая часть (95 %) руд участка представляет собой эруптивную брекчию, кластический материал которой представлен обломками гнейсов, а цементирующим материалом являются мелкозернистые кальцитовые карбонатиты. В составе брекчии принимают участие также апатит-магнетитовые породы в виде прожилков в гнейсах, шлировидных и линзовидных обособлений в карбонатитах. В результате наложенных процессов гнейсы в значительной своей части, как и цементирующие карбонатиты, являются апатитоносными. Среднее содержание P_2O_5 по участку составляет 5,50 %, железа валового – 8,38 %, коэффициент рудоносности – 0,79, запасы P_2O_5 до глубины 500 м – 45,55 млн т. Изменения содержаний P_2O_5 с глубиной не наблюдается.

Гипергенные руды сконцентрированы в юго-восточной части месторождения, где перекрывают эруптивную брекчию. Форма залежи в плане повторяет форму юго-восточной части массива. Размеры залежи в плане – 0,5–1,5 × 2,5 км, площадь – 2,55 км^2. Нижняя граница коры выветривания нечеткая, глубина ее распространения изменяется от 41 до 223 м при средней мощности залежи 87,5 м (от 35,7 до 221,9 м). В контурах залежи пробурено 48 скважин, вскрывших рудную залежь на полную мощность. Использовались

при подсчете запасов данные по 40 скважинам, расположенным по сети в основном 400 × 200 м.

Состав коры очень пестрый. В значительном количестве в ней присутствуют глинистые, фосфатные и лимонитсодержащие образования, франколитовые, лимонит-франколитовые и магнетит-франколитовые породы, реликты в различной степени выветрелых гнейсов, карбонатитов, в которых наряду с новообразованиями франколита отмечается и остаточный апатит. Все эти разности на подавляющей площади залежи тесно и незакономерно перемежаются между собой. Лишь в южной и восточной частях залежи выделяются сравнительно крупные (от 100 × 150 до 150 × 300 м) участки, сложенные преимущественно франколитовыми породами. В целом по залежи состав рудного тела следующий: глины – 10,6 %, франколитовые породы – 6,4 %, лимонит-франколитовые – 4,9 %, гнейсы выветрелые – 46,1 %, карбонатиты выветрелые – 14,9 %, апатит-магнетитовые породы – 6,5 %, магнетитовые – 0,7 %. Среднее содержание P_2O_5 в рудах – 10,62 %, железа валового – 12,80 %, коэффициент рудоносности 0,94, запасы P_2O_5 – 61,73 млн т. Распределение содержаний P_2O_5 в плане находится в некоторой зависимости от состава эруптивной брекчии, в частности отмечается увеличение содержания в южной зоне над телом крупнозернистых карбонатитов.

Подсчет запасов фосфатных руд произведен раздельно по первичным рудам и рудам коры выветривания (вторичным). Поскольку основные выделенные типы первичных руд практически локализованы в пределах самостоятельных рудных участков, то подсчет запасов по участкам явился и подсчетом по отдельным типам первичных руд. Северо-западный участок представляют апатит-магнетит-силикатные руды, северный – силикат-апатит-магнетитовые, юго-восточный – силикат-апатит-магнетит-карбонатные руды. Вторичные руды сосредоточены на юго-восточном участке.

При подсчете запасов применялись условные кондиции, использовавшиеся при оперативных подсчетах запасов, а также на других месторождениях Маймеча-Котуйской области (см. выше – месторождение Ессей). Подсчет запасов осуществлялся до горизонта + 200 м, что соответствует глубине 375–410 м для юго-восточного, 435–460 м для северного и 480–498 м для северо-западного участков. Результаты подсчета сведены в табл. 3.

Месторождение Маган (III-3-8) приурочено к одноименному массиву щелочно-ультраосновных пород. Апатитовое оруденение связано, как установлено еще при первых поисковых работах [316], с контактово-метасоматическими породами фенитовой серии, с карбонатитами центрального штока и с апатитсодержащими ийолитами. Высокие содержания P_2O_5 отмечаются также в апатит-магнетитовых разностях пород фоскоритовой серии и в гипергенных франколитовых породах.

Основное значение по своим масштабам и качеству руд имеет оруденение в породах фенитовой серии, развитых на контакте массива. Породы этой серии образуют почти кольцевой пояс шириной 50–500 м по периферии всего массива и почти всегда содержат апатит. Однако уровень содержаний апатита и сплошность оруденения в разных частях этого пояса не одинаковы. В результате проведенных поисково-оценочных работ [309] выделено три участка,

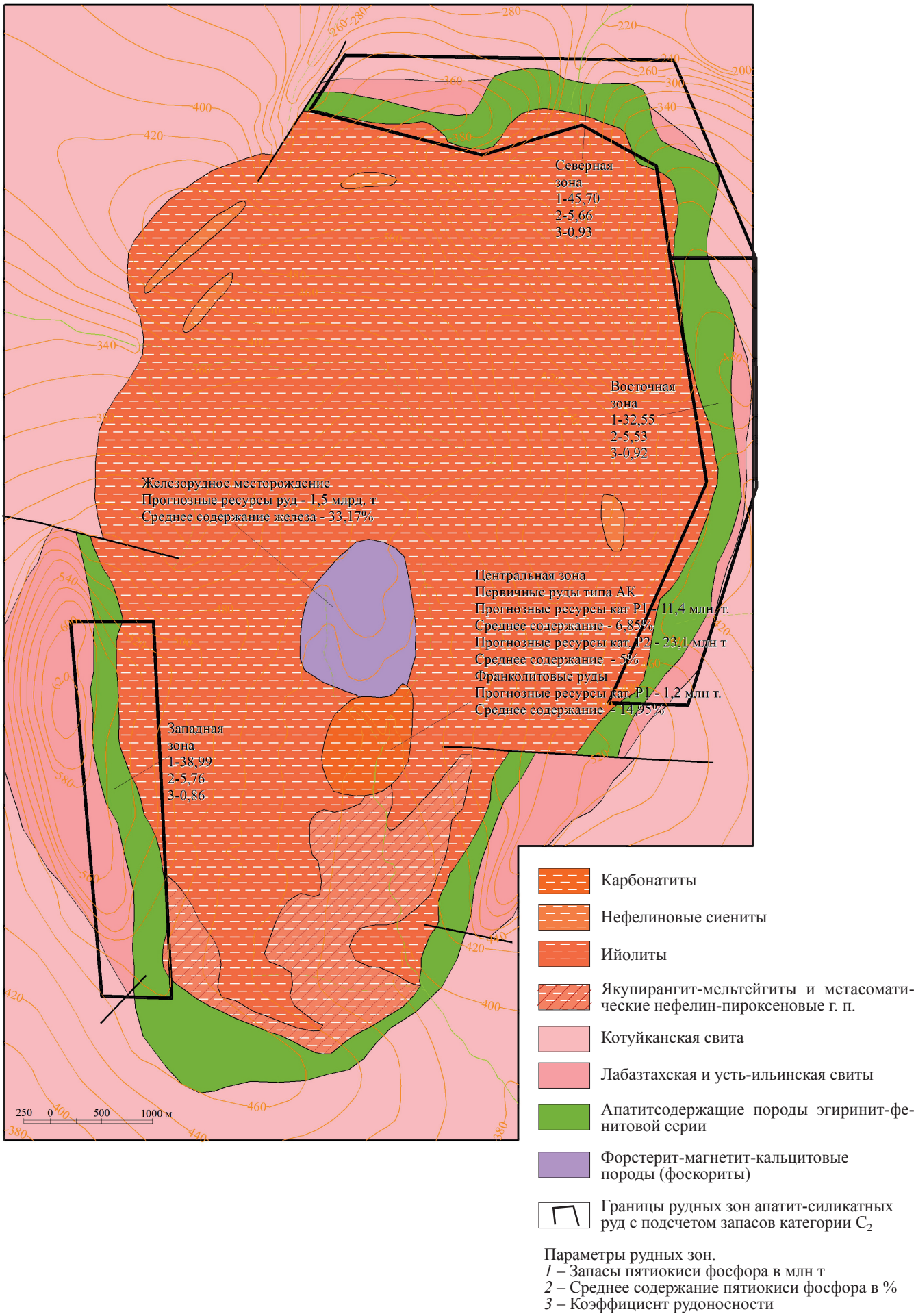


Рис. 9. Схематический геологический план месторождения Маган.

Вклейка. Заказ 81114019

Таблица 3

Запасы комплексных железо-фосфатных руд и пятиокиси фосфора месторождения Ыраас категории C_2 по участкам и типам руд

Участки и типы руд	Коэффициент рудоносности	Запасы руды, млн т	Содержание, %		Запасы P_2O_5, млн т
			P_2O_5	$Fe_{вал.}$	
Первичные руды					
Северо-западный, апатит-магнетит-силикатные	0,90	246,7	6,41	10,26	15,81
Северный, силикат-апатит-магнетитовые	0,84	330,9	6,82	15,41	22,57
Юго-восточный, силикат-апатит-магнетит-карбонатные	0,79	827,9	5,50	8,38	45,55
Всего первичные руды	0,82	1405,5	5,97	10,27	83,93
Вторичные руды					
Юго-восточный, франколит-лимонит-силикатные	0,94	581,5	10,62	12,8	61,73
Всего по месторождению					145,66

в пределах которых апатитоносные породы с содержанием P_2O_5 более 3 % (апатитовые руды) образуют сплошные зоны. Эти участки в зависимости от их положения относительно массива определены как Северная, Восточная и Западная зоны. На территории южной и юго-восточной частей контактово-метасоматического ореола апатитовые руды слагают преимущественно маломощные или изолированные тела. Отдельно выделяется Центральная зона, которая, по имеющимся данным, может рассматриваться как месторождение апатит-карбонатных руд (рис. 9).

Северная зона сложена породами фенитовой серии, контактирующими с севера с блоками песчаников лабазтахской свиты, реже с алевролитами усть-ильинской свиты, а с юга граничат с ийолитами массива. Эти породы протягиваются субширотной полосой, плавно заворачивающей на востоке к югу, изменяя простирание на субмеридиональное. Собственно рудная зона выделяется в пределах фенитовой полосы. Северная ее граница полностью совпадает с геологической границей, а восточная определяется по опробованию. Ширина рудной зоны увеличивается от 75–120 м в западной части до 400 м в восточной и в среднем составляет 178 м. Площадь ее выходов – 798 тыс. $м^2$, что составляет 58 % от площади всей фенитовой полосы участка. В целом отмечается приуроченность руд к контактам с вмещающими породами. В восточной части зоны концентрация руд также приурочена к центральной или, реже, к внутренней (обращенной к ийолитам) части фенитового пояса. Падение рудной зоны конформное внешним контактам массива и в целом крутое центриклинальное.

В составе рудной зоны резко преобладают эгириниты – 78 %, твейтозиты и фениты составляют 10,5 % объема всех пород. В незначительном количестве

встречаются ийолиты, нефелиновые сиениты и слюдиты. Практически все разновидности пород рудной зоны апатитоносны, хотя в различной степени. Наиболее высокие содержания апатита связаны с эгиринитами. Среднее содеркание P_2O_5 по пересечениям в скважинах меняется от 3,5 до 8,32 %, а по зоне в целом составляет 5,66 %. Существенных изменений содержания P_2O_5 с глубиной не отмечается. Запасы P_2O_5 в целом по участку составляют 45,70 млн т при коэффициенте рудоносности 0,93. Мощность перекрывающих четвертичных отложений (вскрыша) составляет 0,2–6,1 м, в среднем – 2,2 м.

Восточная зона представляет собой восточный сегмент фенитового ореола, протягивающийся субмеридионально в виде слабовыгнутой полосы. Протяженность полосы фенитов – 4,3 км, ширина – 160–430 м. С востока она ограничена кварцевыми песчаниками лабазтахской свиты и частично алевролитами, аргиллитами усть-ильинской свиты, а с запада по нечеткой границе контактирует с ийолитами. Падение контакта массива с вмещающими породами крутонаклоненное к его центру.

Контуры апатитоносной зоны определены по опробованию в скважинах и находятся внутри контуров фенитового пояса. Ширина рудной зоны изменяется от 100 до 250 м, в среднем – 174 м, площадь – 758 тыс. $м^2$, что составляет 50,7 % площади фенитовой зоны. Падение зоны субвертикальное или крутонаклоненное в западном направлении (субпараллельно контакту массива) под углом 65–75°. Истинная мощность рудной зоны варьирует от 70 до 304 м, в среднем составляет 137 м.

В составе рудной зоны наряду с апатитовыми эгиринитами, занимающими 63,5 % объема всех пород, фенитами и твейтозитами (17 %), принимают участие ийолиты (10,6 %), редко другие породы. Среднее содержание P_2O_5 по зоне составляет 5,53 % и колеблется по пересечениям в скважинах от 4,01 до 9,56 %. Закономерных изменений в содержании апатита по площади и на глубину не выявлено. Запасы P_2O_5 в целом по участку составляют 32,55 млн т при коэффициенте рудоносности 0,92. Мощность перекрывающих четвертичных отложений – 0,3–7,7 м (средняя 2,5 м).

Западная зона включает фрагмент фенитового пояса субмеридионального простирания, расположенный в западной части массива. Протяженность зоны – 3,6 км, ширина – 190–480 м (средняя – 322 м), площадь – 1155 тыс. $м^2$. С запада эгириниты на всем протяжении контактируют с кварцевыми песчаниками лабазтахской свиты, четко выделяющимися в рельефе уступообразными поднятиями. Падение контакта довольно выдержанное к центру массива под углом 70–85°. Восточный контакт зоны с ийолитами и пироксеновыми породами нечеткий и устанавливается на отдельных профилях с помощью бурения.

Зона, сложенная апатитоносными породами, имеет площадь 812 тыс. $м^2$ и составляет большую часть (70,4 %) всей зоны метасоматитов. Практически на всем протяжении руды примыкают к контакту с песчаниками, в то время как восточная, приконтактовая с ийолитами, часть эгиринитов преимущественно безрудная. Ширина рудной зоны в плане – 160–270 м (в среднем – 215 м), истинная мощность – 114–346 м (в среднем – 195 м). В строении зоны основную роль играют эгириниты, составляющие 70,8 % объема всех пород. Твей-

тозиты и фениты слагают 16,8 % объема зоны, другие породы развиты незначительно. Среднее содержание P_2O_5 составляет по зоне 5,76 %, по отдельным скважинам колеблется от 4,03 до 15,85 % и с глубиной не меняется. По отдельным пересечениям наблюдаются интервалы с повышенными содержаниями апатита вблизи контакта с песчаниками. Запасы P_2O_5 по участку Западная зона составляют 38,99 млн т при коэффициенте рудоносности 0,86. Мощность прерывающих руды четвертичных отложений изменяется от 0,6 до 13,8 м и в среднем составляет 2,9 м.

По своему вещественному составу апатит-эгириновые руды месторождения Маган являются простыми и относительно однородными. Наиболее существенные компоненты, помимо апатита, – эгирин и полевой шпат. Такой состав значительно отличает данные руды от сложных варьирующих по составу апатитовых руд собственно карбонатитовых месторождений, где основными спутниками апатита в рудах являются карбонаты, магнетит, оливин, флогопит. Простой силикатный состав руд месторождения Маган обусловливает их хорошую обогатимость, они являются наиболее легкообогатимыми рудами маймеча-котуйского ийолит-карбонатитового комплекса.

По результатам технологических испытаний следует, что даже из бедных руд месторождения получены качественные концентраты с высоким извлечением P_2O_5 в концентрат. Из пробы, соответствующей среднему содержанию P_2O_5 в рудах месторождения, получен концентрат с содержанием P_2O_5 37,2 % и извлечением 94,3 %. В целом по своим технологическим показателям апатит-эгириновые руды месторождения Маган близки к легкообогатимым апатит-нефелиновым рудам Кольского полуострова.

В пределах Центральной зоны по геологическому строению выделено три участка: северный, центральный и южный. Северный участок сложен преимущественно метасоматитами флогопит-магнетитового состава и фоскоритами, центральный характеризуется распространением почти однородных кальцит-доломитовых карбонатитов и южный сложен флогопит-магнетитовыми и пироксеновыми метасоматитами.

Апатитоносность Центральной зоны изучалась на стадии поисковых работ. По их результатам было сделано заключение о низких содержаниях апатита в фоскоритах, метасоматитах и карбонатитах Центральной зоны и, соответственно, ее бесперспективности [318]. При поисково-оценочных работах [309] подтверждена низкая апатитоносность метасоматитов южного участка Центральной зоны, в то же время несколько неожиданно выявились повышенные содержания апатита в карбонатитах, что позволило по-иному взглянуть на общую оценку апатитоносности Центральной зоны.

Уже на поисковой стадии в пределах собственно карбонатитового ядра в верхах разреза выявлена кора выветривания (франколитовая зона) с содержаниями P_2O_5 в одной из скважин от 8,14 до 18,69 %. В залегающих ниже карбонатитах (от 14 до 46,1 м), по данным экспресс-анализа, содержние P_2O_5 преимущественно выше 3 %, а по выборочным химическим анализам в отдельных интервалах – от 5,57 до 15,96 %. В поисковых скважинах северного участка Центральной зоны отмечается такая же картина. В одной из скважин в 15-метровом интервале в карбонатитах содержание P_2O_5 составляет от 6,19 до 10,27 %.

По данным поисково-оценочных работ в двух скважинах, пробуренных в карбонатитах Центральной зоны, в верхах разреза подсечена зона франколитизированных пород мощностью 13–15 м с содержания P_2O_5 от 11,35 до 18,09 %. Ниже, до глубины 70–320 м, залегают апатитоносные карбонатиты с содержаниями P_2O_5 от 6,63 до 7,79 %. Эти содержания фосфора выше, чем в аналогичных по типу рудах на других карбонатитовых месторождениях Маймеча-Котуйской минерагенической области. Приведенные данные позволяют считать карбонатитовый шток Центральной зоны месторождением апатит-карбонатных руд (тип АК) и оценить его прогнозные ресурсы по категориям P_1 и P_2. Оценка произведена раздельно для южной (более изученной) и северной (менее изученной) частей месторождения [309].

В южной части карбонатитового штока площадью 205 тыс. $м^2$ прогнозные ресурсы в пределах франколитизированной коры выветривания при мощности 15 м и среднем содержании P_2O_5 14,95 % составили 1,2 млн т P_2O_5 В первичных рудах при мощности 285 м (до глубины 300 м) и среднем содержании P_2O_5 6,85 % составили 11,4 млн т P_2O_5. Данные ресурсы с учетом степени их изученности могут быть отнесены к категории P_1. В северной части карбонатитового штока прогнозные ресурсы категории P_2 оценены для первичных руд типа АК на площади 540 тыс. $м^2$ до глубины 300 м при среднем содержании P_2O_5 5 % в 23,1 млн т P_2O_5. Суммарные прогнозные ресурсы фосфатных руд карбонатитового типа на месторождении Маган определены в 35,7 млн т P_2O_5.

Для апатит-силикатных руд в полосе фенитов определены запасы категории C_2, которые сведены в табл. 4.

Таблица 4

Запасы апатит-силикатных руд и пятиокиси фосфора месторождения Маган категории C_2

Рудная зона	Коэфициент рудоносности	Запасы руды, млн т	Содержание P_2O_5, %	Запасы P_2O_5, млн т
Северная	0,93	807,4	5,66	45,70
Восточная	0,92	588,5	5,53	32,55
Западная	0,86	676,3	5,76	38,99
Всего по месторождению	0,90	2072,2	5,66	117,24

Таким образом, по результатам всего комплекса работ на массиве Маган его можно оценить как крупное месторождение легкообогатимых апатитовых руд.

Проявление Далбыха (III-1-2) приурочено к одноименному массиву щелочно-ультраосновных пород ийолит-карбонатитового комплекса. Массив Далбыха находится на границе листов R-47 и R-48, площадь его 3,2 $км^2$. Выделено три типа апатитовых руд [319]: апатит-силикатные, апатит-карбонатные и магнетит-апатитовые. Оконтуривание рудных тел проведено по бортовому содержанию P_2O_5 3 %.

Апатит-силикатные руды представляют собой ультраосновные щелочные породы, обогащенные апатитом. Последний присутствует в виде гнезд, вкрапленности, прожилков, размеры гнезд апатита достигают 20 см. Эти руды образуют в центральной части массива рудное тело площадью 0,84 км^2 со средним содержанием P_2O_5 4,46 %. Апатит-карбонатные руды выделены среди карбонатитов по результатам опробования в виде дугообразной полосы по периферии массива длиной около 3 км и шириной 100–250 м. Среднее содержание P_2O_5 в этих рудах 4,11 %. Апатит-магнетитовые руды выявлены только на глубине при бурении скважин (см. разд. «Железо»). Среднее содержание P_2O_5 в этих рудах 10,17 %.

Прогнозные ресурсы до глубины 400 м, по Е. Л. Данилину, составляют для апатит-силикатных руд 43 млн т P_2O_5, для апатит-карбонатных руд – 28 млн т P_2O_5, всего 71 млн т [335]. Эти ресурсы, на наш взгляд, являются завышенными, так как степень изученности апатитоносности данного массива невысокая, а, как показывает опыт проведения поисково-оценочных работ на месторождениях Ессей, Маган и Ыраас, запасы по сравнению с данными поисковых работ обычно снижаются. Поэтому ресурсы категории P_2 могут быть оценены в 35 млн т P_2O_5.

Помимо месторождений апатита, связанных с щелочно-ультроосновными массивами маймеча-котуйского комплекса, на территории листа R-48 выявлены пункты минерализации апатита в диопсид-скаполитовых гнейсах хапчанской серии [296] – *пункты минерализации р. Харага-Суох 1* (V-6-1) и *р. Кентере 4* (V-6-4). На первом из них в истоках одноименной реки среди развалов гранитизированных гнейсов встречены диопсид-скаполитовые породы с высоким содержанием апатита. По данным химических анализов, содержание P_2O_5 составляет 3,27 %. На втором объекте, в среднем течении р. Кентере, также отмечены развалы диопсид-скаполитовых пород с содержанием P_2O_5 2,89 %. В отдельных пробах из пород такого состава содержание достигает 5,9 %. В целом площадь развития кристаллических пород щита с повышенными концентрациями апатита значительна, а диопсид-скаполитовые породы представляют определенный поисковый интерес.

Фосфорит. Пять проявлений фосфоритов на территории листа отмечены в осадочных породах в протолочных пробах, три из которых приурочены к долине р. Медвежья (II-3-2, 3, 4), а две – к долине р. Чурбука (II-3-6, 7). Наиболее высокие содержания фосфора в пересчете на P_2O_5 составляют 4,5–11 % и приурочены к двум пачкам пестроцветных известняков и мергелей мощностью 20–25 и 15–20 м медвежинской свиты. Повышенное содержание фосфора в осадочных породах связано с наличием коллофана, выполняющего органические остатки или в виде гнездообразных скоплений [225].

КЕРАМИЧЕСКОЕ И ОГНЕУПОРНОЕ СЫРЬЕ

Кварц. Одно проявление кварца (*р. Улахан-Дянака 2* – IV-6-4), применение которого возможно в качестве керамического сырья, расположено в истоках рек Улахан-Дянака и Меркю. Здесь кварц слагает несколько жил мощ-

ностью от 0,5 до 2–3 м и протяженностью от десятков метров до 0,5 км, залегающих среди гнейсов Котуйкан-Монхолинской зоны диафтореза. Кварц данного проявления подвергнут химическому и технологическому изучению на предмет определения пригодности в качестве керамического сырья. Химический состав кварца (%): SiO_2 – 97,04, Al_2O_3 – 1,44, Fe_2O_3 – 0,08, CaO – 0,51, MgO – 0,34, Na_2O – 0,17, K_2O – 0,15, ппп – 0,72. Технологические свойства кварца: при обжиге на 1350 °С молотого материала (до 0,12 и 0,075 мм) дает спектр белого цвета. На основании проведенных испытаний Государственным научно-исследовательским и проектным институтом керамической промышленности (ГИКИ) дано заключение, что «кварц, представленный сливной разновидностью белого цвета, по содержанию красящих окислов и белизне спека является материалом высшего сорта согласно ТУ 7030-54 и может без обогащения использоваться в фарфоро-фаянсовой промышленности» [90].

Полевой шпат. В качестве керамического сырья может найти применение полевой шпат пегматитовых жил, установленных в истоках р. Улахан-Дянака (*проявление р. Улахан-Дянака 3* – IV-6-3). Здесь обнаружено 10 пегматитовых жил мощностью 0,5–5,0 м, протяженностью от первых десятков до сотен метров. Пегматиты грубо- и гигантозернистого сложения с кристаллами полевого шпата размерами от 3–7 до 12 см. Кварц присутствует в виде скоплений зерен неправильной формы. Качество полевого шпата как керамического сырья очень высокое, о чем свидетельствует заключение Государственного научно-исследовательского и проектного института керамической промышленности (ГИКИ), в котором проводились химический и технологический анализы керамического полевого шпата. Минеральный состав этого вида сырья (%): кварц – 8, микроклин – 55, альбит – 34, анортит – 2. Химический состав полевого шпата (%): SiO_2 – 66,91, Al_2O_3 – 18,77, Fe_2O_3 – 0,17, CaO – 0,35, MgO – 0,34, Na_2O – 4,00, K_2O – 9,20, ппп – 0,24. Теплотехнические свойства полевого шпата: при обжиге на 1350 °С молотого материала (до 0,12 и 0,075 мм) дает сплав прозрачного стекла. На основании проведенных испытаний калиевый полевой шпат, представленный в основном микроклиновой разновидностью, по содержанию красящих оксидов, по белизне и прочности сплавов стекла, по соотношению щелочей отвечает требованиям ГОСТ 7030-67, соответствует материалу первого сорта и может быть без обогащения использован в керамической промышленности [90].

Пегматит керамический. Два проявления пегматитов, которые могут быть использованы как полевошпатовое сырье в керамической и стекольной промышленности, выявлены на территории листа. Такие пегматиты отмечаются в бассейне р. Илья и ее левого притока – р. Эмпэ-Юрях (*проявления р. Илья 2* – III-4-4 и *р. Илья 3* – III-4-5). Здесь обнаружены несколько десятков пегматитовых тел, приуроченных к зонам интенсивной мигматизации гнейсов верхнеанабарской серии. Самые крупные из них (мощностью от 5 до 25 м) прослежены на расстояние от 50 до 300 м. Эти пегматиты характеризуются относительно небольшим содержанием фемических минералов (биотит, роговая обманка, пироксен). Среднее отношение кварца к полевому шпату 20

к 80 отвечает условиям, предъявляемым промышленностью к керамическому сырью. Розовый калиевый полевой шпат, представленный микроклином, часто образует крупные (до 7 × 12 см) кристаллы. Размер кристаллов биотита и роговой обманки – 3–7 см, хорошо ограненные кристаллы монацита имеют размер от 0,1 до 0,7 см. При такой крупности зерен вредные примеси могут быть удалены ручной сортировкой [64].

АБРАЗИВНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Гранат. В пределах листа с учетом ранее проведенных геологосъемочных работ выделяются три проявления граната [90].

Гранат широко распространен среди всех метаморфических и ультраметаморфических образований хапчанской и верхнеанабарской серий. Он является породообразующим минералом гранат-биотитовых, гранат-пироксеновых плагиогнейсов, гнейсов и кристаллических сланцев, глиноземистых пород, гранулитов хапчанской и верхнеанабарской серий. Однако распределение гранатов неравномерное. Обычное его содержание в плагиогнейсах, гнейсах и кристаллических сланцах составляет 5–30 %. В отдельных телах гиперстен-кварц-гранатовых разностей в составе хапчанской серии содержание граната в отдельных мощных и протяженных пачках достигает 50–70 %, иногда и более.

Гранаты образуют округлые слабоограненные кристаллы размером от нескольких мм до 1 см оранжево-красного или розового цвета. В меланократовых породах гранаты часто образуют скопления размером до 10–15 см, практически нацело сложенные гранатом. Как правило, гранат трещиноват, содержит много мелких включений породообразующих минералов. По трещинкам развиваются биотит и тонкая вкрапленность рудных минералов [343].

Проявление р. Улахан-Дянака 1 (IV-6-9), расположенное на правом борту долины р. Улахан-Дянака, представлено мощной пачкой (250 м) гиперстен-кварц-гранатовых плагиогнейсов амбардахской толщи верхнеанабарской серии с содержанием граната около 50 %. Протяженность выхода – 3,5 км. Геологические запасы, подсчитанные условно на глубину 10 м, составляют более 1 млн т.

Проявление р. Немес 6 (IV-6-12) находится в истоках р. Немес. В нем гиперстен-кварц-гранатовые плагиогнейсы слагают пачку мощностью 50 м, залегающую среди биотит-гранатовых плагиогнейсов амбардахской толщи верхнеанабарской серии и прослеженную на 4 км. Содержание граната в ней достигает 50 %. Геологические запасы, подсчитанные на глубину 10 м, составляют более 250 тыс. т.

Проявление р. Немес 7 (IV-6-14) расположено в истоках р. Немес. Здесь, в пределах брахиантиклинальной складки размерами 2 × 0,5 км, в виде огромной скалы обнажены гиперстен-кварц-гранатовые плагиогнейсы с содержанием граната 50 %. Размер выхода в длину – 700 м, в ширину – 250 м и в высоту – 30–40 м. Запасы граната только по обнаженной части проявления составляют более 10 млн т, а общие геологические запасы весьма значительные.

По данным химического анализа, выполненного на микрозондовом анализаторе «Камека» в геологическом институте Бурятского филиала Сибирского отделения РАН, гранаты имеют однородный состав и относятся к пиропальмандиновому изоморфному ряду. Содержания компонентов в молекулярных процентах следующие: альмандин – 52–59, пироп – 18,7–38,7, гроссуляр – 0,7–20,1, спессартин – 1,6–3,1.

Свойства гранатов – высокая твердость и способность при измельчении раскалываться на частицы с остроугольными краями – свидетельствуют об их пригодности как абразивов. По абразивным свойствам гранат признан хорошим, аналогичным гранату Лозненского месторождения Винницкой области, по заключению В. А. Курныкина из ВНИИАШ [90].

ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Асбест. Два пункта минерализации хризотилового асбеста встречены в обнажениях на р. Котуй (*р. Котуй 14* – III-2-6, *р. Котуй 15* – III-2-8). Хризотил-асбест приурочен к зонам контакта доломитов чурбукской и старореченской свит с интрузиями долеритов котуйского комплекса, где он встречается в виде прожилков мощностью до 7 см и длиной до 10 м. Мощность зон контакта достигает 0,5–1,0 м. Волокна асбеста ровные, легко расщепляются, длина их достигает 2 см. Прожилки располагаются согласно напластованию. Образование асбеста связано с контактовым воздействием долеритов на доломиты и кремнистые породы [50].

Еще один пункт минерализации хризотилового асбеста выявлен на р. Дегде, в 13,5 км выше устья (р. *Дегде* 2 – III-3-4). Здесь в доломитовых мраморах и змеевиках, обнажающихся на контакте некюлээхской свиты с интрузией долеритов котуйского комплекса, асбест обнаружен в виде прожилков длиной в несколько метров и мощностью в несколько сантиметров. Волокна асбеста ровные, легко расщепляющиеся, длиной до 2 см. Прожилки располагаются согласно напластованию. Образование асбеста связано с контактовым воздействием долеритов на доломиты [64].

Мусковит. На территории листа три проявления мусковита установлены в пегматитовых жилах в Котуйкан-Монхолинской зоне диафтореза. Два проявления (*р. Котуйкан 8* – III-6-4 и *р. Болдоно* – III-6-6) приурочены к нескольким десяткам жил мусковитовых пегматитов, большинство из которых встречены среди анортозитов Центрального массива. Мощность жил обычно ограничена несколькими десятками сантиметров, но иногда достигает 2–3 м. Самые крупные жилы прослежены на десятки, реже сотни метров. Простирание жил преимущественно субширотное, реже субмеридиональное. Контакты с анортозитами резкие и четкие.

Пегматиты представляют собой массивные крупнозернистые породы светло-серого или розовато-серого цвета с пегматоидной, участками графической структурой. В большинстве случаев они представлены двуполевошпатовыми разновидностями с преобладанием микроклина. Мусковит обычно образует гнездообразные скопления с размером отдельных пластинок 2–5 см.

Содержание его в породе колеблется в пределах 3–15 %. В одной из самых крупных жил, расположенной на левобережье р. Котуйкан, отдельные сростки мусковита достигают 7–10 см в поперечнике при толщине 2–3 см. Необходимо отметить, что мусковит в крупно- и гигантозернистых пегматитах, как правило, сильно перемят и катаклазирован. В то же время встречаются отдельные участки, преимущественно в маломощных жилах, со свежей, не перемятой и не сдвойникованной слюдой, но величина таких пластинок обычно не превышает 5 $см^2$. При микроскопическом изучении установлено развитие мусковита по полевым шпатам, иногда по биотиту. Характерна тесная ассоциация его с кварцем. Последний часто окружен мелкочешуйчатым мусковитом или находится с ним в сросшихся агрегатах [219].

Проявление мусковита *р. Ары-Мастах 1* (IV-6-5) расположено в истоках одноименной реки. Здесь на площади 1 $км^2$ среди катаклазированных гнейсов и плагиогнейсов зафиксировано пять пегматитовых жил мощностью 0,5–2 м и протяженностью в первые десятки метров. В одной из этих жил мощностью 2 м, вскрытой канавами, обнаружено крупное гнездо мусковита линзовидной формы до 1,5 м в поперечнике. Гнездо представлено агрегатом сросшихся кристаллов слюды, отдельные из которых достигают в длину 30–40 см и ширину 10–15 см. Кристаллы слюды в данной жиле заметно деформированы и трещиноваты. В других жилах, расположенных здесь же, пластины слюды мелкие, до 3–5 $см^2$, деформированы в меньшей степени, по объему они составляют до 10 % породы [90].

Флогопит. Все месторождения и проявления флогопита связаны с массивами щелочно-ультраосновных пород маймеча-котуйского комплекса. На территории листа R-48 известно три месторождения и два проявления данного вида минерального сырья.

Месторождение Одихинча (II-2-6) приурочено к одноименному массиву. На месторождении выявлено три типа флогопитизации [294].

Первый тип, развитый в верховьях р. Одихинча-Юрях, связан с ослюденелыми оливинитами и слюдитами – мономинеральными слюдяными породами, образовавшимися в результате метасоматического изменения оливинитов под воздействием ийолитовой интрузивной фазы. С этим типом ослюденения, являющимся сплошным и гнездово-вкрапленным, промышленных скоплений флогопита не связано, так как флогопит здесь плохого качества.

Второй тип ослюденения, также гнездово-вкрапленный, приурочен к флогопит-диопсидовым породам, образовавшимся в результате флогопитизации и диопсидизации ультраосновных пород при внедрении ийолитов. Слюдоносные породы второго типа установлены среди пироксенитов верховьев р. Эбе-Юрях. Здесь выявлен участок промышленно-флогопитоносных пород, имеющий в плане размеры 80 × 30 м. Размер отдельных пластин флогопита на этом участке в среднем – 5 × 6 см.

Третий тип ослюденения – жильный, связан с пегматоидными гранат-нефелин-пироксеновыми породами, содержащими кальцит, апатит и флогопит. Жилы, сложенные этими породами, находятся в западной части цирко-образной впадины в верховье р. Одихинча-Юрях на участке площадью около 1,6 $км^2$. Общее количество жил, выявленных при поисковых работах, равно

50, из них 10 жил флогопитоносны. Флогопит приурочен к осевой части жил и образует линзообразные скопления или гнезда размером от 3–5 до 70 м по простиранию при мощности от 0,1 до 2 м. Средний размер пластин жильного флогопита – 10 × 10 см, максимальный – 60 × 60 см.

На участках, где в 1959 г. были проведены детальные поисковые работы, определены запасы категории C_2 в объеме 5012 т. По соотношению опоискованных площадей и перспективной, но не исследованной детально и не вскрытой горными выработками, запасы флогопита месторождения Одихинча были предварительно оценены в 25 тыс. т [294]. В последующие годы была проведена переоценка запасов и ресурсов месторождения. Запасы составили 28 901 т категории C_2, прогнозные ресурсы определены в 130 тыс. т [379].

В результате технологических испытаний флогопита месторождения Одихинча установлено, что он не удовлетворяет всем требованиям ГОСТ 3028-57. Несоответствие ГОСТ в части проб вызвано слабой термостойкостью слюды и малой величиной пробивного напряжения, а также разной толщиной и наличием входящих углов и проколов в пластинах. Качество расщепления слюды хорошее. По величине удельного объемного электрического сопротивления, тангенса угла диэлектрических потерь и среднего пробивного напряжения флогопит отвечает требованиям ГОСТ. По своим электрофизическим свойствам флогопит месторождения Одихинча пригоден для приготовления электрической изоляции. Следует отметить, что качество флогопита, подвергавшегося технологическим испытаниям, как показало минералогическое и химическое исследование его, по-видимому, несколько занижено из-за влияния гипергенных процессов, так как глубина отбора проб обычно не превышала 1 м [91].

Месторождение Маган (III-3-8) расположено в пределах одноименного массива. Поисковые работы на флогопит проведены в начале 1960-х гг. [315]. Нефелин-пироксен-флогопитовые жилы приурочены к тектоническим нарушениям меридионального простирания в центральной части массива Маган. Вмещающими для них являются мелкозернистые ийолиты. Насыщение флогопитоносными телами большое. Так, например, на площади около 1 км^2 обнаружены пять жил. Наиболее крупная из них прослежена на 540 м. По простиранию она полностью не оконтурена. Мощность жилы – 35–50 м. Все жилы залегают вертикально либо имеют крутые углы падения. Жилы обладают зональным строением. В них выделяется зона пегматоидной нефелин-пироксеновой породы и флогопитовая зона, приуроченная к осевой части. Для жил характерны извилистые контакты с вмещающими породами, иногда резкие, но чаще неотчетливые с постепенным увеличением крупности кристаллов нефелина и пироксена от контакта к осевой части. Флогопитовые зоны характеризуются пережимами, раздувами и ответвлениями. Мощность их колеблется от 0,5 до 11,4 м, а средняя истинная по одной из разведанных жил составляет 5,2 м. Нефелин-пироксеновая зона состоит (%) из пироксена (40–60), нефелина (40–50), флогопита (до 5) и титаномагнетита (до 5). Флогопитовая зона состоит (%) из флогопита (70–90), пироксена (5–20), нефелина (5–20). Флогопит в зоне распределяется неравномерно. Размер кристаллов флогопита колеблется от 2 × 2 до 30 × 30 см, толщина пачек – 2–10 см. Преобладают пластины размером 5 × 5 см. Форма кристаллов неправильная, имеются

ленточные трещины. Цвет флогопита зеленоватро-бурый, железистость – 28–29 %.

Технологические, механические и электрофизические свойства флогопита изучались в лабораториях Института асбестоцемента и Заозерновской слюдяной фабрики. Выход забойного сырца очень высокий и достигает по одной жиле 315,7 кг/м^3, а колотой слюды до 56 %. Качественная характеристика в среднем составляет 1348 кг × см^2/м^3; твердость – 90–94 кг/мм^2, удельное расщепляющее усилие – 0,3–0,4 кг/см^2; величина пробивного напряжения при толщине пластинки 25 мм – 0,7–0,8 kv. Часть слюды в пробах оказалась ненагревостойкой, что обусловлено влиянием процессов выветривания, так как пробы взяты с глубины всего 1,5–3,5 м от дневной поверхности. В нагревостойком флогопите все электрофизические свойства отвечают требованиям ГОСТ 3028-57. Таким образом, по результатам испытаний часть флогопита может быть использована для электрической изоляции, а ненагревостойкая слюда – для тепловой изоляции и щипаной слюды, для которой высокие термические показатели не обязательны.

Запасы забойного сырца для четырех разведанных жил составляют по категории C_2 97,4 тыс. т флогопита. Прогнозные ресурсы оцениваются в 400 тыс. т забойного сырца [315]. Перспективы увеличения запасов по массиву Маган большие, так как метасоматические пироксен-нефелиновые породы, в которых залегают пегматоидные жилы, слагают преобладающую часть массива. Флогопитоносные тела образовались в результате перекристаллизации мелкозернистых нефелин-пироксеновых пород и последовавшей затем нефелинизации и флогопитизации, вызванной инфильтрационно-метасоматическим воздействием растворов при внедрении ийолитов [64].

Месторождение Бор-Урях (IV-1-1) расположено в пределах одноименного массива, где в мелко-среднезернистых оливинитах прослежено шесть жилообразных тел и пегматоидных зон, сложенных слюдитами и титаномагнетит-оливин-флогопитовыми породами [377]. Мощность жил и зон – от 0,5 до 2,5 м, протяженность – от 20 до 150 м. В некоторых жилах флогопит концентрируется в их осевых частях совместно с перовскитом, апатитом, кальцитом и клиногумитом. Флогопит коричневый с площадью чешуй 4 × 6 см (реже 20 × 25 см), с включениями оливина и титаномагнетита, железистость – 14–15 %. Образование слюдитов обусловлено алюмо-калиевым метасоматозом и сопутствующей ему перекристаллизацией оливинитов. Запасы флогопита по категории C_2 – 13,8 тыс. т, прогнозные ресурсы – 45 тыс. т. Предполагаемое структурное положение слюдоносных жил в кровле слепых щелочных интрузий увеличивает перспективы месторождения [59].

Проявление Кугда (II-2-8) расположено в пределах одноименного массива и изучено в начале 1960-х годов [314]. Здесь выявлено два участка пород, обогащенных слюдой, расположенных в северо-западной и юго-восточной частях интрузии, в поле развития рудных оливинитов.

На северо-западном участке размером 500 × 1100 м флогопит связан с интенсивно карбонатизированными оливинитами и слагает неравномерно распределенные линзы и гнезда размером 50 × 80 см. Отдельные пластинки слюды достигают 4 × 4 см, составляя в среднем 0,5 × 1 см. В пределах этого же участка обнаружены более значительные скопления флогопита, связанные с

метасоматическими породами. Эти скопления представляют собой линзы, гнезда и прожилки. Средний размер пластинок слюды в них составляет 4 × 4 см при толщине пачек 1–5 см, часты пластинки размером 10 × 10 см.

На юго-восточном участке размером 150 × 400 м ослюденение связано с метасоматическими жилами оливин-флогопитового состава в оливинитах. Мощность жил, как правило, невыдержанная, в среднем 10–30 см, изредка до 1 м, протяженность изменяется от 2–3 до 120–150 м. Содержание флогопита в жильных породах колеблется от 10 до 50 %. Флогопит в жилах распределен обычно неравномерно, в виде обособленных осевых зон, линз и гнезд, изредка он равномерно насыщает породу. В последнем случае флогопит мелкочешуйчатый (2–3 мм). Обособления флогопита, имеющие размеры от 20 × 30 см до 40 × 50 см, сложены крупнопластинчатой слюдой с величиной пластин от 4 × 4 см до 20 × 20 см при толщине пачек 5–10 см. Цвет флогопита зеленовато-коричневый, железистость – 11–13 %, нередки бездефектные кристаллы. Прогнозные ресурсы флогопита составляют 10 тыс. т [379].

Проявление Немакит (II-4-2) приурочено к небольшому (5 км^2) массиву, сложенному в центральной части ийолит-мельтейгитами, а по периферии – оливинитами и мелилитовыми породами. Оливин на некоторых участках нацело замещается флогопитом, превращая оливиниты в слюдиты. В элювии зоны контакта мелилитовых и нефелин-пироксеновых пород наблюдаются сильно разрушенные и деформированные кристаллы грязно-серой слюды. Размеры чешуек – 3–5 см^2, встречаются кристаллы 20 см^2 при толщине 1–2 мм. Ширина флогопитоносной зоны – 3–5 м, протяженность – 500 м. Проявление не изучено, возможно увеличение его масштабов при проведении поисковых работ [225].

Графит. На территории листа выявлено 12 проявлений графита. Основная их часть относится к метаморфическому генетическому типу и связана с архейскими породами Анабарского щита, одно проявление относится к контактово-метасоматическому генетическому типу.

Одно из наиболее изученных проявлений графита расположено в низовьях р. Чопко (*р. Чопко 1* – V-4-3). Здесь при проведении групповой геологической съемки масштаба 1 : 200 000 [296] выполнен небольшой объем поисковых работ с целью определения значимости данного проявления. На проявлении пройдены горные, буровые выработки, выполнены геофизические исследования. В долине р. Чопко среди метаморфических пород хапчанской серии развиты преимущественно кальцифиры, содержащие линзы и будины кристаллических сланцев, прослои кварц-скаполитовых, кварц-полевошпатовых пород, пироксеновых плагиогнейсов. В кальцифирах, кварц-полевошпатовых и кварц-карбонатных породах по визуальной оценке графит содержится в количестве 1–2 %, образуя мелкие (2–3 мм) слюдоподобные чешуйки. Реже встречаются тонкие (0,5–0,7 мм) мономинеральные прожилки графита. Графитовая минерализация прослежена буровыми скважинами на глубину 50 м.

Содержание графита, по данным штуфного, бороздового и кернового опробования, составляет в среднем 3,7 %, достигая ураганного 17,8 %. Испытания на обогатимость (лаборатория Гиредмета) показало, что при использо-

вании метода флотации среднее извлечение графита составляет 92 %. Двухразовая флотация повышает выход графита до 99 %. По предварительной оценке прогнозные ресурсы данного проявления могут быть оценены в 2,5 млн т.

По поводу генезиса графита существуют две основные точки зрения. По одной из них, графит образуется в процессе глубокого метаморфизма первичных осадочных пород, обогащенных органическим веществом. Согласно второй точке зрения, графит образуется при высвобождении углерода в процессе интенсивной гранитизации и последующем его переотложении во вмещающие породы.

Другие проявления в бассейне р. Чопко (V-4-1, V-4-2) аналогичны описанному проявлению. В этих пунктах графитовая минерализация встречена в глыбах кварц-полевошпатовых, кварц-гранат-полевошпатовых пород и крупнозернистых пегматитов. Содержание графита, по данным минералогического анализа протолочек, колеблется от 0,5 до 3–5 %. Выходы графитсодержащих пород образуют полосы шириной 20–30 м и протяженностью 200–300 м [296].

Другой участок развития графитизированных пород выявлен на водоразделе р. Илья и левых притоков р. Бол. Куонамка. Присутствие графита обнаружено во многих местах, но только в нескольких пунктах установлено его повышенное содержание – от 5–10 до 15 % [90].

Проявление р. Илья 6 (IV-5-3) расположено на левобережье верховьев р. Илья среди пород хапчанской серии. Здесь в пачке силлиманит-гранатовых гнейсов мощностью 70–100 м обнаружено четыре слоя по 2–3 м с содержанием графита до 10 %. Протяженность слоев – 2–2,5 км, залегание близко к вертикальному. Графит присутствует в виде чешуек размерами 1–3 мм, равномерно рассеянных в породе. Лабораторными исследованиями графита установлена пригодность его для литейных целей согласно ГОСТ 2279-50. Зольность графита – 26,94 %, влажность 1,5 %.

Проявление р. Князева (IV-5-4) находится на левобережье истоков р. Князева, левого притока р. Бол. Куонамка. Здесь в пачке гранатовых гнейсов эйиминской толщи мощностью 100 м установлены три слоя графитсодержащих гнейсов мощностью 3–5 м и протяженностью более 5 км. Залегание слоев крутое, почти вертикальное. Содержание графита – от 3–7 до 10–15 %, в отдельных глыбах более высокое.

Проявления р. Тырынг 2 (IV-5-5) и *р. Тырынг 3* (IV-5-6) расположены на водоразделе истоков р. Тарынг и правого притока р. Сирилес. Они связаны с пачками гранатовых гнейсов хапчанской серии. Графитсодержащие породы залегают в виде нескольких слоев мощностью по 3–5 м, прослеживающихся по простиранию на 2–4 км. Графит в них равномерно рассеян в виде чешуек размерами до 2 мм, содержание его – 3–10 %.

Проявление р. Балаганнах (IV-5-7) находится на водоразделе истоков р. Балаганнах в области развития пород эйиминской толщи. Графит в них, как и в других пунктах, ассоциирует с пачками гранатовых гнейсов мощностью 50–100 м. Он концентрируется в слоях мощностью 3–5 м и содержится в количестве от 3–7 до 10–15 % в виде чешуек размерами 1–2 мм. Протяженность слоев графитсодержащих пород достигает 2 км, залегание крутое, близкое к вертикальному.

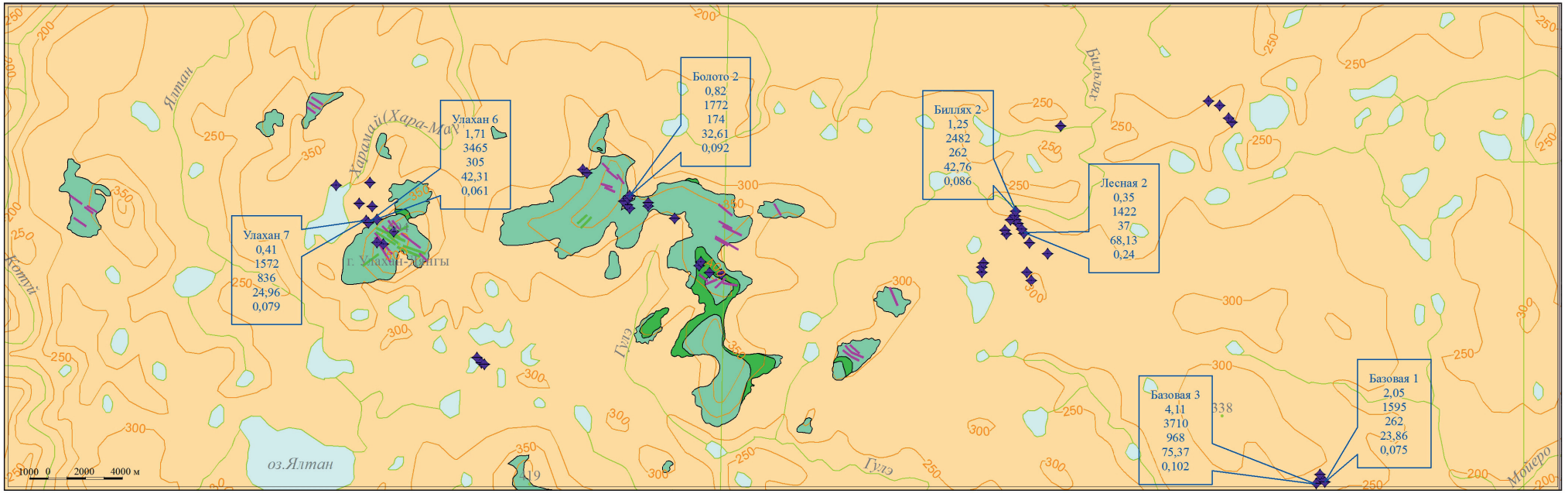
Два проявления графита выявлены на листах R-48-XVII, XVIII [219]. Графитсодержащие породы ассоциируют с гранатсодержащими плагиогнейсами и гнейсами верхнеанабарской серии, слагая в них линзы и слои мощностью от нескольких сантиметров до первых десятков метров. На *проявлении р. Илья 4* (III-5-2) мощность графитсодержащей пачки достигает 70 м при протяженности около 1 км. Содержание графита в биотит-гранат-гиперстеновых плагиогнейсах достигает 5 %. На *проявлении р. Меркю 2* (III-6-7), расположенном на левобережье р. Меркю, мощность графитсодержащей пачки равна 40 м при длине 1 км, а содержание графита, ассоциирующего здесь с силлиманит-гранатовыми гнейсами, достигает 7 %. Графит присутствует в виде мелких чешуек, располагающихся между зернами кварца и полевого шпата, нередко в срастании с биотитом и гиперстеном. Размер чешуек – от долей миллиметра до 1 $см^2$.

Проявление контактово-метасоматического типа *р. Тогой-Юрях 2* (VI-4-5) расположено на правобережье одноименной реки и приурочено к зоне контакта пластообразной интрузии долеритов оленёк-велингнинского комплекса и битуминозных карбонатных пород чукукской свиты верхнего кембрия. Графит содержится в экзоконтактовых мраморах в прослоях, обогащенных битумом. По простиранию зона графитсодержащих мраморов прослежена на 300 м, мощность ее – 15–20 м. Графит концентрируется в битумсодержащих прослоях, мощность которых – от нескольких мм до 30 см. Распределение его неравномерное, в некоторых прослоях содержание графита доходит до 50–80 %, но в целом не превышает 10 %. По данным химического анализа, графит характеризуется малой влажностью, небольшими примесями серы, железа, летучих веществ, высокой зольностью.

ДРАГОЦЕННЫЕ КАМНИ, ПОДЕЛОЧНОЕ СЫРЬЕ

Алмазы. Почти вся территория листа R-48 относится к Котуй-Анабаро-Оленёкской алмазоносной триас-юрской прогнозируемой минерагенической области. В целом эта область характеризуется широким развитием мезозойского кимберлитового магматизма. Значительная часть кимберлитовых полей находится восточнее описываемой территории. Непосредственно на листе R-48 выявлено только два кимберлитовых поля – Далбыхское и Харамайское.

Далбыхское кимберлитовое поле расположено у западной рамки листа, причем большинство кимберлитовых объектов находится за границей листа. Первая трубка поля – Красноярская (расположена в 3 км к западу от рамки листа) была открыта Л. В. Махлаевым в 1961 г. В последующем здесь на площади около 500 $км^2$ выявлено 12 мелких трубок и более десятка даек кимберлитов. Проведенные Норильской экспедицией в 1967–1969 гг. поисковые работы [397] с отбором 53 $м^3$ проб положительных результатов не дали. В 1979–1982 гг. Геологосъмочная экспедиция КГУ осуществила комплекс поисковых работ [319], включающий геофизические исследования, горные и буровые работы. В скважине, пробуренной в центральной части трубки Красноярская, из пробы, отобранной на глубине 23–34 м, из концентрата термохимического разложения пенного продукта от сепарации пробы класса



Четвертичные образования различных генетических типов преимущественно водно-ледниковые мощностью 5–60 м

Карбонатные отложения кембрия

Пластовые интрузии оленёк-велингнинского комплекса

Дайки кимберлитов

Дайки долеритов оленёк-велингнинского комплекса

Трубки кимберлитов

Наиболее алмазоносные трубки Харамайского кимберлитового поля:

Базовая 3	Имя кимберлитового тела
4,11	Площадь кимберлитового тела в га
3710	Вес пробы кимберлитов в кг
968	Количество кристаллов алмазов
75,37	Вес кристаллов алмазов в мг
0,102	Содержание алмазов в пробе в к/т

Рис. 10. Схематическая карта Харамайского кимберлитового поля с результатами опробования на алмазы.

Вклейка. Заказ 81114019

– 0,5 мм извлечено одно зерно алмаза в виде обломанного кристалла октаэдрического габитуса размером 0,24 × 0,16 мм. В скважинах обнаружены в незначительном количестве пиропы и хромдиопсиды. В остальном никаких положительных результатов не получено. Был сделан вывод о бесперспективности на алмазы Далбыхского кимберлитового поля, основанный на сходстве его по возрасту, минералогическому и химическому составу с неалмазоносными и слабоалмазоносными кимберлитовыми полями Котуй-Анабаро-Оленёкской алмазоносной области.

Более высокими перспективами обладает Харамайское кимберлитовое поле. В 1979 г. на междуречье Котуй–Мойеро Л. И. Шахотько при проведении космогеологической съемки масштаба 1 : 1 000 000, включающей площадь листа R-48, было обнаружено кимберлитовое тело – дайка Магистральная [402]. В эти же годы ПГО «Аэрогеология» на площади Южного Приенабарья проводило групповую геологическую съемку масштаба 1 : 200 000 [398]. Геологическая съемка сопровождалась специализированными поисковыми работами на алмазы, в результате которых были открыты еще 12 даек кимберлитов и куст диатрем – Эвенкийский. В пробах, отобранных при геологической съемке и проанализированных в Геологосъемочной экспедиции ПГО «Красноярскгеология» А. В. Крюковым, выявлены единичные мелкие алмазы.

Учитывая эти обстоятельства, Полярная экспедиция ПГО «Красноярскгеология» в 1982–1985 гг. проводила поисковые работы на алмазы в бассейне нижнего течения р. Мойеро и в верховьях р. Арга-Сала. Поисковые работы сопровождались большим объемом геофизических и буровых работ и специализированным опробованием на алмазы [400]. Одновременно КАГЭ-3 ПГО «Аэрогеология» продолжила на этой площади геологосъемочные работы и аэрофотогеологическое картирование масштаба 1 : 50 000 [399]. В результате этих работ выявлено и получило полноценную характристику, включая перспективы алмазоносности, новое на Сибирской платформе Харамайское кимберлитовое поле.

Здесь обнаружено 111 кимберлитовых тел без учета очень мелких, которые являются скорее всего сателлитами или апофизами более крупных тел. По морфологии это 67 трубок и 44 дайки. Параметры тел разнообразные – от первых метров до относительно крупных. Некоторые из трубок достигают 480–500 м по длинной оси и 80–150 м по короткой. Большинство из кимберлитовых тел залегают под покровом ледниковых отложений мощностью до 70 м, дайки обычно следятся на поверхности экзарационных останцов коренных пород кембрия, где отсутствуют ледниковые отложения (рис. 10). Геолого-петрографическая характеристика кимберлитов приведена в разд. «Магматизм».

На алмазоносность по скважинам и в меньшей мере по шурфам и канавам опробованы 53 трубки и 5 даек. Большинство опробованных тел алмазоносны, но из-за малых размеров кристаллов содержания алмазов обычно невысокие, несмотря на их большое количество. Большое количество мелких алмазов обусловлено технологией обработки и анализа проб с применением на последних стадиях пенной сепарации и термохимического разложения для более полного извлечения алмазов. Среднее содержание алмазов в алмазоносных трубках равно 0,04 кар/т, наиболее высокое в трубке Лесная-2 соста-

вило 0,24 кар/т. Распределение найденных кристаллов в целом по Харамайскому полю по классам размерности, а также их количественная и весовая доля и веса алмазов приведены в табл. 5.

Таблица 5

Распределение алмазов Харамайского поля по классам размерности

Класс размерности, мм	Количество кристаллов	Процент от общего количества	Общий вес, мг	Процент от общего веса	Средний вес кристалла, мг
−4+2	3	0,1	115,43	23,8	38,48
−2+1	24	0,5	154,69	31,8	6,45
−1+0,5	126	2,5	134,78	27,7	1,07
−0,5	4808	96,9	81,02	16,7	0,02
Всего	4961	100	485,92	100	0,10

Кристалломорфологическая характеристика алмазов изучалась в ИГиГ СО АН СССР (Э. С. Ефимова) и в Геологосъемочной экспедиции ПГО «Красноярскгеология» (А. В. Крюков) на 106 кристаллах из четырех разных трубок Харамайского поля. Целые или слабоповрежденные кристаллы составляют от 30 до 50 %. Среди них присутствуют кристаллы ромбододекаэдрического, октаэдрического габитусов и переходные между ними формы (рис. 11). Встречается много сростков, особенно в шпинелевом двойниковании. Довольно часты кристаллы с полицентрически растущими гранями, реже встречаются остроребериые октаэдры и округлые кристаллы. На поверхности часто развивается блоковая структура, а также тончайшая занозистая штриховка. Многие из кристаллов на поверхности несут следы растворения.

Подавляющее большинство алмазов являются бесцветными кристаллами и только незначительное количество их обнаруживает слабый нацвет коричневого, желтого и реже зеленого цвета. Неправильные сростки нескольких кристаллов имеют серую окраску. Сделан вывод о том, что по кристалломорфологическим особенностям, соотношению габитусных форм, различным скульптурам на поверхности кристаллов, алмазы Харамайского поля наиболее близки к алмазам Далдыно-Алакитского поля Якутской алмазоносной провинции.

Учитывая большое количество кимберлитовых тел, которые обычно группируются в кусты, а также мелкий масштаб карты полезных ископаемых, они объединены в территориально относительно разобщенные проявления, описываемые раздельно. Всего выделено восемь таких проявлений.

Проявление Улахан (VI-2-1) объединяет группу из семи кимберлитовых диатрем, расположенных в западной части Харамайского поля. Сложены они преимущественно кимберлитовыми брекчиями, размеры тел колеблются от 0,14 до 2,29 га. Результаты опробования приведены в табл. 6.

По результатам опробования наиболее алмазоносными оказались три трубки из семи. В трубках Улахан-5 и Улахан-7 обнаружено по одному кристаллу класса −2+1мм, а в трубке Улахан-6 – три кристалла этого класса.

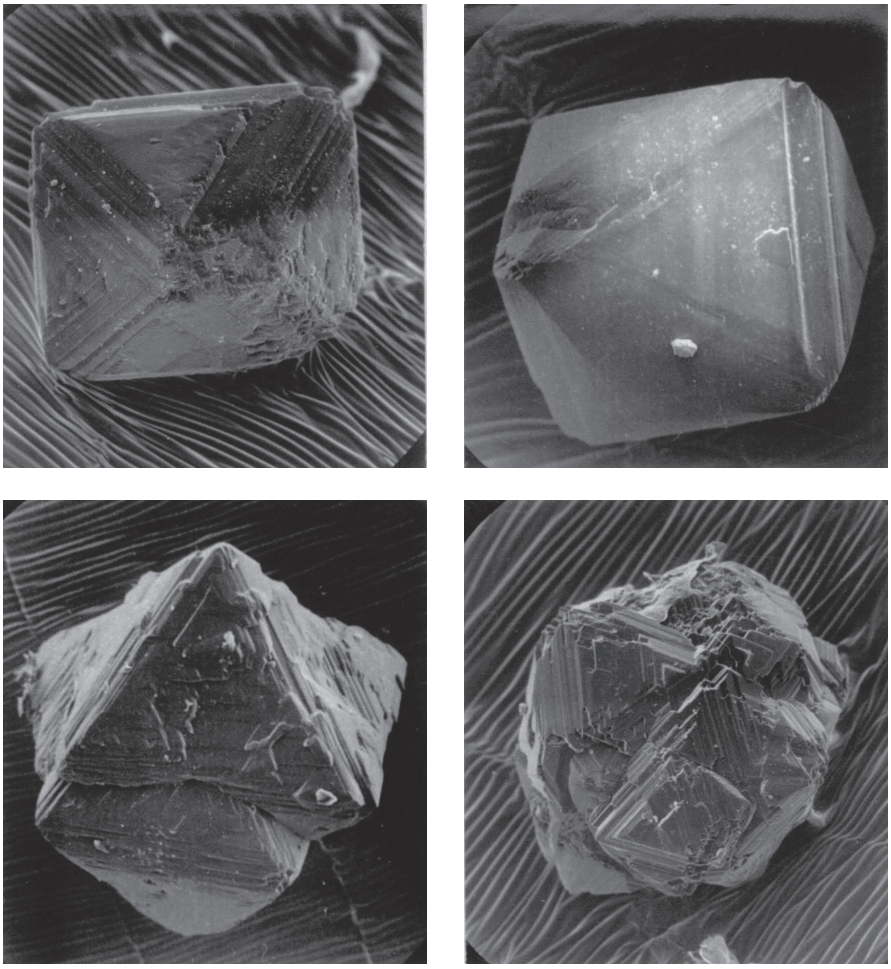


Рис. 11. Октаэдрические кристаллы алмазов Харамайского поля.

Таблица 6

Результаты опробования на алмазы проявления Улахан

Имя трубки	Площадь, га	Вес пробы, кг	Количество кристаллов	Вес алмазов, мг	Содержание, кар/т
Улахан-1	2,29	1778	6	3,7	0,010
Улахан-2	0,32	1529	10	0,08	<0,001
Улахан-3	0,64	1270	4	0,31	0,001
Улахан-4	0,14	139	–	–	–
Улахан-5	0,94	2697	31	8,76	0,016
Улахан-6	1,71	3465	305	42,31	0,061
Улахан-7	0,41	1572	836	24,96	0,079

Проявление Эвенкийское (VI-2-2) расположено на относительно открытом водораздельном пространстве рек Бильлях и Харамай и включает в себя серию мелких линейно-ориентированных кимберлитовых тел, наиболее крупным из которых является трубка Эвенкийская-1. Сюда же входят расположенные вблизи трубки Болото-1 и Болото-2 и куст мелких трубок Буордах. Условно сюда можно отнести трубки Подснежная-1 и Подснежная-2, расположенные в 2,5 км к северо-западу. Размеры их – от 0,28 до 1,74 га. Результаты опробования на алмазы приведены в табл. 7.

Таблица 7

Результаты опробования на алмазы проявления Эвенкийское

Имя трубки	Площадь, га	Вес пробы, кг	Количество кристаллов	Вес алмазов, мг	Содержание, кар/т
Болото-1	0,81	1118	19	9,81	0,044
Болото-2	0,82	1772	174	32,61	0,092
Эвенкийская	0,28	2035	19	1,78	0,004
Подснежная-1	1,74	1442	15	0,80	0,003
Подснежная-2	0,51	1088	2	0,03	<0,001
Буордах-2	0,09	282	22	4,69	0,083

Наиболее высокие содержания алмазов определены в трубке Болото-2, где найден алмаз весом 27,29 мг, размером 3,3 × 2,5 × 2,2 мм. В трубке Болото-1 обнаружен один алмаз в классе −2+1 мм весом 7,16 мг.

Проявление Харамай (VI-2-3) расположено также на открытом водораздельном пространстве, на правом борту р. Харамай среди обнажающихся здесь карбонатных кембрийских пород. Именно здесь было выявлено первое кимберлитовое тело – дайка Магистральная, в которой были обнаружены алмазы. Проявление характеризуется широким развитием дайкового комплекса и практическим отсутствием изометричных кимберлитовых тел. Протяженность даек – сотни метров, мощность – 0,3–2,5 м. Сложены дайки преимущественно слюдистыми кимберлитами. Относительно крупные алмазы в дайках не выявлены. Результаты опробования даек приведены в табл. 8

Таблица 8

Результаты опробования на алмазы проявления Харамай

Имя дайки	Протяженность, м	Вес пробы, кг	Количество кристаллов	Вес алмазов, мг	Содержание, кар/т
Магистральная	1075	1500	13	8,0	0,027
Палаточная	1000	1000	2	0,50	0,002
Харамай-27	600	120	2	0,50	0,021
Харамай Северный-2	550	282	2	0,17	0,003
Глухариная-1	500	40	1	0,1	0,012

Проявление Ачтах (VI-2-4) расположено в низменной части верховий р. Харамай и характеризуется большой мощностью (до 60–70 м) перекрывающих кимберлиты водно-ледниковых отложений. На проявлении, по результатам заверки магнитных аномалий, обнаружены три трубочных кимберлитовых тела, сложенных преимущественно кимберлитовыми брекчиями. Результаты опробования на алмазы приведены в табл. 9.

Таблица 9

Результаты опробования на алмазы проявления Ачтах

Имя трубки	Площадь, га	Вес пробы, кг	Количество кристаллов	Вес алмазов, мг	Содержание, кар/т
Ачтах-1	1,68	2083	380	13,62	0,033
Ачтах-2	0,12	735	1	1,35	0,009
Ачтах-3	0,52	1286	90	1,97	0,008

В трубке Ачтах-1 в классе −4+2 мм обнаружен кристалл размерами 2,9 × 2,35 мм весом 9,26 мг, а в трубке Ачтах-2 в классе −2+1 мм выявлен алмаз размерами 1,0 × 1,3 мм весом 1,36 мг.

Проявление Буустах (VI-3-1) расположено в северо-восточной части Харамайского кимберлитового поля на правобережье р. Бильлях и представлено обособленным кустом из четырех кимберлитовых трубок, включая крупнейшую в составе поля трубку Буустах-1 удлиненной эллипсовидной формы размером 495 × 105 м и площадью 4,98 га. Мощность перекрывающих кимберлиты флювиогляциальных отложений достигает 50–70 м. Сложены трубки преимущественно кимберлитовыми брекчиями, реже слюдистыми кимберлитами. Результаты опробования на алмазы приведены в табл. 10.

Таблица 10

Результаты опробования на алмазы проявления Буустах

Имя трубки	Площадь, га	Вес пробы, кг	Количество кристаллов	Вес алмазов, мг	Содержание, кар/т
Буустах-1	4,98	2143	133	11,5	0,027
Буустах-2	1,26	2546	59	1,06	0,002
Буустах-3	0,14	609	15	1,24	0,01
Буустах-4	0,59	600	3	0,20	0,002

В трубке Буустах-1 в классе −2+1 мм выявлен алмаз размерами 1,5 × 1,7 мм весом 5,5 мг, а также два кристалла в классе −1+0,5 мм.

Проявление Биллях (VI-3-2) расположено в верховьях р. Бильлях и включает в себя большую группу кимберлитовых трубок сближенных кустов Биллях, Лесная, Арылах, Южная. Сложены трубки крупноглыбовыми кимберли-

товыми брекчиями (куст Биллях), слюдистыми кимберлитами (куст Арылах), кимберлитовыми брекчиями и базальтоидными кимберлитами (куст трубок Лесная). Мощность перекрывающих флювиогляциальных отложений на данном участке составляет 15–30 м. Результаты опробования на алмазы приведены в табл. 11.

Таблица 11

Результаты опробования на алмазы проявления Биллях

Имя трубки	Площадь, га	Вес пробы, кг	Количество кристаллов	Вес алмазов, мг	Содержание, кар/т
Биллях-2	1,25	2482	262	42,76	0,086
Биллях-3	0,45	887	3	2,27	0,013
Биллях-4	1,06	1642	25	1,07	0,003
Биллях-5	0,90	1037	18	0,15	0,001
Лесная-1	0,16	697	12	0,63	0,004
Лесная-2	0,35	1422	37	68,13	0,240
Лесная-3	1,0	2529	43	7,75	0,015
Длинная	1,01	1853	44	16,76	0,045
Южная-1	0,62	801	13	0,14	0,001
Арылах-2	0,76	2710	11	4,37	0,008

На этом проявлении обнаружена наиболее алмазоносная в Харамайском поле кимберлитовая трубка Лесная-2, где найден самый крупный в поле алмаз размером 5,4 × 3,7 × 1,7 мм и весом 64,5 мг. В ней же обнаружен кристалл размером 1,7 × 0,85 мм весом 2,69 мг. В трубке Биллях-2 найдены три кристалла в классе −2+1 мм общим весом 31,27 мг и четыре алмаза в классе −1+0,5 мм общим весом 7,35 мг. Относительно крупные кристаллы отмечаются также в трубках Лесная-3 (три зерна весом 7,44 мг), Длинная (четыре зерна весом 16,73 мг), Арылах-2 (два кристалла весом 3,88 мг).

Проявление трубка Коллективная (VI-3-3) расположено в восточной части Харамайского поля и представлено одной обособленной от других кимберлитовых тел трубкой Коллективная. Трубка перебурена двумя скважинами, имеет размеры 100 × 75 м и сложена кимберлитовыми брекчиями и слюдистыми кимберлитами. Мощность перекрывающих водно-ледниковых отложений – 40–50 м.

Из кимберлитов отобрана проба весом 1343 кг, из которой извлечено 84 кристалла общим весом 7,65 мг, что соответствует среднему содержанию алмазов 0,028 кар/т. Один алмаз размером до 0,75 мм имеет вес 1,3 мг.

Проявление Базовое (VI-3-4) расположено в юго-восточной части Харамайского поля на левобережье р. Мойеро и представлено группой из четырех относительно крупных кимберлитовых трубок. Сложены трубки кимберлитовыми брекчиями и базальтоидными кимберлитами. Мощность флювиогляци-

альных отложений на данном участке относительно невелика и не превышает 14 м. Результаты опробования на алмазы приведены в табл. 12.

Таблица 12

Результаты опробования на алмазы проявления Базовое

Имя трубки	Площадь, га	Вес пробы, кг	Количество кристаллов	Вес алмазов, мг	Содержание, кар/т
Базовая-1	2,05	1595	262	23,86	0,075
Базовая-2	0,71	1040	336	3,47	0,017
Базовая-3	4,11	3710	968	75,37	0,102
Базовая-4	0,67	248	43	1,72	0,035

Из пробы в трубке Базовая-3 извлечено максимальное в Харамайском поле количество кристаллов – 968, при этом тут найден один относительно крупный алмаз размером 3,0 × 2,6 × 2,4 мм весом 23,64 мг. Здесь же обнаружены три кристалла в классе −2+1 мм весом 31,81 мг и четыре кристалла в классе −1+0,5 мм весом 8,02 мг. Среднее содержание алмазов в этой трубке уступает таковому только в трубке Лесная-2. Один алмаз размером 1,9 × 1,8 × 1,3 мм весом 7,07 мг извлечен из пробы в трубке Базовая-1.

В отчете по поисковым работам [400] приведен ориентировочный подсчет прогнозных ресурсов алмазов в кимберлитовых трубках Харамайского поля. Подсчет произведен по 35 трубкам до глубины 500 м и определен в 11,6 млн карат. Отдельно выбраны шесть наиболее крупных и относительно обогащенных кимберлитовых тел (Улахан-6, Улахан-7, Болото-2, Лесная-2, Базовая-1, Базовая-3), прогнозные ресурсы по которым составили 7,01 млн карат, что составляет 60 % от общих ресурсов всех кимберлитовых тел Харамайского поля. Проведенный другими исследователями [399] подсчет прогнозных ресурсов по 15 кимберлитовым телам определил количество алмазов в 11,5 млн карат. А. Ф. Черенкова в своей сводке по кимберлитам Харамайского поля [266] приводит следующие данные по своему варианту подсчета: категория P_2 для наиболее обогащенных и изученных кимберлитовых тел – 8,7 млн карат, категория P_3 за счет более представительного опробования, а также еще не выявленных кимберлитовых объектов – 9,1 млн карат.

В сводной таблице прогнозных ресурсов категории P_3 твердых полезных ископаемых территории России по состоянию на 1.01.2009 г. [394] указаны ресурсы в объеме 70 млн карат. Данные ресурсы приняты на основании паспорта, составленного в 2005 г. ГПКК «КНИИГиМС». Следует отметить, что данный паспорт составлен специалистами, мало знакомыми с результатами работ по данному объекту. В источнике сведений, служащих основанием для выделения данного объекта, упомянута только карта алмазоносности Красноярской части Сибирской платформы 2000 г. издания и не указаны поисковые работы Полярной экспедиции и ГГС-50 ФГУП «Аэрогеология», непосредственно работавших по оценке алмазоносности Харамайского кимберлитового поля. Представленная ГПКК «КНИИГиМС» карта охватывает только за-

падную половину Харамайского поля. При расчете прогнозных ресурсов авторами паспорта не учтены результаты реального опробования на алмазы. В итоге авторы паспорта оценили ресурсы категории P_3 в объеме 136,5 млн карат. По результатам экспертизы Л. И. Лукьяновой во ВСЕГЕИ они были уменьшены вдвое и составили 70 млн карат, вошедшие в сводную таблицу прогнозных ресурсов. Нами составлен актуализированный паспорт Харамайского объекта, согласно которому прогнозные ресурсы алмазов категории P_3 для Харамайского поля определены в объеме 117 млн карат.

Прогнозные ресурсы в 7 млн карат, полученные по результатам конкретного опробования и прямого расчета по наиболее обогащенным телам Харамайского поля, могут быть отнесены к ресурсам категории P_2.

Приведенные по всем проявлениям результаты опробования на алмазы кимберлитов Харамайского поля подтверждают высказанное выше утверждение о невысокой алмазоносности, однако в целом перспективы всего Южного Пранабарья остаются невыясненными, о чем подробнее будет сказано в разд. «Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района».

Помимо алмазов в коренных породах на территории листа известны две находки в аллювиальных отложениях. Алмазы были обнаружены в ходе общих региональных поисковых работ на алмазы, проводимых в начале 1950-х годов на всей Сибирской платформе. В данном районе работы осуществлялись в 1952–1953 гг. Гулинской экспедицией треста «Арктикразведка» [299]. Методика поисковых работ соответствовала общепринятой в те годы и предусматривала отбор крупнообъемных проб из аллювиальных (преимущественно русловых) отложений, стандартную технологию их обработки с применением гравитационного обогащения и рентгенолюминесцентной сепарации.

На *проявлении р. Тукалан 1* (V-2-3) в пробе объемом 115 м^3, отобранной из аллювиальных отложений на косе одноименной реки в 12 км от ее устья, обнаружен алмаз весом 34,5 мг. На *проявлении р. Мойеро 1* (V-2-6) в крупнообъемной пробе из аллювиальных отложений, отобранной на р. Мойеро в 10 км от ее устья, найдены два алмаза. Здесь же выше по течению реки обнаружено зерно пиропа. Учитывая географическое положение данных находок, можно предположить, что источником алмазов могут являться кимберлиты Харамайского поля.

Рассматривая перспективы алмазоносности Южного Пранабарья, необходимо отметить выявленный работами Геологосъемочной экспедиции ПГО «Красноярскгеология» *пироповый ореол Аргасалинский* (VI-5-3) [344]. Общая площадь пиропового ореола составила 3,5 тыс. км^2, площадь обогащенной части – 800–900 км^2. Условные границы ореола показаны на карте полезных ископаемых. Выделение ореола базируется на анализе более 200 шлиховых и малообъемных проб.

Пиропы представлены мелкими, преимущественно менее 1 мм, зернами большей частью бледно-лилового цвета. Степень обработки поверхности пиропов незначительна, большая часть зерен подвергалась раскалыванию в условиях коры выветривания. В совокупности с другими данными предполагается сравнительно недальний перенос от коренного источника. Пиропы

подвержены детальному изучению на рентгеновском микроанализаторе. Значительная часть зерен отнесена к лерцолитовому, меньшая часть – к гарцбургит-дунитовому парагенезису, единичные пиропы относятся к алмазной ассоциации.

Авторы отчета положительно оценивали перспективы на алмазоносность территории ореола и рекомендовали провести в его центральной части профильное поисково-опробовательское бурение. Анализ перспектив алмазоносности с учетом наличия здесь пиропового ореола будет приведен в следующей главе объяснительной записки.

Хризолиты. На территории листа R-48 выявлены одно малое месторождение и два проявления хризолита, которые связаны с массивами щелочно-ультраосновных пород. В составе этих массивов значительную роль играют ультраосновные разности – оливиниты.

Месторождение Кугда (II-2-8). Месторождение открыто и изучалось НИИГА в начале 1960-х годов [51, 313, 314]. В дальнейшем геологоразведочные работы с попутной добычей хризолита проводились производственным объединением «Севекварцсамоцветы».

Хризолит на Кугдинском месторождении пространственно связан с двумя типами пород: рудными оливинитами и флогопит-оливиновыми породами. Основные жилы и зоны с промышленным содержанием хризолита связаны с рудными оливинитами [303]. Хризолитоносные тела представлены двумя типами: жильным и штокверковым. К настоящему времени на месторождении выявлено около 500 жил. Состав всех жильных тел хризолит-клиногумит-серпофит-флогопит-оливиновый с переменным количеством указанных минералов. Средний состав жил (%): оливин – 60–70, флогопит – 10–20, хризолит – 10–15, серпофит – 5–10, клиногумит – 1–3, в незначительных количествах отмечаются магнетит, кальцит, перовскит, серпентин.

Выделяются три разновидности жил. Жилы первой разновидности характеризуются резко переменными составом и структурой как по простиранию, так и по падению и четкими контактами с вмещающими породами. Средняя мощность жил этой разновидности – от 0,4 до 2,8 м. Жилы второй разновидности отличаются монотонностью состава, более мелкозернистой структурой и буровато-желтым цветом. Контакты жил нечеткие, средняя их мощность составляет 2,7–3,5 м, иногда достигая 9 м. Преобладающее простирание жил северо-западное, падение пологое, длина от 10 до 320 м (60 % всех жил имеет длину до 50 м). Многие жилы зональны: центральные части сложены крупным оливином, флогопитом, серпофитом и хризолитом, а зальбанды сложены мелкокристаллической слюдисто-оливиновой породой без хризолита. К третьей разновидности относятся жильные зоны. По составу и структурным особенностям они близки ко второй разновидности, но отличаются более сложной морфологией. Зоны состоят из сближенных, обычно субпараллельных жил различной мощности. Протяженность зон достигает 450 м, мощность – до 100 м.

Штокверковый тип хризолитовой минерализации также локализуется в рудных оливинитах. На месторождении разведано два шторкверковоподобных тела общей площадью около 15 000 м^2. Штокверковые тела представле-

ны скоплениями хризолита прожилковой, жилообразной и неправильной формы различных размеров (от 0,1 до 20 м).

Помимо рудных оливинитов хризолитовая минерализация выявлена и во флогопит-оливиновых породах, что подтверждено разведочными работами. Здесь хризолит образуется за счет разрушения и перекристаллизации оливина.

Особенностью месторождения является повсеместное развитие линейных кор выветривания до глубины 2,5–4,6 м. Именно в них по соображению экономической целесообразности ведется эксплуатационная отработка хризолитовых жил. Хризолитовая минерализация имеет гнездовый характер, реже вкрапленный и прожилковый. Хризолит образует зерна размером до 5–6 мм, редко достигая 10–15 мм. Форма зерен угловатая, удлиненная или близкая к изометричной. Окраска зеленая, часто с различными оттенками, обусловлена закисью железа. По химическим, оптическим и физико-механическим свойствам, а также по качеству обработки хризолиты Кугдинского месторождения близки к хризолитам из кимберлитовых трубок Якутии, но менее трещиноваты и крупнее.

Подсчет запасов на месторождении производился в пределах зоны дезинтеграции, поскольку извлечение хризолита из монолитной породы в промышленных масштабах технологически не разработано и экономически нецелесообразно. Подсчет запасов ограночного хризолита осуществлен методом геологических блоков [360]. По категориям $C_1 + C_2$ они составили 2291 кг. Попутно с разведкой добыто 8,352 кг ювелирного хризолита.

Проявление Немакит (II-4-2). Первоначально хризолит был обнаружен в виде единичных кристаллов размером 1–2 см в элювии оливинитов в поле развития нефелин-пироксеновых пород. Здесь проведены ревизионно-оценочные работы [360] хризолитовых россыпей, в результате которых установлено, что на площади 0,1 км^2 развита богатая концентрация ювелирного хризолита с содержанием 531 г/м^3 породы. Зерна хризолита имеют размеры от 2 до 10 мм, бледно-зеленую или желтовато-зеленую окраску. Выход чистого ограночного кристаллосырья – от 10 до 50 %. Высокие концентрации хризолита в россыпи свидетельствуют о возможно богатых содержаниях в коренных породах.

Проявление Бор-Урях (IV-1-1). Хризолит в пегматоидных оливинитах в зонах интенсивной флогопитизации на интрузии Бор-Урях был обнаружен в 1963 г. [377]. Тело пегматоидных оливинитов приурочено к зоне пересечения разломов и имеет ширину 300–500 м при длине около 1 км и имеет крутое падение. Хризолит встречается совместно с клиногумитом, серпофитом и серпентином, имеет зелено-желтую окраску. Обломки его кристаллов имеют длину от 1 до 2–3 см и размеры в поперечнике до 1 см.

Мощность элювиально-делювиальных образований, перекрывающих оливиниты, не превышает 0,1–0,3 м, мощность коры выветривания (структурного элювия) обычно 0,6–1 м, иногда достигает 1,5 м. В пробе, отобранной из элювия на глубине 0,5 м, объемом 0,5 м^3 вес извлеченного хризолита составил 1015 г. Содержание кристаллосырья составило от 31,6 до 11 403 г/м^3, выход кондиционного ограночного камня – до 1,5 %. В целом проявление аналогично более изученной минерализации на массиве Кугда.

Серпофит. Два проявления серпофита на территории листа генетически связаны с метасоматическим преобразованием пегматоидных оливинитов в массивах щелочно-ультраосновных пород, где он встречается совместно с хризолитом.

Проявление Кугда (II-2-8). На массиве Кугда серпофит встречается в метасоматически преобразованных жилах рудных оливинитов вместе с хризолитом, клиногумитом, флогопитом, перовскитом и хризотил-асбестом. Он образует плотные эмалевидные скопления до 20 см в диаметре, иногда образует пористые желваки совместно с кальцитом. Цвет серпофита белый, желтый, зеленый, серо-зеленый, кремово-серый, он легко режется ножом. По заключению ВНИИ «Ювелирпрома», он легко поддается обработке и может быть использован для изготовления мелких скульптур и различных украшений [360].

На *проявлении Немакит* (II-4-2) серпофит установлен в элювиально-делювиальных образованиях совместно с хризолитом, флогопитом, магнетитом. Он образует белые и желтоватые обломки до 10 см в поперечнике. Аналогичные находки серпофита отмечаются на *проявлении Ыраас* (III-4-6).

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Долериты и анортозиты. Долериты широко распространены на территории листа R-48. Практически их месторождения можно найти во многих местах на данной территории. Они встречаются в виде пластообразных и неправильно секущих интрузий, силлов и даек. Мощность пластообразных интрузий достигает 70–75 м, площадь – нескольких десятков км^2. Протяженность даек – до 20–30 км, мощность – до 50 м. На карту полезных ископаемых вынесено восемь таких объектов, более или менее равномерно распределенных на площади листа.

Месторождение р. Фомич 8 (I-5-4) расположено в верховьях р. Фомич. Здесь по обоим берегам реки находятся скальные выходы интрузий долеритов. Долериты представлены плотными разнозернистыми породами со столбчато-призматической, плитчатой и глыбовой отдельностями. Развалы около скал представлены обломками и глыбами этих пород размерами от 1–2 см до 2–3 м в поперечнике. Плотность долеритов колеблется от 2,897 до 3,027 г/см^3, влажность – от 0,1 до 1,75 % [121]. Судя по этим данным, долериты могут применяться как строительный камень и щебень для дорожного строительства. Запасы долеритов значительны.

Месторождения р. Котуй 21 (V-2-5), *р. Бысыттах* (IV-2-8) и *р. Ниж. Налэ 5* (IV-2-1) представляют собой пластообразные интрузии долеритов мощностью до 30–40 м. Физико-механические свойства долеритов изучены на нескольких образцах [296, 312]. Плотность долеритов колеблется от 2,87 до 2,98 г/см^3, водопоглощение – от 0,13 до 0,98 %, пористость – от 1,06 до 2,08 %, потерь от дефектов при обработке раствором сернокислого натрия нет.

По своим физико-механическим и декоративным свойствам долериты могут быть использованы как щебень для балластного слоя железнодорожных

путей, как материал для приготовления гидротехнического бетона, как щебень для дорожного строительства, для распиливания на облицовочные плиты. Химический состав подавляющего большинства долеритов очень схож и характеризуется следующими данными: SiO_2 – 48–52 %, Al_2O_3 – 15–16,5 %, $Fe_2O_3 + MgO + CaO$ – 15–22 %. Такие данные свидетельствуют о том, что эти разности пород могут быть использованы в качестве сырья для производства каменного литья. Остальные месторождения долеритов на площади листа аналогичны вышеописанным.

К группе основных пород относятся также анортозиты, широко развитые в пределах Анабарского щита. *Месторождение Амбардах-Маган* (IV-4-2) расположено в западной части щита на правобережье одноименной реки и сложено анортозитами красивой равномерной темно-голубовато-серой окраски с наличием в них ирризирующего плагиоклаза. Анортозиты могут использоваться как декоративный облицовочный камень. Добываться могут открытым способом, запасы их неограничены [220].

Метаморфические породы. На территории листа метаморфические породы пользуются широким развитием в пределах Анабарского щита. Значительная их часть может быть использована в качестве строительных материалов. На карте полезных ископаемых показано четыре объекта, которые могут рассматриваться как месторождения строительных материалов.

Месторождение р. Илья 5 (IV-5-2) находится в среднем течении одноименной реки в поле развития метаморфических пород, представленных гиперстеновыми и двупироксеновыми плагиогнейсами с пачками и слоями кристаллических сланцев, биотит-гранатовых и гиперстен-гранатовых плагиогнейсов. Все эти породы характеризуются мелко- и среднезернистым строением, полосчатой или гнейсовидной текстурой и пластовой или параллелепипедальной отдельностью. На поверхности образуют элювиально-делювиальные развалы. Коренные выходы редки, однако мощность элювиально-делювиальных образований относительно невелика и составляет около 2–3 м [90]. Данные испытаний этих пород на смежной с востока территории показали пригодность перечисленных пород для использования в качестве бутового камня. Запасы их практически неограничены.

Другие месторождения метаморфических пород на площади листа аналогичны. Следует отметить, что некоторые разновидности метаморфических пород, представленные мигматизированными и гранитизированными гнейсами и гранитогнейсами, окрашенные в розовые, красно-серые цвета, могут найти применение в качестве облицовочного материала.

Мраморы. На территории листа выявлены два проявления мраморов и мраморизованных пород.

Проявление р. Ниж. Налэ 4 (III-2-9). Мрамор обнажается в контакте интрузии долеритов, на протяжении 40 км в обрывах р. Котуй и до 5 км по р. Ниж. Налэ. Цвет мрамора светло-серый или белый. На р. Ниж. Налэ эти породы окрашены в светло-зеленые и светло-розовые тона. Здесь их мощность в среднем около 2 м; прослеживаются они на десятки метров. Наибольшая мощность мраморов на р. Котуй достигает 30 м. Окрашенные разновид-

ности мраморов могут быть использованы в качестве облицовочного материала, а светло-серые и белые разности как строительный материал [50].

Проявление р. Дегде 5 (IV-3-1). Здесь в экзоконтактах интрузий долеритов с карбонатными породами некюлээхской свиты среднего рифея часто встречаются мраморизованные светло-серые до чисто белых доломиты. Они хорошо полируются и могут найти применение как облицовочный камень. Некоторые их разновидности, окрашенные в зеленые, иногда черные и лиловые тона и имеющие нередко полосчатую текстуру с красивыми узорами, можно использовать как поделочный камень. Несколько выходов мраморизованных доломитов, удобных для открытой разработки, находятся на левобережье р. Дегде. Ширина этих выходов (в осыпях) составляет 40–60 м при протяженности до 300 м. Величина отдельных глыб-блоков достигает 3 × 1 × 2 м. Выходы пестроокрашенных мраморизованных (поделочных) доломитов имеют мощность до 2–2,5 м и прослеживаются на расстояние 20–30 м [220].

Известняки. На территории листа особенно широко известняки развиты в вендско-кембрийских отложениях. С юга, запада и северо-запада они полосой шириной до 100 км окружают выходы пород докембрия. В качестве примера можно привести *месторождение р. Фомич 9* (I-5-1), расположенное в среднем течении одноименной реки. Здесь в приустьевой части р. Тогой-Юрях обнажаются нижнекембрийские карбонатные породы. Известняки имеют тонко-, среднеплитчатую и крупноглыбовую отдельность, массивную, реже комковатую текстуру, пелитоморфную, мозаичную и тонкозернистую структуру. Определен химический состав известняков (%): CaO – 46–49, MgO – 1–2, CO_2 – 37–40, который позволяет рекомендовать их для производства строительной извести. Кроме того, известняки могут быть использованы в качестве бутового камня, щебня и крошки, порошка, муки и пудры. Запасы известняков практически неограничены, в долине р. Фомич находятся удобные участки для их разработки [121].

Доломиты. Месторождения доломитов, так же как и известняков, приурочены к карбонатным толщам вендско-кембрийских отложений. Наиболее мощные обнажения доломитов находятся в обрывах рек Котуйкан и Котуй, где они образуют скальные выходы. На *месторождении р. Котуй 20* (III-2-5) мощность пластов доломитов достигает десятков метров, а протяженность выходов – нескольких километров. Доломиты в основном характеризуются толстоплитчатым и массивным сложением и обладают высокой прочностью. Они могут быть использованы как бутовый и строительный камень. Более чистые разности их, судя по данным химических анализов (среднее содержание MgO – 21–22 %, CaO – 28–30 %, CO_2 – 44–47 %) и требованиям промышленности, могут служить сырьем при производстве магнезиального цемента, а также использоваться для огнеупоров и флюсов в металлургии [50].

Глины кирпичные. Глинистые породы широко развиты в меловых и четвертичных отложениях на северо-западе листа (Енисей-Хатангская впадина) и в южной части листа (Аганылийская впадина). На карте полезных ископаемых показаны три месторождения кирпичных глин.

Месторождение Котуй 23 (I-1-7) расположено в нижнем течении р. Котуй, в 30 км к югу от с. Хатанга. На месторождении с 1936 по 1950 г. отрабатывались глины из огневской свиты нижнего мела и суглинки 1-й надпойменной террасы р. Котуй для нужд примитивного кирпичного завода. Позднее кирпич доставлялся в Хатангу Северным морским путем.

Учитывая возможность инфраструктурного роста территории, в районе месторождения и прилегающей территории в 1969–1971 гг. проведены поисково-разведочные работы на стройматериалы, прежде всего на кирпичные глины [363]. Лабораторные исследования глин дали отрицательные результаты.

Однако в 1976 г. при проведении аэрофотогеологического картирования масштаба 1 : 200 000 [395] отобрано шесть проб глинистого сырья, лабораторные и лабораторно-технологические испытания по которым проведены Опытным заводом ВНИИСТРОМ. Результаты этих испытаний дали возможность рекомендовать глинистые породы данной территории на проведение полных технологических и полузаводских испытаний на пригодность для производства обыкновенного глиняного кирпича. Все это в совокупности с опытом 1936–1950 гг. позволяет считать, что в случае необходимости эксплуатация месторождения или каких-то участков поблизости может быть возобновлена.

Глинистые породы Аганылийской впадины (*месторождение р. Мунгурунгда* – VI-2-5) на юге листа могут рассматриваться как потенциальное сырье для производства кирпича, приурочены к средне- и верхненеоплейстоценовым озерным отложениям, а также встречены в озерно-болотных отложениях верхнего неоплейстоцена. Они представлены темно-серыми и коричневато-серыми глинами, часто тонкослоистыми и ленточными разновидностями. Мощность их составляет обычно первые метры, редко достигая 20 м [398].

Песчано-гравийный материал. Песчано-гравийно-галечные отложения встречаются среди аллювия крупных рек и могут рассматриваться как строительный материал. Фактически потребность в этом виде сырья возникла только при производстве дорожных и других строительных работ в с. Хатанга. Ранее эти потребности удовлетворялись за счет разработки пойменных отложений р. Хатанга в районе пос. Новорыбное (за пределами листа R-48). Однако материал в данном месте является некондиционным, в нем содержится до 20–30 % глинистой примеси. Поэтому при поисковых работах в 1971 г. [363] было изучено месторождение песчано-гравийно-галечных смесей на р. Котуй, в районе устья р. Эриечка. *Месторождение р. Котуй* 19 – I-2-3 представлено двумя участками: на правом берегу реки – это пойменная терраса, образовавшаяся за счет переработки древнего конуса выноса р. Эриечка, на левом берегу – это обширная коса р. Котуй. Месторождение характеризуется пластово-линзообразной формой, изменчивой мощностью и постоянным составом. Изучена качественная характеристика сырья. По всем показателям гравийно-галечные смеси отвечают требованиям, предъявляемым к подсыпочному материалу, а гравийная фракция соответствует условиям ГОСТ 8736-57 «Гравий для строительных работ». Подсчитаны запасы сырья,

которые составили по категориям $B + C_1$ 1216 тыс. $м^3$, по категории C_2 – 575 тыс. $м^3$. Эти запасы более чем вдвое превышают потребности района в этом виде сырья.

Песчаники. Кварцевые песчаники рифейских отложений ильинской и бурдурской свит широко развиты в периферийном окружении Анабарского щита. *Месторождение р. Фомич 10* (II-6-1) расположено в верхнем течении р. Фомич. Здесь вдоль реки и ее притоков протягиваются на десятки километров отвесные (высотой до 100 м) уступы, представленные терригенными отложениями рифея. Они же слагают на водораздельных пространствах обширные среднеглыбовые элювиальные развалы мощностью в 2–3 м. Породы плитчатые и массивные плотные средне- и крупнокристаллические, обладают высокой прочностью, абразивностью, красивыми вишнево-красными, розовыми и кирпично-красными тонами окраски. Они характеризуются следующим химическим составом (%): SiO_2 – 80–91, Al_2O_3 – 4–6, Fe_2O_3 – 0,3–3,0. Песчаники могут быть использованы в строительстве в качестве щебня, бутового и стенового камня, а также как декоративный облицовочный материал. Запасы их неограничены [118].

ПРОЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Гипс. На территории листа выявлены три проявления гипса. Эти объекты имеют четкую стратиграфическую привязку и приурочены к нижней части старореченской свиты венда.

Проявление Уоран-Юрях (IV-2-4) расположено на р. Котуй в приустьевой части р. Уоран-Юрях. Оно приурочено к хемогенным отложениям старореченской свиты. Представлено пластом сплошного мелкозернистого гипса голубовато-белого и белого цвета мощностью 10–15 м. Пласт прослежен на 14 км, занимает площадь 392 $км^2$. Глубина залегания пласта колеблется от 0 до 120 м. По результатам химического анализа (SiO_2 – 0,54 %, Al_2O_3 – 0,05 %, Fe_2O_3 – 0,15 %, CaO – 32,60 %, MgO – следы, H_2O – 20,06 %, SO_3 – 45,77 %) гипс по ГОСТ 4013-48 относится к сырью 1-го сорта. Геологические запасы – 3,2 млрд т. Гипс может применяться как вяжущий материал и в других технических целях [312].

Проявления гипса р. Верх. Налэ (III-2-12) и *р. Котуй 22* (III-2-13) также приурочены к доломитам старореченской свиты, обнажающимся в береговых обрывах рек Котуй и Верх. Налэ. Здесь встречены отдельные невыдержанные прослои и линзы гипса мощностью 1–5 м, иногда до 10–11 м. По простиранию залежи гипса прослеживаются на несколько десятков метров. Наибольшая мощность слоев с вмещающими их гипсами составляет 20–23 м [50].

Кварциты. Кварциты, встречающиеся главным образом в составе метаморфических пород Анабарского щита, возможно, могут найти применение для изготовления огнеупорных материалов и в металлургии. На карте показано одно такое проявление.

Проявление р. Уоран-Юряге 1 (III-6-3) находится в верховье р. Уоран-Юряге, правого притока р. Котуйкан. Здесь отмечен крупный прослой квар-

цитов мощностью до 200–250 м при протяженности 8–9 км. Кварциты представляют собой почти мономинеральные породы, в которых помимо кварца (90–99 %) в небольших количествах присутствуют полевой шпат, гранат, салит, силлиманит, биотит и мусковит [219].

Глины красочные. На территории листа выявлено четыре проявления красочных глин.

Проявление Ессей (V-1-6) приурочено к одноименному массиву щелочно-ультраосновных пород ийолит-карбонатитового комплекса. В качестве естественных красителей могут использоваться коричневые и красно-бурые разности алюмофосфатсодержащих глинистых пород [308]. Естественные пигменты возникают также при поверхностном выветривании апатит-магнетитовых руд. Цвет минеральных пигментов от черного до коричневого, желтого и белого. Отмечаются два типа красочных пород. Первый – это элювиально-делювиальные отложения, состоящие преимущественно из тонкой железисто-фосфатной охры. Второй тип – это переотложенные в карстовые воронки продукты коры выветривания магнетит-апатитовых руд, представляющие собой вязкую ярко окрашенную массу. Химический состав такого пигмента: Fe_2O_3 – 80 %, P_2O_5 – 10 %. Он обладает густотой и ровностью окрашивания, смывается с трудом. Прогнозные ресурсы железных охр первого типа – 2,7 млн т, второго – 1,2 млн т [59].

Другой тип красочных глин представлен вивианитсодержащими разностями, который обнаружен в юго-восточной части листа в районе слияния рек Кукусунда и Ламуйка в *проявлениях р. Кукусунда 1* (V-6-8), *р. Кукусунда 2* (V-6-9), *р. Кукусунда 3* (V-6-10). Вивианит встречается в составе глинистых отложений средненеоплейстоценового возраста [296]. В проявлении Кукусунда 2 прослой монтмориллонитовых глин мощностью около 8 м прослежен на протяжении 1 км. В глинах на расстоянии 1–2,5 м от кровли вскрыт слой, обогащенный ярко-синим, реже зеленым вивианитом. Он наблюдается в виде мономинеральных разрозненных бобовидных конкреций размером 0,5–1,5 см или образует порошковидные примазки по трещинам, тонко пропитывающие глинистую массу. Содержание вивианита в этом слое визуально оценивается в 4–5 %.

Линзы вивианитсодержащих глин имеют мощность 1,0–1,5 м, протяженность – 50–80 м. Химический анализ глин, обогащенных вивианитом, показывает в них следующие содержания (%): P_2O_5 – 18,9–21,45, FeO – 26,05–29,59, Fe_2O_3 – 32,87–35,64, в то время как в глинах без видимой минерализации эти содержания на порядок ниже. Площадь распространения средненеоплейстоценовых глин в долине р. Кукусунда составляет десятки км^2.

Битум. Проявления битумов довольно широко развиты на площади листа и приурочены в основном к рифейским, вендским и нижнепалеозойским отложениям. Всего на карте показаны 16 проявлений битумов.

Группа проявлений в северо-западной части листа (II-1-11, 12, 14, 15) представляет собой битумопроявления среди отложений нижнего палеозоя. На правом берегу р. Котуй, в обрыве урочища Кысыл-Хая, в зеленовато-светло-серых плотных доломитах из верхней части разреза томпокской свиты

установлен нефтяной битум, слагающий сферическое включение до 3,5 см в поперечнике. При лабораторном исследовании битума были получены следующие результаты: содержание С – 82,5 %, Н – 10,1 %, С/Н – 8,1.

Скопления такого же битума встречены в средней части разреза бысыюряхской свиты нижнего ордовика, в 2 км западнее, в том же обрыве среди зеленовато-серых глинистых доломитов, залегающих между пачками красноватых мергелей. Эти скопления представляют собой три сближенные линзы мощностью 1–2,5 см и протяженностью около 30 см. Примазки асфальтитов встречены в контактовых зонах даек долерита, прорывающих отложения томпокской свиты на левом берегу р. Медвежья около устья р. Томпоко.

На территории листов R-48-VII-VIII рассеянные мелкие включения битума обычно в виде тонких пластинок размером 1–2 мм наблюдались в зеленовато-серых доломитах томпокской свиты верхнего кембрия и в коричневато-светло-серых доломитах каларгонской свиты верхнего девона. Чаще всего битумы присутствуют в тонкодисперсном состоянии в битуминозных доломитах, реже известняках. Количество битума в этих породах колеблется от десятитысячных до десятых долей процента. По данным люминесцентного анализа битуминозных доломитов среднего и верхнего кембрия, устанавливаются содержания осмоленного битума «А» от 0,001 до 0,2 %. В доломитах томпокской свиты присутствуют: маслянистый битум «А» в количестве 0,001 %; осмоленный битум «А» 0,0006–0,02 %; средний битум «А» 0,02–0,6 %; смолисто-асфальтеновый битум «А» 0,01–0,6 % [91].

Южнее описанной группы битумопроявлений также встречены несколько проявлений битумов (III-1-4, III-2-1, 3, 7, 14). Здесь на правом берегу р. Котуй около устья р. Кугда-Юрях (III-2-1) выявлено проявление битумов – асфальтитов, приуроченное к контакту дайки щелочно-ультраосновных пород с известняками нижнего кембрия. Асфальтиты наблюдаются в виде многочисленных вкраплений размерами до 0,4 см в поперечнике в изверженных породах и выполняют крупные (2 × 30 см) полости в ксенолитах известняков. Асфальтиты – черные, блестящие пластичные, легко загораются от пламени спички, содержат битум «А» в количестве 1,63 %. Кроме того, в доломитах и известняках рифея, венда и кембрия отмечаются рассеянные битумы. Битумосодержащие породы хорошо отличаются по внешнему виду своей темно-коричневой и коричневато-серой окраской. Нередко при ударе в свежем изломе они издают запах керосина. Максимальное содержание (0,04 %) рассеянных битумов выявлено в известняках нижнего кембрия [50]. По составу битумы отвечают мальтам и асфальтам [336].

Несколько проявлений битумов (I-6-2, 4, 5, 6) отмечаются также в северо-восточной части листа [59]. На этой территории в известняках немакит-далдынской свиты установлены включения окисленных битумов, содержание которых закономерно возрастает по направлению с запада на восток. В центральной части района они выполняют микроскопические поры диаметром до 1 мм и капиллярные трещины, проходящие между кристаллами кальцита. В восточной части района битумы пропитывают всю породу, которая приобретает темно-бурый цвет, располагаясь в ней в порах диаметром до 1 см и по густой сети капиллярных трещин. Изредка по стенкам трещин встречаются прожилки битумов мощностью до 1 см.

Битумы представляют собой твердое полувязкое вещество, издающее на свежем сколе резкий запах бензина. Под микроскопом в проходящем свете они изотропны и имеют темно-коричневый цвет с блеклым зеленым оттенком. Содержание битумов колеблется от 0,67 до 1,54 %. Элементарный состав битумов, по данным анализов: С – 68,2–69,9 %, Н – 7,7–10,9 % [121].

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Минерагеническое районирование площади листа основано на геологических, возрастных и генетических особенностях, контролирующих закономерности размещения полезных ископаемых. Оно проводилось по общепринятому принципу, заключающемуся в выделении в пределах надпорядковых площадей (провинций) минерагенических зон, областей – рудоносных или потенциально рудоносных площадей, совпадающих, как правило, со структурно-формационными зонами или областями. Ведущая минерагеническая специализация областей (зон) контролируется единым формационным комплексом пород, сформированных в течение одной из стадий (этапов) определенного тектоно-магматического цикла. В соответствии с требованиями масштаба составляемых карт, локализация объектов ограничивается площадями в ранге бассейнов, минерагенических областей и зон, рудоносных зон и рудных районов, а также рудных узлов. Их выделение проводилось по принципу оконтуривания площадей генетически связанных между собой рудных полей и отдельных месторождений, проявлений, а также по наличию прямых и косвенных признаков определенных рудных формаций.

Геологическая история развития территории листа разделяется на два крупных цикла: архейско-раннепротерозойский – протогеосинклинальный и рифейско-фанерозойский – платформенный, с присущими им определенными структурно-формационными комплексами. Этим двум крупным циклам отвечают две региональные минерагенические провинции: Анабарская и Восточно-Сибирская, которым соответствуют определенные наборы видов полезных ископаемых.

Анабарская минерагеническая провинция в пределах площади листа включает западную часть Анабарского щита, сформировавшегося в течение двух минерагенических этапов: позднеархейского и раннепротерозойского.

Для позднеархейского минерагенического этапа характерны проявления полезных ископаемых метаморфического генетического типа: железных руд (магнетитовые кристаллические сланцы и кварциты), алюминиевых руд (гнейсы с повышенной концентрацией силлиманита и кордиерита), абразивного сырья (гранатовые гнейсы), графита. К этому этапу отнесены **Маган-**

ская графит-глинозем-гранатовая (1 gr,Al,gp/AR_2) и **Центрально-Анабарская глинозем-железорудная** (2 Fe,Al/AR_2) **прогнозируемые минерагенические зоны.** Маганская зона охватывает юго-западную часть Анабарской провинции, большей частью она расположена в пределах описываемого листа и только ее небольшой юго-восточный фрагмент уходит за его пределы. На территории зоны выявлены проявления граната, графита, глинозема. Помимо того, здесь же обнаружены проявления железа и пункты минерализации апатита. Центрально-Анабарская зона в пределах листа представлена только небольшим северо-западным фрагментом. Преобладающая ее часть расположена восточнее, в пределах листа R-49, где и обнаружены основные представляющие зону рудные объекты железа и глинозема.

Раннепротерозойскому минерагеническому этапу в пределах площади листа отвечают **Котуйкан-Монхолинская медно-никелевая уран-редкоземельная** (3 TR,U,Cu,Ni/PR_1), **Ламуйкская торий-полиметаллическая** (5 Cu, Pb,Th/PR_1) и **Чурбукулахская свинцово-медно-никелевая** (4 Ni,Cu,Pb/PR_1) **прогнозируемые минерагенические зоны**, соответствующие одноименным зонам регрессивного метаморфизма. Они характеризуются длительностью и унаследовательностью развития, большим пространственным протяжением, большой глубиной заложения, их развитие сопровождалось интенсивными процессами катаклаза, милонитизации, повторного складкообразования, регрессивного метаморфизма и проявлением основного и кислого магматизма с неоднократной мигматизацией и гранитизацией. На фоне регионального архейского метаморфизма гранулитовой фации полиметаморфические зоны глубинных разломов представляются как зоны диафтореза. Отчетливо устанавливается наложение метаморфизма более низких ступеней (амфиболитовой, реже эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой) на минеральные ассоциации гранулитовой фации. Значительные площади занимают мигматиты и свойственные этой зоне двуслюдяные граниты и мусковитовые пегматиты. К этим зонам приурочены самые крупные плутоны габброанортозитов, габброноритов, гранодиорит-граносиенитов, а также друзитовые габбронориты. Проявления полезных ископаемых относятся к метасоматическому, гидротермальному, гидротермально-метасоматическому, реже пегматитовому типам. Среди них отмечены проявления и пункты минерализации меди, никеля, урана, тория, молибдена, редких земель, мусковита, керамических материалов, реже цинка, золота.

Котуйкан-Монхолинская зона имеет линейное северо-северо-западное простирание, расположена между Маганской и Центрально-Анабарской минерагеническими зонами. Это наиболее детально изученная как в геологическом, так и в минерагеническом отношении зона диафтореза. На площади листа обнажается северо-западная часть зоны, к которой приурочены самые крупные плутоны габбронорит-анортозитов, габброноритов и свойственные этой зоне двуслюдяные граниты и мусковитовые пегматиты. Проявления полезных ископаемых локализованы в зонах милонитизации или вблизи них, в зонах метасоматоза вблизи гранитоидных интрузий, а также в зонах пегматитизации с мусковитом и редкоземельной минерализацией. В ее пределах выявлены проявления редких земель, урана, молибдена, пункты медно-никеле-

вой минерализации. Помимо того, здесь обнаружены проявления мусковита, золота, полевошпатового и кварцевого керамического сырья.

Ламуйкская прогнозизируемая минерагеническая зона в целом наследует простирание гранулитовых толщ Маганской минерагенической зоны. Границы зоны постепенные и проводятся по проявлению процессов диафтореза и интенсивной гранитизации. Она отличается частыми и обширными участками не полностью диафторированных гранулитов, где установлены проявления железа и алюминия. Характерно ограниченное распространение основных интрузивных образований и широкое развитие аляскитовых гранитов, с которыми могут быть связаны перспективы на редкие земли и торий.

Чурбукулахская прогнозируемая зона находится в крайней юго-западной части Анабарского свода, имеет неясные западные и восточные границы, слабо затронутые процессами регрессивного метаморфизма. Минерагеническая характеристика этой зоны в целом характеризуется сохранностью минеральных ассоциаций гранулитовой фации и весьма ограниченными наложенными процессами регрессивного метаморфизма. Для зоны характерны анортозиты, порфиробластовые гранодиориты и граносиениты, а также аляскиты и двуслюдяные граниты. Обнаружены пункты минерализации меди и проявление редких земель, имеются потенциальные перспективы на свинец и никель.

Восточно-Сибирская минерагеническая провинция, занимающая основную часть площади листа, отражает становление и развитие платформенного чехла, сформировавшегося в течение рифейского, вендско-кембрийского, ордовикско-раннесилурийского, позднесилурийско-раннекаменоугольного, среднекаменноугольно-триасового, юрско-мелового и палеоген-неогенового этапов, характеризующих геологическое развитие платформы.

Рифейский этап представлен древнейшими образованиями осадочного чехла, залегающими с резким угловым несогласием на кристаллическом фундаменте и на раннепротерозойских корах выветривания. Они формировались в период воздымания орогенов с заложением внутриконтинентальных авлакогенов, рифтов и широким развитием базитового магматизма, которые существенно ограничили процессы седиментации: к югу от современных границ Анабарского щита кристаллические породы перекрываются непосредственно отложениями венда. В конце среднего рифея вся территория щита испытала длительное поднятие и размыв. Денудированные и пенепленизированные терригенно-карбонатные отложениях рифея, а также архейско-раннепротерозойские кристаллические образования Анабарского щита и развитые по ним коры выветривания несогласно перекрываются отложениями вендско-кембрийского этапа осадконакопления. Начиная с рифея, территория приобретает типичный платформенный режим развития с характерной для него минерагенией.

С рифейско-кембрийским минерагеническим этапом связана стратиформная минерализация свинца, цинка, проявления урана, битумов, фосфоритов, гипса. Выделяется обширная **Анабарская ураноносная гипс-свинцово-цинковая рифейско-кембрийская прогнозируемая минерагеническая область** (6 Pb,Zn,g,U/RF–Є). Она охватывает полукольцом шириной от 40–60 до 130–150 км кристаллические образования Анабарского щита, в пределах вы-

хода пород рифея, венда, нижнего и среднего кембрия. Многочисленные пункты минерализации свинца, цинка и меди, а также спорадическая вкрапленность сфалерита, галенита и, реже, халькопирита отмечены в отложениях всех свит рифея, а также в отложениях старореченской свиты венда, в вендско-кембрийских отложениях немакит-далдынской и маныкайской свит, в объединенных отложениях кугдаюряхской и улахан-арымасской свит нижнего кембрия, в нижне-среднекембрийских отложениях куонамской свиты. Характерны также многочисленные шлиховые потоки сфалерита и галенита. В пределах северо-западного склона Анабарского щита в секущих пластообразных интрузиях и хонолитах котуйканского комплекса, залегающих в отложениях нижнего рифея, в шлировых обособлениях установлена титановая минерализация, представленная относительно высокими содержаниями (до 10 % и более) ильменита.

Анабарская минерагеническая область включает также проявления гипса в старореченской свите венда. В районе р. Уоран-Юрях (правый приток р. Котуй) мощности отдельных пластов гипса достигают 20–25 м, а суммарная мощность пластов гипса в разрезе средней толщи составляет около 80 м. В медвежинской свите нижнего кембрия установлены проявления фосфоритов.

В пределах Анабарской рифейско-кембрийской минерагенической области вдоль северо-западного склона Анабарского щита полосой северо-восточного простирания протягивается *Западно-Анабарская урановосная рифейская прогнозируемая зона* (6.1 U/RF), включающая две потенциальные урановорудные зоны.

Непосредственно вдоль северо-западного выхода архейско-нижнепротерозойских кристаллических пород фундамента в пределах широкого развития дорифейских кор выветривания выделяется *Мукунская потенциальная урановорудная зона* (6.1.1 U/RF). Контуры зоны охватывают полосу развития отложений ильинской, бурдурской и лабазтахской свит рифея шириной от 10–15 до 40–45 км, общей протяженностью около 300 км.

Западнее выделяется *Усть-Ильинская потенциальная урановорудная зона* (6.1.2 U/RF), приуроченная к углеродсодержащим терригенным породам усть-ильинской свиты. В аэрорадиометрических полях она трассируется ореолами повышенных содержаний урана. Мощность рудоносного горизонта – около 40 м, протяженность зоны – 230–250 м. Основными урановыми минералами здесь выступают урановые черни – налеты и корочки на поверхности аутигенного пирита. Содержание урана в породе обычно 0,01–0,03 %, в рудопроявлении Балыга-Суох – 2 % [165].

Последующие два этапа геологического развития территории – ордовикско-раннесилурийский и позднесилурийско-раннекаменоугольный – в минерагеническом отношении на площади листа не проявлены. Интрузивные образования позднедевонско-раннекаменноугольного кимберлитового магматизма, а также проявления каменной соли в девонских отложениях известны лишь за пределами площади листа.

Среднекаменноугольно-триасовый этап протекал в условиях резкой смены тектонического режима и перестройки структурного плана. Важнейшей особенностью этого этапа является формированиие угленосной формации и про-

явление уникального по своим масштабам базитового, кимберлитового и щелочно-ультраосновного магматизма.

На границе ранней и средней эпох каменноугольного периода произошел переход к преимущественно континентальным условиям осадконакопления, аридный климат сменился на гумидный, карбонатное осадконакопление на терригенное, которое протекало в условиях, благоприятных для образования угленосных отложений. В результате на всей Сибирской платформе сформировался значительный по масштабам **Тунгусский угленосный среднекаменноугольно-пермский бассейн** (7 УК,УБ/C_{2-3}–P), небольшой фрагмент которого расположен в северо-западной части листа. На этом участке основное угленакопление приурочено к потокойской свите средней–верхней перми. Проявления и месторождения каменного угля располагаютя вдоль долины р. Котуй, что позволяет выделить здесь *Котуйский каменноугольный пермский район* (7.1 УК/P). В пределах района выявлено два малых месторождения (одно из которых практически отработано) и 10 проявлений каменного угля, которые потенциально при проведении геологоразведочных работ могут быть переведены в ранг месторождений.

Начало индского века знаменуется общим поднятием платформы с преобладанием восходящих тектонических движений, на фоне которых происходит внедрение многочисленных интрузий катангского и оленёк-велингнинского комплексов, выбросы туфов и излияние базальтов. С интрузиями оленёк-велингнинского комплекса на площади листа связаны небольшие по масштабам контактово-метасоматические проявления железа и графита. Южнее площади листа в Велингнинской, Нинимской, Верхне- и Нижнетомбинской интрузиях этого комплекса были выявлены медно-никелевые прожилково-шлировые руды. Завершают историю раннего триаса интрузивные фазы щелочного трахидолеритового магматизма авамского и эбехаинского комплексов.

В среднем и позднем триасе широко проявился щелочно-ультраосновной магматизм, представленный дайками, жилами, штоками, интрузиями центрального типа ийолит-карбонатитового маймеча-котуйского комплекса, а также кимберлитовый магматизм, представленный многочисленными трубками и дайками харамайского и далбыхского комплексов. В минерагеническом отношении данный этап характеризуется наличием на листе двух крупных минерагенических таксонов – Маймеча-Котуйской редкоземельно-глинозем-железорудно-апатитовой средне-позднетриасовой минерагенической области и Котуй-Анабаро-Оленёкской алмазоносной триас-юрской прогнозируемой минерагенической области.

К **Маймеча-Котуйской редкоземельно-глинозем-железорудно-апатитовой средне-позднетриасовой минерагенической области** (8 ap,Fe,Al,TR/T_{2-3}) приурочены месторождения и проявления апатита, железа, флогопита, хризолита, проявления титана, алюминия (в виде нефелина), циркония, ниобия, редких земель, платиноидов. По территориальному и минерагеническому признакам в составе области выделено четыре рудных узла.

Одихинча-Кугдинский хризолит-флогопит-титановорудный узел (8.0.1 Ti,phl,chl/T_{2-3}) включает одноименные массивы, расположенные в 30 км друг

от друга. Узел характеризуется наличнем в нем месторождений флогопита, хризолита, проявлений титана, алюминия, ниобия, редких земель и платины.

Маган-Ыраасский глинозем-железорудно-апатитовый узел (8.0.2 ap,Fe,Al/$T_{2–3}$), расположенный в непосредственной близости к выходам архейско-раннепротерозойских кристаллических пород Анабарского щита, включает в себя два щелочно-ультраосновных массива – Маган и Ыраас, удаленные друг от друга на расстояние 30–40 км. По своему минерагеническому потенциалу, запасам и прогнозным ресурсам это наиболее значимый рудный узел в пределах листа. В нем находятся крупные месторождения апатита, железа, флогопита, проявления алюминия, титана и серпофита.

Далбыха-Бор-Уряхский железорудно-флогопит-титановорудный узел (8.0.3 Ti,phl,Fe/$T_{2–3}$) включает в себя два относительно небольших щелочно-ультраосновных массива – Далбыха и Бор-Урях, расположенные у западной рамки листа в 35–40 км друг от друга. Здесь выявлены месторождение флогопита, проявления железа, титана, ниобия, редких земель, апатита, хризолита.

Ессейский цирконий-железорудно-апатитовый узел (8.0.4 ap,Fe,Zr/$T_{2–3}$) приурочен к относительно обособленному самому южному в Маймеча-Котуйской области Ессейскому щелочно-ультраосновному массиву. В пределах узла выявлены месторождения апатитовых руд, железа, проявления алюминия, циркония, редких земель, красочных глин в коре выветривания.

Котуй-Анабаро-Оленёкская алмазоносная триас-юрская прогнозируемая минерагеническая область (9 di/T–J) занимает практически всю территорию листа кроме его юго-западного угла. Такое широкое развитие области обусловлено потенциальной возможностью обнаружить кимберлитовый магматизм на всей этой территории, включая Анабарский щит. Данное обстоятельство подтверждается выявлением кимберлитов Харамайского и Далбыхского полей, а также широким развитием многочисленных кимберлитовых полей мезозойского возраста Восточного Прианабарья, расположенных за рамками данного листа.

Проведенными поисковыми работами установлена повсеместная, хотя и бедная алмазоносность кимберлитов харамайского комплекса, что позволило выделить в составе Котуй-Анабаро-Оленёкской области *Харамайский алмазоносный среднетриасовый район* (9.1 di/T_2). Бедная алмазоносность характерна для всех кимберлитов мезозойского возраста на Сибирской платформе. Основной фактор степени алмазоносности кимберлитов, с нашей точки зрения, связан с глубиной их формирования. Мезозойский кимберлитовый магматизм на Сибирской платформе, по сравнению со среднепалеозойским, затронул более высокие горизонты мантии. Последние содержат меньшее количество глубинных включений, обладают сравнительно пониженной магнезиальностью и характеризуются невысокой алмазоносностью.

Установившаяся в триасе тенденция к общему поднятию территории привела к возникновению континентального режима, который существовал на протяжении всего юрского периода. В раннем мелу, в валанжинском веке, началось медленное опускание территории, которое привело к трансгрессии моря в пределы приплатформенного крыла Енисей-Хатангского прогиба, где нижнемеловые мелководно-морские отложения согласно перекрываются ла-

гунно-континентальными глинисто-песчаными угленосными формациями. В мелу доминировал теплый влажный климат, существовала обильная растительность, в областях сложных озерно-речных систем создавались благоприятные условия для формирования торфяных залежей, за счет которых в дальнейший период образовались бурые угли.

Этап угленакопления характерен для восточной части Сибирской платформы, где выделяется **Ленский угленосный позднеюрско-раннемеловой бассейн** (10 УБ/J_3–K_1). В крайней северо-восточной части листа, в рамках бассейна выделен *Хатангский буроугольный раннемеловой район* (10.1 УБ/K_1). В пределах данного района разведано и начало эксплуатироваться Хатангское буроугольное месторождение. Помимо того, в распространенных здесь меловых отложениях встречаются пласты углей, некоторые из которых достигают рабочей мощности. Они недостаточно изучены и соответственно на карте показаны как проявления.

Эпоха продолжительностью от мела до олигоцена характеризуется стабилизацией тектонических условий и длительным региональным выравниванием. В конце позднего мела – начале палеогена на денудационной равнине в условиях влажного жаркого климата происходило формирование латеритных кор выветривания и образование бокситов в карстовых полостях. Палеоцен-эоценовые продуктивные на бокситы отложения в виде отдельных фрагментов на карбонатных кембрийских породах установлены в юго-западной части листа.

Бокситопроявления характерны для всей юго-западной части Анабаро-Оленёкской антеклизы в поле развития карбонатных отложений, в том числе и за пределами описываемого листа. Здесь выделяется **Прианабарская бокситоносная мел-палеогеновая прогнозируемая минерагеническая область** (11 Al/K–₽). Она фиксируется повсеместным распространением бокситовых галек в четвертичных отложениях, а на отдельных участках – развитием карста, заполненного бокситоносными отложениями.

Непосредственно в пределах листа, на участке сгущения бокситовых проявлений в бассейне р. Тукалан – левого притока р. Котуй выделен *Тукаланский бокситоносный мел-палеогеновый район* (11.1 Al/K–₽), включающий семь проявлений бокситов, представленных участками широкого развития на карбонатном цоколе многочисленных карстовых воронок, содержащих бокситоносные глинистые осадки в виде переотложенных кор выветривания, образовавшихся, предположительно, в результате гипергенных преобразований интрузий долеритов преимущественно оленёк-велингнинского комплекса.

ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА НА ТВЕРДЫЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В данном разделе приводится перспективная оценка территории листа R-48 на те виды полезных ископаемых, которые являются профилирующими и могут быть востребованы при хозяйственном освоении этой площади. К ним относятся уголь каменный, уголь бурый, железо, титан, алюминий, апатиты, флогопит, хризолит. Оцениваются также перспективы таких про-

блемных для данной территории видов полезных ископаемых, как алмазы, полиметаллы, редкие металлы и редкие земли, золото и платиноиды, уран.

В основу оценки перспектив территории листа R-48 положены данные геологических съемок масштаба 1 : 200 000, геологические карты и карты полезных ископаемых масштаба 1 : 1 000 000, а также материалы тематических исследований. Рассматривая перспективы территории листа, следует иметь в виду, что данная площадь расположена в пределах необжитого района с крайне низко развитой инфраструктурой и в неблагоприятных климатических условиях Арктики. Поэтому даже выявленные и доказанные в результате всех геологических исследований расположенные на данной территории крупные месторождения апатитов и железа не являются в настоящий момент актуальными для их промышленного освоения. Вместе с тем, комплексный характер минерализации, разнообразие типов и форм ее проявления дают основание предполагать значительный минерагенический потенциал территории листа и возможность обнаружения объектов промышленной значимости.

Уголь каменный. Как уже отмечалось в гл. «Полезные ископаемые», на площади листа известны два малых месторождения и множество проявлений каменного угля. Некоторые из последних при их детальном изучении могут быть переведены в разряд малых месторождений. Средних и крупных месторождений, учитывая небольшие мощности угольных пластов и их ограниченное распространение по площади, ожидать не приходится.

Одно из месторождений – Каякское – эксплуатировалось в течение почти 50 лет и при годовой добыче около 50 тыс. т удовлетворяло потребности Хатангского района в энергетическом топливном сырье. В настоящий момент часть месторождения (участок 1 – левобережье руч. Каяк) практически отработана. Освоение другой его части (участок 2 – правобережье руч. Каяк) отложено из-за относительно крупных капитальных затрат на проведение горно-подготовительных работ.

Все месторождения и проявления каменного угля на площади листа объединены в единый Котуйский каменноугольный район (7.1 УК/Р), который рассматривается как отдельный небольшой фрагмент обширного Тунгусского угленосного бассейна (7 УК,УБ/C_{2-3}–Р). Основным поисковым критерием проявлений каменных углей является стратиграфический фактор, их приуроченность к терригенным угленосным отложениям потокойской свиты средней–верхней перми.

В пределах каменноугольного района, после проведенных разведочных и поисковых работ на месторождениях Каяк, Горное, проявлении Кысыл-Хая-Юрях и с учетом эксплуатации месторождения Каяк по состоянию на 1.01.2014 г., запасы и ресурсы каменного угля [310] составляют (тыс. т): категорий В + C_1 – 8689, C_2 – 3975, P_1 – 5373. Раздельно по объектам данные приведены в гл. «Полезные ископаемые». Прогнозные ресурсы категории P_3 в целом для Котуйского района оценены исходя из следующих расчетов. При средней мощности угольного пласта 1 м и плотности угля 1,25 т/м^3 удельная продуктивность составит 1,25 т/м^2 или 1 250 000 т/км^2. При площади угленосной части Котуйского района (выходы пермских отложений 40 км^2) прогнозные ресурсы составят 50 000 тыс. т.

Таким образом, оценка ресурсов каменного угля позволяет считать, что принципиально Хатангский район при нынешнем уровне его потребностей и даже с учетом их некоторого роста может обеспечиваться собственным энергетическим сырьем. Вопрос только в себестоимости его добычи и транспортировки потребителям и в сравнении со стоимостью завоза угля из внешних источников Северным морским путем, что практикуется в настоящее время.

Уголь бурый. Самая северо-западная часть листа, находящаяся в пределах Енисей-Хатангского прогиба, относится к широко распространенному в восточной части Сибирской платформы Ленскому угленосному позднеюрско-раннемеловому бассейну (10 УБ/J_3–K_1). Непосредственно на данной площади наиболее угленосными являются отложения санга-салинской и огневской свит нижнего мела, что позволяет выделить здесь Хатангский буроугольный район (10.1 УБ/K_1). Таким образом, основной поисковый критерий буроугольных проявлений – это стратиграфический фактор, приуроченность их к указанным стратиграфическим подразделениям.

Вопрос об оценке территории в отношении бурых углей вставал еще при эксплуатации Каякского каменноугольного месторождения, когда стали истощаться запасы его осваиваемого участка 1 и возросли расходы на его транспортировку потребителям. Поскольку угленосность меловых отложений Енисей-Хатангского прогиба была достаточно хорошо известна, а основной местный потребитель энергетического сырья с. Хатанга буквально стоит на этих отложениях, то, естественно, была поставлена задача нахождения близкого источника топливных ресурсов. В итоге проведенных в течение 1993–2001 гг. нескольких стадий поисковых и поисково-оценочных работ, более подробно описанных в гл. «Полезные ископаемые», были получены положительные результаты и произведена оценка запасов и ресурсов прежде всего Хатангского месторождения, расположенного непосредственно около одноименного поселка.

В результате по состоянию на 1.01.2014 г. ресурсы бурого угля на Хатангском месторождении [304, 307] составляют (тыс. т) по категориям: P_1 – 10 100, P_2 – 47 100. Прогнозные ресурсы категории P_3 в целом для Хатангского района оценены исходя из следующих расчетов. При средней мощности угольного пласта 1 м и наличия двух таких пластов, плотности угля 1,25 т/м^3 удельная продуктивность составит 2,5 т/м^2 или 2 500 000 т/км^2. При площади угленосной части Хатангского района в 40 км^2, прогнозные ресурсы составят 100 млн т. На баланс поставлены по категории C_1 – 1265 тыс. т, по категории C_2 – 181 тыс. т, резерв подгруппы «а» по категории C_1 – 3483 тыс. т, по категории C_2 – 245 тыс. т. Всего по месторождению числится на балансе по категории C_1 4748 тыс. т, по категории C_2 – 426 тыс. т.

В итоге, рассматривая совместно ресурсы каменного и бурого углей, можно констатировать, что территория Хатангского района является энергетически обеспеченной местным топливом, если только не возникнет необходимость резкого и существенного экономического роста территории. В настоящее время Хатангское месторождение бурых углей эксплуатируется для нужд с. Хатанга. Экспортные возможности углей, добываемых на данной территории, нереальны из-за относительно невысоких их ресурсов и сложной транспортной инфраструктуры.

Железо. Железорудные месторождения и проявления разных генетических типов определяют металлогеническую специализацию территории листа. Основную роль играют месторождения и проявления апатит-магнетитовой и титаномагнетитовой рудных формаций, приуроченных к щелочно-ультраосновным массивам Маймеча-Котуйской минерагенической области (8 ар,Fe,Al,TR/$T_{2–3}$). Магматический фактор является определяющим для данного типа объектов. Как поисковый признак следует отметить геофизический фактор – все железорудные объекты хорошо выражены в магнитных полях, образуя аномалии значительной амплитуды. Учитывая это обстоятельство, следует заметить, что даже при относительно низкой изученности открытие новых крупных железорудных объектов на данной территории маловероятно. Однако и известных объектов достаточно, чтобы определить наличие здесь крупной железорудной провинции. Второй по значимости генетический тип железорудных объектов – это метаморфизованные магнетитовые кварциты и гнейсы Анабарского щита, многочисленные проявления которых отмечены в гл. «Полезные ископаемые». Запасы и ресурсы основных железорудных объектов [50, 296, 308, 309, 317, 335] приведены в сводной табл. 13.

Таблица 13

Запасы и ресурсы основных железорудных объектов на площади листа R-48 (в млн т)

Типы руд и объекты	Категория C_2	Категория P_1	Категория P_2	Категория P_3
Апатит-магнетитовые руды				
Месторождение Ыраас	1981			
Месторождение Эссей	599,5			
Магнетитовые руды				
Проявление Маган		1500	540	
Месторождение Эссей		698,4		
Железистые кварциты				
Группа проявлений Кентере				200
Итого	*2580,5*	*2198,4*	*540*	*200*

Как видно из этой таблицы, территория листа обладает значительными ресурсами железных руд, однако их освоение из-за неблагоприятного географического положения возможно только в далекой перспективе.

Титан. Проявления титана генетически связаны со щелочно-ультраосновными массивами, прежде всего с теми, в которых преобладают ультраосновные разновидности этого комплекса. Таких массивов на территории листа два: Кугда и Бор-Урях, на других – ультраосновные породы имеют подчиненное значение.

Титан находится в двух минеральных формах: в виде титаномагнетита и перовскита, при этом в целом титаномагнетит преобладает. Оценка титанового оруденения в основном проводилась на первых этапах изучения щелочно-ультраосновных массивов работами НИИГА с поисковыми целями на флого-

пит и редкие металлы в 1950–1960 гг. Детальных работ на титан также не проводилось и при оценке апатитового оруденения. Несмотря на это, проведенных исследований было достаточно, чтобы установить крупные масштабы титанового оруденения, так как и титаномагнетит, и перовскит часто выступают как породообразующие минералы с содержаниями 15–20 % и нередко более.

В то же время никаких точных количественных расчетов прогнозно-ресурсной оценки титанового оруденення не проводилось, за исключением оценки ресурсов титаномагнетитовых руд на массиве Кугда в 625 тыс. т руды на 1 м углубки [314]. Из этих расчетов до глубины 300 м определены ресурсы в 187,5 млн т, которые не могут быть оценены выше категории P_2.

На массиве Бор-Урях и такой оценки не было. Поэтому по аналогии с массивом Кугда, с учетом соотношения площадей развития ультраосновных пород (1 : 1,9), прогнозные ресурсы титановых руд проявления Бор-Урях оценены в 100 млн т, которые отнесены к категории P_3.

Подводя итог вышесказанного, можно заключить, что на территории листа находятся два крупных объекта титановых руд, окончательная оценка которых может быть дана только в случае необходимости их промышленного освоения, что в ближайшей перспективе по конъюнктурным соображениям вряд ли потребуется.

Алюминий. Из трех типов рудных формаций проявлений алюминия, отмеченных в гл. «Полезные ископаемые», на территории листа возможное практическое значение имеют бокситовая карбонатная и апатит-нефелиновая рудные формации. При этом первая характеризуется относительно высоким качеством руд, но незначительными масштабами оруденения, а вторая обладает громадными ресурсами, но низким качеством руд.

На карте полезных ископаемых показаны три проявления алюминиевых руд апатит-нефелиновой рудной формации. Основной поисковый фактор этого типа руд – магматический. Наиболее значимое из этих проявлений – массив Маган, бóльшую часть которого занимают ийолиты и нефелиновые сиениты. Основным рудным компонентом является нефелин, с учетом количества которого содержание глинозема в алюминиевых рудах достигает 25 %. Это низкие содержания даже для данного типа руд, в то же время технологические испытания показали принципиальную возможность получения из них нефелинового концентрата, а в дальнейшем и глинозема, что позволяет рассматривать данный объект как перспективный. Площадь развития нефелинсодержащих пород на массиве – около 30 км^2, распространены они на глубину более 500 м, поэтому ресурсы их фактически неисчерпаемы. Однако реальность их освоения лежит далеко за пределами ближайшего будущего.

Несколько иная ситуация обстоит с проявлениями бокситовой карбонатной формации, принадлежащими к Прианабарской бокситоносной области (11 Al/K–₽). Здесь бокситы в коренном залегании установлены в виде карстовых залежей в пределах полей развития карбонатных пород кембрия. Основными факторами оруденения данного типа являются литологический и геоморфологический. Литологический фактор определяется наличием благоприятных для карстообразования карбонатных пород. Геоморфологический фактор заключается в формировании пенепленизированных поверхностей вы-

равнивания, на которых в определенных климатических условиях образуются коры химического выветривания с обогащением его конечных продуктов глиноземом.

На некоторых площадях отмечаются участки сгущения и скопления карстовых образований с бокситоносными отложениями. Один из таких участков выделен в качестве Тукаланского бокситоносного мел-палеогенового района (11.1 Al/K–₽) в пределах нижнего течения р. Тукалан, левого притока р. Котуй. На нем в конце 1970-х годов проведены поисково-оценочные работы с применением аэромагнитной съемки масштаба 1 : 25 000 и бурения.

По результатам этих работ в пределах Тукаланского района локализован перспективный Мустахский участок, на котором наблюдаются многочисленные карстовые воронки с пластами бокситоносных отложений мощностью от первых метров до 20–25 м. Ресурсы руд в каждой из таких воронок незначительны – от первых тысяч тонн до 40–50 тыс. т. Но, с учетом их близкого расположения, они могут представлять собой мелкие бокситовые месторождения. Аналогом могут служить месторождения Ибджибдек и Пуня, разведанные на Чадобецком поднятии в центральной части Красноярского края [58]. Возможно выявление отдельных участков слияния карстовых воронок с возникновением так называемых польевых образований, где ресурсы руд могут существенно повышаться.

Авторы отчета по поисковым работам [404] произвели подсчет прогнозных ресурсов на Мустахском участке, которые составили 37,6 млн т для бокситовых руд категории P_2 и 182,5 млн т для категории P_3. Поскольку ресурсы категории P_3 определены только для Мустахского участка, то для всего Тукаланского района они округлены до 200 млн т.

Таким образом, в пределах всей Прианабарской бокситоносной области (11 Al/K–₽) возможно обнаружение мелких, в лучшем случае средних (если удастся выявить котловинный или польевый тип) месторождений бокситовых руд. Перспективы их промышленного освоения с учетом инфраструктуры района низки. Ведь даже месторождения Чадобецкого района, в том числе и крупное Центральное месторождение котловинного типа, расположенные в непосредственной близости от строящегося Богучанского алюминиевого завода, администрация компании РУСАЛ не планирует использовать. На этом заводе предусматривается использование глинозема, полученного на Украине из высококачественных африканских руд. Поэтому перспективы карстовых бокситов севера Красноярского края в ближайшем будущем можно не рассматривать.

Апатит. Как отмечалось в гл. «Полезные ископаемые», апатит является профилирующим видом полезных ископаемых на площади листа R-48, поскольку на этой территории расположены несколько крупных месторождений этого вида минерального сырья, детально описанных в соответствующем разделе записки. Основной фактор локализации апатитового оруденения – магматический. Все объекты, за исключением месторождения Маган, несмотря на разнообразие типов руд, приурочены преимущественно к карбонатитам щелочно-ультраосновных массивов центрального типа. Апатит-магнетит-форстеритовая минерализация связана с завершающей стадией карбонатитового магматизма. Некоторые исследователи выделяют ее даже как

самостоятельную фазу магматизма. Особняком стоит месторождение Маган, где апатитовое оруденение связано с образованием фенит-эгиринитовой каймы на контакте ийолитов с существенно кварцевыми терригенными вмещающими породами. По сути это контактово-метасоматический генетический тип месторождения. На некоторых месторождениях существенную долю в ресурсах фосфатного сырья составляют рудные тела кор выветривания. В них образуются обогащенные пятиокисью фосфора карбонат-лимонит-франколитовые руды.

На территории листа расположена значительная часть щелочно-ультраосновных интрузий маймеча-котуйского комплекса, определяющих положение одноименной редкоземельно-глинозем-железорудно-апатитовой среднепозднетриасовой минерагенической области (8 ар,Fe,Al,TR/$T_{2–3}$).

В результате проведенных в 1970–1980 гг. поисковых и поисково-оценочных работ определены запасы и ресурсы апатитовых руд на четырех объектах. Подробно по каждому объекту указаны минеральные типы руд, их объемы, средние содержания P_2O_5, коэффициенты рудоносности, которые приведены в гл. «Полезные ископаемые». Запасы и ресурсы P_2O_5 по всем объектам листа [306, 308, 309, 317] приведены в табл. 14.

Таблица 14

Запасы и ресурсы P_2O_5 на площади листа R-48 (в млн т)

Типы руд и объекты	Категория C_2	Категория P_1	Категория P_2
Первичные руды			
Месторождение Маган	117,24	11,4	23,1
Месторождение Ыраас	83,93		
Месторождение Ессей	46,67	19,73	
Проявление Далбыха			35
Итого первичные руды	247,84	31,13	58,1
Вторичные руды			
Месторождение Маган		1,2	
Месторождение Ыраас	61,73		
Месторождение Ессей	26,36		
Итого вторичные руды	88,09	1,2	
Всего	*335,93*	*32,33*	*58,1*

Суммарные запасы и ресурсы апатитовых руд являются одними из крупнейших в России и, естественно, встал вопрос о возможности их промышленного освоения. В 1979 г., еще до проведения поисково-оценочных работ на месторождениях Ессей, Ыраас и Маган, институтом «Госгорхимпроект» составлен предварительный технико-экономический доклад, на основании которого Министерство геологии РСФСР приняло решение о проведении в 1980–1985 гг. предварительных разведочных работ на основных месторождениях Маймеча-Котуйской области. Заданием предусматривался прирост за-

пасов в объеме 200 млн т P_2O_5. Итоги этих работ рассмотрены выше при описании месторождений Ессей, Ыраас и Маган.

Технико-экономический доклад базировался на результатах поисковых работ до 1979 г. и результатах технологических испытаний различных типов руд, проведенных в Красноярском институте цветных металлов (КИЦМ) и Государственном институте горно-химического сырья (ГИГХС). Его основные выводы следующие. При сроке существования горно-обогатительного комбината 50 лет будет добыто апатитового концентрата при содержании 35–39 % P_2O_5 на месторождении Ессей – 22 млн т, на месторождении Маган – 80 млн т, на месторождении Ыраас – 55 млн т. Попутно будут получены магнетитовые концентраты с содержанием 68 % железа валового.

Геолого-экономическая оценка месторождений в той или иной форме проводилась также и другими организациями: ВНИИгеолнеруд, СНИИГГиМС, Красноярское отделение СНИИГГиМС, Новосибирский институт народного хозяйства. Предлагались разные пути организации горнодобывающих и обогатительных предприятий, схем транспортировки и энергоснабжения, строительства производственных и жилых объектов. Большую заинтересованность в освоении апатитовых месторождений проявило Министерство цветной металлургии СССР в лице Норильского горно-металлургического комбината. Предлагалось осуществлять переработку апатитовых концентратов в суперфосфат, используя серные отходы переработки сульфидных руд норильских месторождений, что удешевило бы стоимость получения металлов и улучшило бы экологическую обстановку Норильского промышленного района.

Расчеты, приводимые в технико-экономическом докладе, в основу которых было положено использование лишь фосфатного сырья, показали убыточность производства. Учет комплексной переработки сырья с получением прежде всего магнетитового концентрата, флогопита, а в перспективе редких металлов и редких земель, а также других компонентов позволяет выйти на прибыльное производство.

Однако, как показали дальнейшие события, возможностей промышленного освоения этих месторождений ни в СССР, ни в Российской Федерации не оказалось. Здесь уместно процитировать выдержку из сводной работы по оценке состояния и перспективах развития минерально-сырьевой базы апатита Российской Федерации [263]. «В 1987 году подведены итоги по оценке апатитоносности Маймеча-Котуйской субпровинции. Общий ее потенциал определен в 475 млн т P_2O_5. Заключен он в пяти разобщенных массивах щелочно-ультрамафитовых карбонатитоносных пород. Руды в основном бедные, реже среднего качества. Исследования в данном регионе полностью прекращены по причине его значительной удаленности от транспортных путей и полной необжитости». Аналогичные заключения даны и по другим апатитовым месторождениям Сибири – Селигдарскому, Белозиминскому, Ошурковскому.

И далее в этой же работе: «Освоение месторождений Маймеча-Котуйской субпровинции – дело отдаленного будущего. Варианты и экономические расчеты по данному вопросу имеются. Следует отметить главные из них: 1) вывоз сырья Северным морским путем через порт Хатанга; 2) строительство железной дороги до г. Норильска и производство минеральных удобрений на

месте с использованием серной кислоты, вырабатываемой на медно-никелевом комбинате; 3) строительство железной дороги в южном направлении и вывоз сырья или концентрата в г. Красноярск. Учитывая состояние современной экономики России, все указанные проекты представляются несбыточными. И все же имеются предпосылки для оживления геологической деятельности в рассматриваемом регионе и последующего комплексного освоения отдельных его перспективных узлов».

Флогопит. Изучение флогопитовых месторождений, приуроченных к щелочно-ультраосновным массивам Маймеча-Котуйской минерагенической области (8 ар,Fe,Al,TR/T_{2-3}), было начато в 1950–1960-е гг. практически сразу после обнаружения самих массивов. Наиболее хорошо было изучено месторождение Гули, расположенное за пределами данного листа. Непосредственно на территории листа R-48 известно три месторождения и два проявления флогопита, характеристика которых приведена в гл. «Полезные ископаемые». Основной фактор локализации этих объектов – магматический. Все они приурочены преимущественно к ультраосновной фазе становления щелочно-ультраосновных массивов при наличии пегматоидных фаций и метасоматических процессов.

Необходимо отметить, что при поисковых работах на флогопит проведена оценка запасов и ресурсов на четырех объектах. При этом категории прогнозных ресурсов не указывались, поскольку в тот период таких понятий не существовало. В табл. 15 приведены сведения по запасам и ресурсам флогопита на площади листа [314, 377, 379].

Таблица 15

Запасы и прогнозные ресурсы флогопита на месторождениях и проявлениях листа R-48 (в тыс. т)

Объекты	Запасы категории C_2	Прогнозные ресурсы категории P_3
Месторождение Маган	97,4	400
Месторождение Одихинча	28,9	130
Месторождение Бор-Урях	13,8	45
Проявление Кугда		10
Итого на листе R-48	150,1	585

Таким образом, перспективы на флогопит данной территории являются благоприятными, однако их освоение зависит от конъюнктуры данного вида минерального сырья и наличия других конкурентных источников. С этих позиций, данные объекты в настоящий период не относятся к первоочередным.

Хризолит. Основным фактором проявлений хризолита на территории листа R-48 является магматический. Они приурочены к щелочно-ультраосновным массивам, в которых основную роль играют оливиниты, на тех участках, где последние подвергались метасоматическим преобразованиям за счет интрузий более поздних фаз становления массивов. Перекристаллизация оливина приводит к образованию прозрачных полудрагоценных камней.

Наиболее хорошо это выражено на массиве Кугда, где собственно и обнаружено месторождение хризолита.

На этом месторождении проведены поисково-оценочные работы с попутной добычей. По категориям $C_1 + C_2$ они составили 2291 кг. Попутно с разведкой добыто 8,352 кг ювелирного хризолита [51, 360]. Подсчет запасов и добыча хризолита на месторождении производились в пределах зоны дезинтеграции по соображениям рациональной технологии его извлечения. В случае необходимости эксплуатация месторождения может быть возобновлена, а если возникнет потребность, могут быть дополнительно привлечены проявления Бор-Урях и Немакит. На последнем возможна добыча ювелирного хризолита из россыпи.

Все отмеченные выше виды полезных ископаемых обладают теми или иными запасами и ресурсами, но они не относятся к категории остродефицитных, высоколиквидных и стратегических видов минерального сырья. В то же время, на территории листа имеются проявления данных видов полезных ископаемых, к которым относятся ниобий, редкие земли, золото, платиноиды, уран, алмазы.

Ниобий и редкие земли. Поисковые работы на ниобий, тантал и редкие земли были начаты НИИГА сразу после открытия интрузий щелочно-ультраосновных массивов маймеча-котуйского комплекса. Основанием для этого послужило то положение, что многие месторождения редких металлов и редких земель как в России, так и за рубежом связаны со щелочно-ультраосновной и карбонатитовой формациями интрузивных пород. Оценка редкометалльного оруденения велась как целенаправленно, так и попутно с поисковыми работами на флогопит. В последующем при поисковых и поисково-оценочных работах на апатит также попутно изучались перспективы на ниобий и редкие земли. В процессе полевых работ в рамках составления ГК-1000/3 листа R-48 дополнительно опробованы массивы Одихинча и Кугда. Все данные по опробованию на эти виды минерального сырья приведены в гл. «Полезные ископаемые». Как показывают результаты опробования на всех массивах маймеча-котуйского комплекса в пределах листа, несмотря на общий повышенный фон, содержания ниобия и редких земель не достигают промышленных значений. Результаты опробования на эти виды минерального сырья, полученные разными авторами [296, 303, 306, 308, 335, 364, 379], а также в рамках составления данного комплекта ГК-1000/3, приведены в табл. 16.

Как видно из этой таблицы, наиболее высокие, хотя и не промышленные, содержания ниобия отмечаются в так называемых слюдитах Далбыхского массива. Это позволило на первоначальных этапах изучения массива оценить прогнозные ресурсы Nb_2O_5 в объеме 300 тыс. т [319]. Однако последующие работы показали, что площади развития слюдитов были завышены, и прогнозная оценка ресурсов категории P_3 была снижена до 100 тыс. т Nb_2O_5 [335].Только на этом массиве по результатам предварительных исследований можно ожидать выявление мелкого редкометалльно-редкоземельного объекта. Отрицательные заключения о перспективах редкометалльно-редкоземельного оруденения на описываемых массивах давали и сотрудники НИИГА на первых этапах их исследования [294, 326].

Таблица 16

Содержания ниобия и редких земель в массивах щелочно-ультраосновной и карбонатитовой формаций листа R-48

Массив, породы	Содержание, %				
	Ниобий	Сумма TR	Лантан	Церий	Иттрий
Одихинча, карбонатиты и перовскитсодержащие породы	0,01–0,3	0,1–0,8	до 0,17	до 0,3	до 0,005
Далбыха, карбонатиты	ср. 0,148	ср. 0,132			
слюдиты	ср. 0,548				
апатит-магнетитовые руды	ср. 0,179				
Кугда, перовскитсодержащие оливиниты	0,08–0,25	до 0,35			
Бор-Урях, перовскитсодержащие оливиниты и карбонатиты	до 0,01		0,02–0,1	0,04–0,1	0,005–0,04
Ессей, карбонатиты		0,002–0,047			
апатит-магнетитовые руды		0,002–0,62			
коры выветривания	0,1–0,2	0,1–0,2			
Ыраас, апатит-магнетитовые руды		0,004–0,006			
коры выветривания		0,01–0,02	до 0,021	до 0,046	

Таким образом, выявление крупных промышленно значимых объектов редкометалльно-редкоземельного оруденения, связанных со щелочно-ультраосновными массивами, на площади листа R-48 маловероятно. Низкая продуктивность редкометалльного оруденения, по-видимому, является спецификой массивов данной области. Так, по данным В. С. Самойлова, содержание редких земель в апатитах Маймеча-Котуйской области в среднем в 4–5 раз ниже, чем в апатитах из карбонатитов других провинций [308]. Вторая причина кроется в том, что на этих массивах, за исключением Ессея и Ырааса, практически не развиты коры выветривания, где может происходить обогащение ниобием и редкими землями. Ведь два крупнейших месторождения этого типа в России – Томторское на Уджинском поднятии и Чуктуконское на Чадобецком поднятии – по сути являются месторождениями кор выветривания, при этом отмечается глубокая степень переработки первичных пород, мощность кор выветривания на этих месторождениях достигает нескольких сот метров. В первичных породах там также отмечаются относительно невысокие (на уровне первых десятых процента) содержания ниобия и редких земель.

Проведенное опробование кор выветривания на массивах Ессей и Ыраас показало, что содержания ниобия и редких земель хотя и повышаются по сравнению с первичными рудами, не достигают таких значений, как на Томторском и Чуктуконском месторождениях. Так, по данным А. А. Малышева, среднее содержание ниобия и редких земель в корах выветривания месторождения Ессей находится на уровне 0,1–0,2 %, редко достигая в единичных пробах 1 % [364]. Аналогичные выводы были получены в результате проведения специализированных работ ИМГРЭ, проведенных на этом месторож-

дении [308]. На месторождении Ыраас при содержании редких земель в первичных рудах 0,004–0,006 %, в корах выветривания оно повышается до 0,02–0,04 % [306].

Таким образом, можно считать, что наличие значимых собственно ниобиевых и редкоземельных месторождений в карбонатитах среди щелочно-ультраосновных массивов на этой территории маловероятно. В то же время эти элементы могут извлекаться попутно при освоении апатитовых и железорудных месторождений, поскольку они присутствуют в составе руд этих месторождений. В результате может быть повышена стоимость извлекаемого минерального сырья [4].

Золото. Перспективы на золото территории листа многими исследователями связываются с метаморфическими породами Анабарского щита и, прежде всего, с линейными зонами дислокационного метаморфизма [70], в частности с Котуйкан-Монхолинской зоной диафтореза. Данные зоны и явления регрессивного метаморфизма могут рассматриваться как положительные факторы потенциального золотого оруденения. Косвенным подтверждением потенциальной золотоносности Котуйкан-Монхолинской зоны является нахождение на ее северном окончании бедных россыпей золота в аллювиальных отложениях рек Арбын и Уоран-Юряге. При проведении здесь геологических съемок масштаба 1 : 200 000 [90, 219] коренных проявлений золота не обнаружено, отмечается только наличие мелкого золота в шлихах.

Одним из основных геологических заданий, поставленных перед геологической съемкой масштаба 1 : 50 000 в центральной части Котуйкан-Монхолинской зоны, было проведение поисковых работ на золото [343]. Несмотря на большой объем различных видов опробования с применением площадных геохимических работ и бурения, значимых золотоносных объектов выявлено не было. Выделено только несколько пунктов минерализации, описанных в гл. «Полезные ископаемые», с содержаниями золота на уровне до 0,1–0,3 г/т. Таким образом, теоретические предпосылки золотоносности Котуйкан-Монхолинской зоны на данном уровне исследований не подтвердились. Достаточно ли этого для окончательного решения о перспективах золотоносности Анабарского щита? Отвечая на этот вопрос, следует иметь в виду, что на соседней с востока территории в пределах Билляхской (Салтах-Билляхской) зоны регрессивного метаморфизма выделено несколько золоторудных объектов с более реальными перспективами, чем у известных в настоящее время объектов Котуйкан-Монхолинской зоны [70, 118]. Кроме того, практически не изучены в отношении золотоносности расположенные в пределах листа R-48 Чурбукулахская и Ламуйкская зоны диафтореза. Степень изученности Котуйкан-Монхолинской зоны также не позволяет давать однозначные ответы. Поэтому вопрос коренной золотоносности Анабарского щита остается открытым, хотя реальных объектов на данной территории в настоящий момент не выявлено. Необходима постановка региональных геохимических поисков в пределах указанных зон западной части Анабарского щита. Решение этой проблемы может быть определено предлагаемой рекомендацией о проведении на данной территории ГДП-200 или геолого-минерагенического картирования масштаба 1 : 200 000.

Платиноиды. В пределах листа потенциально перспективными на платиноиды могут оказаться массивы щелочно-ультраосновных пород маймеча-котуйского комплекса, а также габброиды и гипербазиты Анабарского щита, которые могут рассматриваться как положительные факторы потенциальной платиноносности.

Проведенными ранее [358] исследованиями установлена россыпная платиноносность аллювия рек, дренирующих интрузивные массивы с преимущественным развитием ультраосновных пород. В пределах листа это массивы Кугда и Бор-Урях. Однако более насыщенная россыпная платиноносность установлена для наиболее крупного в Маймеча-Котуйской области Гулинского массива, расположенного западнее описываемой территории. Учитывая это обстоятельство, а также незначительные масштабы аллювия верховий рек на массивах Кугда и Бор-Урях, перспективы россыпей платиноидов данного типа на листе представляются незначительными. Основные перспективы иридиево-осмиевых россыпей в Маймеча-Котуйской области связываются с Гулинским массивом [139]. Что касается коренной платиноносности щелочно-ультраосновных массивов, то приведенные сведения по содержанию в них платиноидов пока не позволяют рассматривать их как значимые рудные объекты.

На Анабарском щите также известны находки платиноидов совместно с золотом в аллювиальных отложениях на реках Арбын и Уоран-Юряге [87]. Отмеченные выше в гл. «Полезные ископаемые» результаты опробования коренных пород щита показывают, что существуют единичные пробы с повышенными, вплоть до кондиционных, содержаниями платины, однако конкретных рудных тел пока не обнаружено.

Таким образом, можно сделать вывод, что рудных объектов платиноидов как россыпных, так и коренных, связанных с щелочно-ультраосновными массивами, на данном листе ожидать не приходится. В отношении платиноносности Анабарского щита однозначного ответа в настоящий момент нет. Вряд ли возможно образование крупных россыпных объектов, но наличие мелких комплексных с золотом россыпей вполне вероятно. Коренная платиноносность требует специальных исследований, на первом этапе хотя бы на уровне тематических работ. Возможно изучение данной проблемы в рамках рекомендуемых геологосъемочных работ ГДП-200 или геолого-минерагенического картирования масштаба 1 : 200 000.

Уран. Перспективы урапоносности Анабарского щита и его окружения, включая территорию листа R-48, рассмотрены в работах А. В. Молчанова [165, 166]. По его мнению, регион обладает перспективами на обнаружение месторождений урана трех типов: 1) месторождений вблизи зон древних структурно-стратиграфических несогласий (ССН), 2) месторождений в связи с высокотемпературными кремнещелочными и щелочными метасоматитами (украинский тип), 3) месторождений в слабометаморфизованных углеродсодержащих толщах платформенного покрова (усть-ильинская и куонамская свиты).

Проявления второго и третьего типов описаны в гл. «Полезные ископаемые». Второй тип охарактеризован по данным поисковых работ, проведенных в рамках ГГС-50 на Меркюнской площади [343]. На трех наиболее круп-

ных проявлениях в щелочных метасоматитах проведены детальные исследования с применением геофизических работ и бурения. Отмечена резкая неравномерность распределения уранового оруденения, невозможность оконтуривания конкретных рудных тел. Соответственно делается вывод о низкой перспективности данного типа оруденения. В то же время следует отметить, что оно может послужить источником для прогнозируемого уранового оруденения первого типа.

Тип месторождений в углеродсодержащих толщах платформенного покрова соответствует зоне выхода на дневную поверхность терригенных углеродсодержащих отложений усть-ильинской свиты (доломитово-песчаниково-аргиллитовая углеродсодержащая формация). Отличительной характеристикой пород усть-ильинской свиты является относительно повышенная их радиоактивность (25–35 мкР/ч); темные аргиллиты, обогащенные органическим веществом, характеризуются значениями до 40–45 мкР/ч. В АГСМ-полях свита резко выделяется повышенными значениями ЕРЭ, но наиболее четко границы ее распространения отбиваются полями высоких содержаний калия. В пиритизированных тонкозернистых отложениях свиты выявлены проявления урановой минерализации [165, 372]. Оруденение этого типа изучено слабо. Скудные сведения имеются только по проявлению Балыга-Суох, которые требуют проверки и дополнительного изучения.

Наиболее острые дискуссии вызывают перспективы уранового оруденения первого типа – вблизи зон древних структурно-стратиграфических несогласий (ССН). Теоретические предпосылки и примеры крупных зарубежных месторождений свидетельствуют о высоких перспективах данного геолого-промышленного типа.

Для проверки прогноза в 2005–2007 гг. были проведены поисковые работы, направленные на выявление промышленных урановых месторождений «типа несогласий» с богатыми комплексными рудами. Работы включали комплексную аэрогеофизическую съемку масштаба 1 : 200 000, выполненную на площади 40 000 км^2, комплексную аэрогеофизическую съемку масштаба 1 : 25 000, выполненную на площади 1251 км^2, и наземную заверку выявленных аномалий. К работе были привлечены спектрозональные космические снимки *Landsat-7* и материалы геологических съемок масштабов 1 : 200 000 и 1 : 50 000 [372].

Наземные работы проведены на семи участках, где по результатам АГСМ выделены 73 аномалии. Из них проверено наземными работами 53 аномалии, на площади которых проведено около 150 км геофизических профилей и отобрано 1630 проб. Заслуживающими дальнейшего изучения авторами отчета признаны девять аномалий. В то же время ни на одной из этих аномалий не выявлено значимого уранового оруденения. Содержания урана редко достигают 9–10 г/т. Несмотря на это авторами делаются позитивные заключения о перспективах территории на месторождения урана «типа несогласия» и дана оценка прогнозных ресурсов категории P_3. Подсчет базировался на аналогии с Пашско-Ладожским бассейном Балтийского щита с удельной продуктивностью урана 18,4 т/км^2. Прогнозные ресурсы категории P_3 для выделяемой авторами отчета Мукунской потенциально урановорудной зоны оценены в 93 058 т урана.

В связи с неопределенными перспективами площади и отсутствием положительных результатов по объекту, работы по Государственному контракту «Оценка перспектив выявления промышленных урановых месторождений с богатыми комплексными рудами в западной части Анабарского щита на основе прогнозно-поисковых работ масштаба 1 : 200 000–1 : 25 000» [372] выполнены на 52 %. Работы были прекращены в соответствии с протоколом совещания № 18/715 от 27.09.2007 г. при начальнике управления геологии твердых полезных ископаемых Б. К. Михайлове.

В сводной таблице прогнозных ресурсов категории P_3 твердых полезных ископаемых территории России по состоянию на 1.01.2009 г. [394] указаны ресурсы в объеме 50 000 тыс. т, отнесенные к Западно-Анабарскому потенциально урановорудному району (ПУРР), который в целом соответствует выделяемой на настоящем листе Западно-Анабарской урароносной рифейской прогнозируемой минерагенической зоне (6.1 U/RF). На данный район во ВСЕГЕИ составлен паспорт учета перспективного объекта № 2660267, утвержденный протоколом НТС территориального агентства по недропользованию № 10 ВИМС от 2.12.2008 г. Прогнозные ресурсы в паспорте определены в 50 тыс. т методом экспертной оценки. При этом 80 % площади Западно-Анабарского ПУРР расположены в пределах листа R-48, 20 % – на территории листа R-49. Отсюда прогнозные ресурсы в пределах описываемого листа определены в 40 тыс. т, они показаны на схеме продуктивности рудных районов и узлов.

Учитывая наличие данного паспорта, а также твердую убежденность авторов отмеченных выше поисковых работ в своей правоте и то обстоятельство, что в восточной части Анабарского щита уже выявлено Биригиндинское проявление типа несогласия с бедными, но кондиционными рудами [368], представляется, что для решения данного вопроса необходимо провести дополнительные поисковые работы. В качестве поисковых объектов можно принять рекомендованные авторами площади. На наш взгляд, в первую очередь необходимо исследовать Арбынскую площадь на северном окончании Котуйкан-Монхолинской зоны с известными проявлениями урана второго типа, где последние могут служить источниками для обогащенных зон в предрифейской коре выветривания. Возможно проведение этих работ в рамках предлагаемых в рекомендациях геологосъемочных работ ГДП-200 или геолого-минерагенического картирования масштаба 1 : 200 000.

Алмазы. Как уже отмечалось выше, в пределах листа находятся два кимберлитовых поля Котуй-Анабаро-Оленёкской триас-юрской алмазоносной минерагенической области (9 di/T–J): Далбыхское и Харамайское. Установлен мезозойский возраст кимберлитовых тел обоих полей, что, согласно общепринятым представлениям геологов, изучавших алмазоносность Сибирской платформы, свидетельствует об их низких перспективах.

Следует согласиться с выводами о бесперспективности Далбыхского кимберлитового поля. Отрицательными факторами являются результаты опробования, а также малое количество выявленных кимберлитовых тел трубочного типа и их небольшие размеры. Вещественный состав кимберлитов, химизм минералов-спутников также являются неблагопрятными факторами при оценке потенциальной алмазоносности данного поля.

По иному выглядит ситуация в отношении перспектив Харамайского поля, в минерагеническом отношении выделяемого как Харамайский алмазаносный район (9.1 di/T_2). Сам факт почти повсеместной алмазоносности кимберлитовых тел, несмотря на невысокие содержания алмазов, свидетельствует о значительном потенциале кимберлитов данного поля. Конечно, повсеместная алмазоносность кимберлитов отчасти обусловлена выбранной методикой анализа проб с улавливанием алмазов мелких классов по технологии термохимического разложения, апробированной на импактных алмазах Попигайских месторождений. С другой стороны, нередки и относительно крупные кристаллы, в классе + 1 мм обнаружено 27 кристаллов, в том числе три зерна весом 23,64, 27,29 и 64,5 мг.

В связи с этим чисто теоретическая предпосылка о бесперспективности Харамайского кимберлитового поля, а в широком плане и всего Южного Приенисейского Прианабарья, основанная на мезозойском возрасте кимберлитов, выглядит недостаточно убедительно. По сути, связь алмазоносности с возрастом имеет косвенный характер.

Во-первых, если принять теорию, согласно которой образование алмазов происходит при благоприятных термодинамических условиях в определенных горизонтах мантии, а кимберлиты осуществляют только транспортирующую роль, то их алмазоносность зависит от глубин формирования кимберлитовой магмы, а не от времени ее образования. Скорее всего, на Сибирской платформе среднепалеозойские кимберлиты привнесены из более алмазоносных (вероятно, более глубинных) горизонтов мантии, что обусловило статистическую связь алмазоносности с возрастом (хотя далеко не все среднепалеозойские кимберлиты промышленно алмазоносны). В мире возраст промышленно алмазоносных кимберлитов колеблется от докембрийских до меловых.

Во-вторых, промышленная алмазоносность – категория не геологическая, а экономическая. С чисто геологических позиций важно, существовали ли условия для переноса и сохранения алмазов кимберлитовой магмой, то есть принципиальным является само наличие алмазов. Исходя из этого, можно утверждать, что кимберлиты Харамайского поля алмазоносны, а вот степень их алмазоносности можно определить только по результатам опробования на алмазы, а не определения их возраста.

В связи с указанными обстоятельствами можно считать, что проведенных поисковых работ недостаточно для определения перспектив Харамайского поля и его окружения. Работы по оценке перспектив алмазоносности следует вести в трех основных направлениях. Два из них относятся собственно к Харамайскому полю, третье – к его периферии.

Первое направление касается поиска новых кимберлитовых объектов. Основная методика уже проведенных поисковых работ заключалась в заверке выявленных аэромагнитной съемкой аномалий наземными геофизическими работами с последующим бурением. Такая методика была очень эффективной на начальной стадии работ, пока не исчерпался фонд контрастных аномалий трубочного типа, фиксирующих высокомагнитные кимберлитовые тела в немагнитном карбонатном поле. Далее задача поиска новых тел должна заключаться в следующем.

1. Поиски кимберлитовых тел в сложных магнитных полях, обусловленных широким развитием интрузий долеритов. Данная задача не получила своего решения даже в хорошо изученной Якутской алмазоносной провинции, поэтому южная часть Харамайского алмазоносносного района, расположенная на площади широкого развития пластовых и секущих интрузий долеритов, перекрытых ледниковыми отложениями, осталась неопоискованной. До разработок эффективных методик поисков кимберлитов в сложных магнитных полях альтернативой может служить бурение по сети, что с учетом дороговизны этой методики при имеющихся на данный момент перспективах нецелесообразно.

2. Поиски слабомагнитных кимберлитовых тел в поле развития карбонатных пород. При поисках слабомагнитных тел роль осложняющих факторов (покров рыхлых отложений, мелкие тела долеритов) возрастает. О принципиальном существовании на Харамайском поле слабомагнитных кимберлитовых тел свидетельствуют трубки Арылах-1, Аленка, Шпала и некоторые другие, контрастно не выделяющиеся в магнитном поле. Такие тела обнаружены постановкой наземной магнитной съемки в местах обнаружения потоков рассеяния минералов-спутников алмазов или в зоне контролирующих уже выявленные кимберлитовые объекты тектонических нарушений.

В. А. Милашевым в качестве одного из недостатков геофизических методов поисков коренных месторождений алмазов приводятся данные о том, что «наибольшей магнитностью обладают слабоалмазоносные и лишенные алмазов кимберлиты, в то время как кимберлиты с промышленным содержанием алмазов слабомагнитны и, как правило, не улавливаются магнитной съемкой» [161].

Второе направление переоценки перспектив Харамайского поля – это опробование уже выявленных кимберлитовых тел крупнообъемными пробами. Подавляющее большинство кимберлитовых тел вскрыто скважинами и опробовано керновыми пробами, что ограничивало возможность применения крупнообъемного опробования. Обычный вес проб составлял сотни килограммов или 1–2 т. Максимальный вес пробы (в трубке Базовая-3) составил 3,7 т, в ней же отмечается второе по уровню значение содержаний алмазов – 0,102 кар/т. В то же время хорошо известно, что повышение объема пробы ведет к повышению уровня содержаний алмазов за счет более вероятного нахождения крупных кристаллов. Для кимберлитовых полей Восточного Приангарья, сходных по ряду признаков с Харамайским полем, было рекомендовано ревизионное переопробование наиболее перспективных трубок площадью более 1 га крупнообъемными пробами в 30–50 $м^3$ [59].

Для такого опробования необходимы горные работы или бурение большими диаметрами либо кустовых скважин. Применительно к Харамайскому полю для многих кимберлитовых тел возникают затруднения из-за перекрывающих ледниковых отложений. Тем не менее некоторые тела, где мощность рыхлых отложений составляет 5–15 м и которые имеют повышенные содержания алмазов, могут быть доступны для горных работ. Эта группа трубок Базовая, трубки Улахан-6, 7, Болото-1, 2. Трубка Лесная-2 с наиболее высоким содержанием алмазов может быть переопробована из куста скважин.

Третье направление рекомендуемых поисковых работ заключается в поиске новых кимберлитовых полей в южном и юго-восточном направлениях, в том числе и за пределами листа R-48. Здесь необходимо отметить, что еще до открытия Харамайского кимберлитового поля к юго-востоку от него был выявлен Аргасалинский пироповый ореол, расположенный в верховьях одноименной реки и правых притоков р. Мойеро [344]. Снос пиропов в него мог осуществляться как из Харамайского кимберлитового поля, так и из других источников, расположенных в междуречье Арга-Сала–Оленёк (за пределами листа), что подтверждается находками алмазов в аллювиальных отложениях верховий этих рек.

К положительным факторам следует отнести приуроченность Харамайского поля к Вилюйско-Котуйской зоне глубинных разломов северо-западного простирания, четко выраженных направлением даек долеритов значительной протяженности (десятки км) оленёк-велингнинского комплекса, хорошо наблюдаемых как на поверхности, так и в геофизических полях. В юго-восточном направлении вдоль по простиранию Вилюйско-Котуйской зоны глубинных разломов в 350–400 км расположен Далдыно-Алакитский алмазоносный район, где установлено семь промышленных и 34 непромышленных коренных месторождения алмазов. Месторождение Удачное с 1978 г. находится в эксплуатации и до сих пор обеспечивает более половины российской добычи алмазов. Территория между Харамайским и Далдыно-Алакитским алмазоносными районами является наименее изученной на Сибирской платформе с точки зрения перспектив алмазоносности. Расположена она на водоразделах рек, относящихся к разным бассейнам: Котуй, Оленёк, Вилюй, в труднодоступном районе на границе двух разных административных образований – Якутии и Красноярского края. В силу этих обстоятельств она и оказалась мало изученной. Геологам Якутии хватало своих более доступных алмазных объектов, а геологам Красноярского края не хватало финансирования для проведения необходимых поисково-разведочных работ в труднодоступном районе.

Непосредственно для Харамайского кимберлитового поля произведен подсчет прогнозных ресурсов в разных вариантах разными авторами. Нами принимается вариант подсчета для шести наиболее крупных и относительно обогащенных кимберлитовых тел, который определил прогнозные ресурсы алмазов категории P_2 в 7 млн карат [400].

Прогнозные ресурсы категории P_3, согласно утвержденному паспорту в сводной таблице прогнозных ресурсов категории P_3 твердых полезных ископаемых территории России по состоянию на 1.01.2009 г., определены в 70 млн карат [394]. В настоящее время авторами данной записки составлен актуализированный паспорт (см. гл. «Полезные ископаемые»), согласно которому прогнозные ресурсы категории P_3 составили 117 млн карат.

Подводя итог данной главе, можно определить перспективы геологоразведочных работ по отдельным видам полезных ископаемых.

Для энергетического сырья (каменный и бурый уголь) перспективы расширения его базы имеются, и необходимость дальнейшего изучения данного вида сырья полностью зависит от потребности региона в случае его экономического развития.

Полиметаллическое и медно-никелевое оруденение как стратиформного типа на платформе, так и гидротермально-метасоматического типа на Анабарском щите в силу своей убогости, выявленной по результатам предыдущих работ, не имеет благоприятных перспектив и может изучаться только попутно при геологосъемочных работах. С учетом масштабов проявлений и качества бокситового сырья дальнейшие работы на этих объектах не представляются актуальными. Геологическая изученность апатитовых, железорудных, флогопитовых месторождений массивов Маймеча-Котуйской минерагенической области в пределах листа на данный момент достаточна для общего представления об их перспективах и дальнейшая их судьба зависит от общего состояния экономики региона и лежит вне сферы геологии.

Рассмотрены перспективы остродефицитного, стратегического и высоколиквидного минерального сырья. К сожалению, надо отметить, что предполагаемые по общим представлениям и теоретическим предпосылкам перспективы на ниобиевые и редкоземельные руды в щелочно-ультраосновных массивах не подтвердились по результатам достаточно представительных работ, что подробнее рассмотрено выше. В лучшем случае они могут рассматриваться как попутное сырье при освоении апатитовых месторождений.

Значимых золоторудных объектов, кроме мелких россыпей, по результатам предыдущих исследований не выявлено. Для окончательного решения вопроса о золотоносности в зонах диафтореза Анабарского щита можно будет провести попутные поиски золота в рамках предлагаемых работ по геологическому доизучению площадей масштаба 1 : 200 000 (ГДП-200). То же самое можно сказать в отношении платиноносности на Анабарском щите – это оценка в рамках ГДП-200. По поводу перспектив на коренную и россыпную платиноносность ультраосновных массивов Кугда и Бор-Урях следует заметить, что в силу своих масштабов они не выдерживают конкуренции с расположенным за пределами листа Гулинским массивом, где необходимо ставить поисково-оценочные работы на россыпи платиноидов в первую очередь.

Необходимо также определиться с перспективами уранового оруденения в предрифейских корах выветривания зон стратиграфического несогласия. Специализированные поиски в силу их дороговизны в настоящее время проводить нецелесообразно, а попутно можно дать оценку в рамках предлагаемых ГДП-200.

В отношении алмазов следует провести дополнительные поисковые работы на Харамайском кимберлитовом поле в плане крупнообъмного опробования наиболее алмазоносных тел и поиска слабомагнитных объектов. Необходимо также проведение региональных поисковых работ с применением стандартной алмазопоисковой технологии в зоне юго-восточного простирания, соединяющей Харамайское кимберлитовое поле с Далдыно-Алакитским алмазоносным районом. Эта задача выходит за рамки листа R-48, но она вытекает из тех данных, которые получены на этой территории.

При общей оценке перспектив территории листа на твердые полезные ископаемые следует учитывать реальные обстоятельства ее инфраструктурного положения. Перспективными здесь могут быть только те виды минерального сырья, которые имеют высокую стоимость и не требуют значительных капитальных затрат на их освоение. Учитывая эти обстоятельства, на данной ста-

дии изученности рекомендовать на площади листа какие-то объекты для поисковых работ со значимыми прогнозными ресурсами не представляется возможным.

Подводя окончательный итог, авторы предлагают следующее.

1. Провести дополнительные поисковые работы на Харамайском кимберлитовом поле с методикой и задачами, отмеченными выше. На данную площадь имеется паспорт перспективного объекта с прогнозными ресурсами категории P_3 – 117 млн карат.

2. Провести геологическое доизучение площадей (ГДП-200) на листах R-48-XV–XVIII, XXIII–XXIV. Помимо чисто геологических вопросов, решающих проблемы стратиграфии, магматизма, метаморфизма западной части Анабарского щита и области его сочленения с платформенным чехлом, могут решаться и некоторые поставленные вопросы по полезным ископаемым. На этих листах расположены два щелочно-ультраосновных массива – Маган и Ыраас с наиболее значимыми апатитовыми и железорудными месторождениями. Не затрагивая эти хорошо изученные объекты, можно еще раз возвратиться к вопросу перспектив данных массивов на ниобий и редкие земли, хотя представляется, что данный вопрос исследован достаточно полно. На этой территории встречены пункты минерализации золота, приуроченные к Котуйкан-Монхолинской и Ламуйкской зонам диафтореза. Здесь же расположена Арбынская россыпь золота, где отмечены также находки платиноидов. Шлиховое и металлометрическое опробование в рамках ГДП-200 могут дать дополнительные сведения по этим видам полезных ископаемых. Граница выхода кристаллических пород Анабарского щита и осадочных пород платформенного чехла может быть исследована на предмет нахождения здесь месторождений урана зон несогласия. Особый интерес здесь представляет северо-западное окончание Котуйкан-Монхолинской зоны диафтореза. На территорию западной окраины Анабарского щита имеется паспорт перспективного объекта на уран с прогнозными ресурсами категории P_3 – 50 тыс. т (в пределах листа – 40 тыс. т). В поле развития усть-ильинской свиты можно провести поиски урана в углеродсодержащих толщах. Дополнительно могут быть исследованы проявления урана, связанные с щелочными метасоматитами в зоне Меркюнского разлома.

Эти предложения нашли свое отражение на схеме продуктивности рудных районов и узлов масштаба 1 : 2 500 000 в зарамочном оформлении карты закономерностей размещения полезных ископаемых.

В результате проведенных исследований по систематизации всех сведений по различным видам полезных ископаемых на территории листа R-48 дана общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений данного листа, которая приводится в прил. 2. Сводная таблица прогнозных ресурсов по видам полезных ископаемых дана в прил. 3. Таблица впервые выявленных или переоцененных объектов приведена в прил. 4.

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

Основная часть территории листа относится к Анабаро-Оленёкской антеклизе и лишь незначительная по площади часть – к Енисей-Хатангскому региональному прогибу. В пределах этих надпорядковых тектонических структур выделяются Анабарская НГО Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции и Енисей-Хатангская НГО Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. Анабарская НГО занимает 47% территории листа, Енисей-Хатангская НГО – 2%. Остальную часть занимают бесперспективные на нефть и газ районы.

Работы по изучению геологического строения склонов Анабаро-Оленёкской антеклизы с общей оценкой перспектив нефтегазоносности проводились начиная с 1940-х гг. Г. Г. Григорьевым, А. К. Бобровым, В. В. Петропавловским, И. П. Атласовым, В. Е. Савицким, В. Н. Щукиным, геологами Вилюйской экспедиции ВАГТ, возглавляемыми Б. Н. Леоновым. Специальные исследования нефтегазоносности территории отражены в работах К. К. Макарова, В. М. Евтушенко, Н. Ф. Ивлева, А. И. Ларичева, Т. К. Баженовой и многих других [11, 125, 126, 325, 336, 349, 361 и др.].

Площадь работ покрыта разномасштабными кондиционными гравиметрическими съемками, которые в комплексе с материалами магниторазведочных и сейсморазведочных работ составили геофизическую основу для региональных геологических построений, необходимых для оценки перспектив нефтегазоносности территории, включающих составление карт строения фундамента, региональных структурно-тектонических схем, схем распространения дизъюнктивных нарушений. Вместе с тем, необходимо отметить, что сейсмическая изученность территории крайне низкая. Отдельные профили ОГТ имеются лишь в северо-западных и юго-западных районах листа. Средняя изученность Анабарской НГО сейсмическими методами составляет 0,06 пог. км на 1 км^2.

Глубоким бурением территория листа не изучена. За ее пределами в 1962–1963 гг. на южном склоне Анабаро-Оленёкской антеклизы пробурена опорная скважина Мархинская 1, а в 1964–1965 гг. на этой площади – поисковая скважина Мархинская 2. Позднее в прилегающих районах в пределах южного склона Анабаро-Оленёкской антеклизы были пробурены скважины Айхальская 703, Бысытыхская 1991, 1201, Орто-Силигирская 2621, Танхайская 708, Сохсолохская 706, Удачнинская 2531, Ханнинская 322, Онхойдохская 252 и др., а на северном склоне антеклизы – параметрические глубокие скважины Костраминская 1 и Рыбинская 1. Западнее территории листа R-48 пробурена параметрическая скважина Ледянская 358, юго-западнее – параметрическая скважина Чириндинская 271. В пределах Енисей-Хатангского прогиба ближайшей к территории листа является глубокая скважина Массоновская 363.

В среднем плотность бурения по территории Анабарской НГО составляет 0,1 пог. м на 1 км^2.

Прямые признаки нефтегазоносности. На территории, прилегающей к листу R-48, первыми выявили прямые признаки нефтегазоносности в 1942 г. геологи Якутского геологического управления Г. Г. Григорьев и А. К. Бобров. В отложениях кембрия в бассейне р. Кюэнелекян (правый приток

р. Арга-Сала, лист Q-49) они обнаружили источники нефти. Ими также было установлено несколько проявлений жидких, вязких и твердых битумов в кембрийских породах Южного Прианабарья. Позднее в поле распространения кембрийских и докембрийских отложений Прианабарья был обнаружен еще ряд крупных и мелких проявлений нафтидов, исследованию которых посвящены многочисленные работы Т. Н. Копыловой, К. К. Макарова, Д. С. Яшина и др [325].

В рифейских отложениях проявления нафтидов распространены, хотя и не в крупных масштабах, почти на всей площади региона. Так, с базальными горизонтами (ильинская и бурдурская свиты) связаны наиболее крупные скопления асфальтовых битумов на северном склоне Анабарского щита в бассейне рек Фомич и Рассоха [196, 325]. Здесь в обнажениях на расстоянии 40–45 км (от р. Хастыр до р. Саха-Юряге) наблюдается горизонт песчаников мощностью 10–15 м с послойным и пятнистым насыщением пород вязким черным битумом типа асфальта. Залежь битумов в песчаниках принадлежит к стратиграфическому типу и контролируется поверхностью несогласия. И. С. Гольдбергом [196] был произведен подсчет количества битумов в этих залежах. Запасы битума на площади 250 км^2 при мощности 10 м составляют около 220 млн т.

На северном склоне Оленёк-Анабарской антеклизы битумопроявления описаны В. В. Жабиным [82] в киэнг-юряхской свите в бассейне р. Рассоха. Здесь они прослеживаются в обнажениях, расположенных в 10 км друг от друга. Битумы приурочены к кавернам и пустотам, составляющим до 25 % объема породы. Они имеют смоляно-черный цвет, твердые, вароподобные и иногда жидкие. Судя по физическим свойствам, данные битумы могут быть классифицированы как мальты и асфальты.

Региональная вторичная битуминозность пород старореченской и маныкайской свит отмечается К. К. Макаровым [361] для южного и восточного склонов Анабарского свода практически повсеместно. В отложениях маныкайской свиты интенсивность насыщенности пород битумами увеличивается снизу вверх по разрезу. Мощность обогащенных асфальтовыми битумами прослоев кавернозных карбонатных пород, переслаивающихся с мергелями, достигает 1,2 м. Практически, по мнению Д. С. Яшина, насыщенные битумами породы маныкайской и старореченской свит составляют единую зону с общей мощностью 25–90 м. Протяженность пояса битуминозных пород на восточном склоне свода с юга на север достигает 300 км.

В пределах западного склона Анабарского свода масштабность нафтидопроявлений значительно ниже, но они описаны в ряде обнажений по рекам Котуй и Маймеча и их притокам. Проявление нафтидов, приуроченных к базальным конгломератам немакит-далдынской свиты, наблюдается на левом берегу р. Котуй в 2,5–3,0 км ниже устья руч. Крестях. Битум черный твердый, неполностью растворим в хлороформе. Элементный состав хлороформенной части битума следующий: C – 74,1 %, H – 10 %, N – 0,63 %, O + S – 15,27 %. Такой состав хлороформенного битума и наличие нерастворимой его части свидетельствуют о высокой окисленности в зоне гипергенеза.

В бассейне р. Маймеча улахан-арымасская свита, сложенная светлоокрашенными пористо-кавернозными доломитами, характеризуется в основном

рассеянной вторичной битуминозностью (0,01–0,08 % на породу и менее). Несмотря на малую концентрацию битума, он сосредоточивается, как правило, в кавернах и трещинах, что хорошо наблюдается под люминоскопом. Очень редко в кавернах наблюдаются включения черного битума. В доломитах урюнгтасской свиты наблюдаются макровключения битумов по трещинам и кавернам. Битум, извлеченный хлороформом из каверн и трещин, темно-коричневый вязкий, со смолистым запахом. Его элементный состав – С – 80,86 %, Н – 10,36 %, N + O + S – 8,78 %.

Подобные проявления битумов, связанные со светлыми доломитами урюнгтасской свиты, описаны в бассейне р. Котуй. Здесь в пористо-кавернозных доломитах наблюдаются малочисленные скопления вязких битумов в кавернах совместно с кальцитом. Вокруг каверн наблюдается темно-коричневая до темно-серой каемка (толщиной до 2 мм), указывающая на проникновение битума в породу. Его элементный состав – С – 79,34 %, Н – 11,37 %, O + N + S – 9,29 % (асфальтовые битумы). Кроме того, мелкие включения вязких битумов содержатся в первично обогащенных ОВ прослоях темно-коричневых доломитов.

Распределение битумов в далбыхской и атырдяхской свитах имеет рассеянный характер с концентрацией от 0,01 до 0,04 % на породу.

В бассейне р. Маймеча и ее левого притока р. Амбардах пористо-кавернозные и трещиноватые доломиты томпокской свиты участками обогащены вторичными битумами. Последние приурочены к трещинам и кавернам размером до 15 мм в диаметре. Содержание масел колеблется от 16,8 до 51,1 %, смол – от 48,0 до 69,1 %, асфальтенов – от 9,5 до 32,9 %. Таким образом, битум является в значительной степени окисленным в гипергенных условиях. По физическим свойствам и составу здесь выделяются мальты, асфальты и асфальтиты.

В бассейне р. Котуй битуминозность отложений томпокской свиты становится значительно меньше. Вторичные макропроявления нафтидов встречаются очень редко. Наиболее значительное из них обнаружено на правом берегу р. Котуй ниже устья руч. Бол. Чомно-Юрях. Здесь в зоне нарушения с амплитудой смещения до 5 м в пористо-кавернозных кремнистых доломитах, переслаивающихся с глинистыми доломитами, наблюдаются скопления твердых, хрупких, частично растворимых в хлороформе битумов в виде заполнения каверн размером до 1 × 4 см, а также в виде корочек по стенкам трещин. Иногда они сплошь пропитывают пористые участки породы в зоне нарушения, придавая им пятнистый облик. Элементный состав его следующий: С – 86,9 %, Н – 9,6 %, O + N + S – 3,5 %. По физическим свойствам и составу данный битум можно классифицировать как асфальтит, а нерастворимую часть – как керит.

В вышележащих отложениях бысыюряхской свиты, сложенной пестроцветными глинистыми и глинисто-алевритистыми доломитами, мергелями с прослоями гипсов и кремней, характерна рассеянная вторичная битуминозность, не превышающая 0,01 % на породу. Очень редко встречаются макровключения черного блестящего битума типа асфальтита с содержанием С – 83,7 %, Н – 9,9 %, O + N + S – 6,4 %. Кроме асфальтитов в породах по микро-

трещинам и порам присутствует более легкий битум. В прослоях гипсов некоторое насыщение легким битумом приурочено, как правило, к их подошве.

Наиболее интенсивная вторичная битуминозность связана с отложениями верхнего кембрия на южном склоне Анабарского свода. Здесь в пределах распространения чукукской и мархинской свит наблюдаются уникальные строго локализованные скопления нафтидов.

Основным полем сосредоточения интенсивных нафтидопроявлений являются районы верхнего течения рек Силигир и Марха, где масса асфальтовых битумов достигает 2 млрд т на площади более 6000 км^2. Все поверхностные скопления битумов на этой территории группируются в полосу шириной 40–50 км, протяженностью до 210 км, ориентированную в северо-западном направлении [361].

Все наиболее пористые и трещинные разности пород интенсивно пропитаны загустевшей нефтью и мальтами, находящимися в полувязком, вязком или вязко-жидком состоянии. Скопления мальт нередко связаны с зонами дробления пород. Мощности прослоев, насыщенных битумом, колеблются от 0,3 до 5 м, чаще 1,5–2 м. Содержание битумов в нефтенасыщенных горизонтах колеблется от 0,1 до 1,6 %, достигая в отдельных случаях 3 % и более. По групповому составу бóльшую часть битумов можно отнести к мальтам и асфальтам, часто наблюдаются и более окисленные битумы, относящиеся к асфальтитам.

Глубокие колонковые скважины в районе трубки Удачная, вскрывшие мархинскую и чукукскую свиты, показали, что битумопроявления прослеживаются на глубину по крайней мере до 1100 м.

Выходы нефти на поверхность на р. Кюэнелекян несомненно связаны с дизъюнктивными нарушениями, тем более что вблизи источника наблюдается дайка долеритов. Кюэнелекянская нефть сравнительно легкая (0,843–0,892 %), слабопарафинистая (0,4–2,3 %), сернистая (до 0,80 %). Содержание смолистых компонентов колеблется в пределах от 0,3 до 12,3 %, а асфальтенов не превышает 0,6 %. Выход бензиновых фракций достигает 30 %. Дистиллят нефтей содержит 55,4–63,6 % метановых, 20,2–22,9 % нафтеновых и 12,1–17,6 % ароматических углеводородов [361]. Это свидетельствует о непрерывном поступлении свежих порций глубоко метаморфизованной исходной нефти из глубинных частей осадочного разреза. Обращает на себя внимание достаточно низкое содержание твердых парафинов, что, вероятно, связано с его частичной высадкой в процессе миграции нефти через зону многолетней мерзлоты. На основании микрофитологических исследований, проведенных Б. В. Тимофеевым, можно полагать, что Кюэнелекянские источники генетически связаны с докембрийскими отложениями и скорее всего приурочены к образованиям старореченской свиты, в основании которой в Мархинской опорной скважине вскрыт нефтяной пласт.

Проявления нафтидов встречаются и в вышележащих отложениях ордовика и силура. Наиболее значительные из них были описаны И. С. Гольдбергом, Л. Г. Марковой и С. А. Кащенко [143, 185] в бассейне р. Мойеро в пределах Мойероканского поднятия. Скопления черных твердых и вязких битумов (асфальты и асфальтиты) наблюдались на правом берегу р. Мойеро, в 0,2 км выше устья руч. Тардэк на контакте венлокских мраморизованных белых из-

вестняков с долеритовой дайкой. Битум встречается в виде примазок по трещинам, выполненным кальцитом, и выполняет каверны в известняках диаметром до 2–5 мм.

Проявление керита на левом берегу р. Мойеро (в 12 км ниже устья р. Мойерокан) впервые было описано И. С. Гольдбергом в 1957 г., а позднее Л. Г. Марковой и С. А. Кащенко [185]. Битумы приурочены к горизонтам пористых, органогенных и конгломератовидных известняков лландоверийского яруса, образуя пластовые скопления мощностью до 0,3–0,5 м. Эти породы прорваны дайкой мощностью 1,5 м, на контакте с которой известняки слабо мраморизованы. Битум черный твердый блестящий с раковистым изломом выполняет каверны, поры и трещины совместно с кальцитом. Судя по составу, физическим свойствам и условиям залегания, данные кериты являются продуктом глубокого гипергенного преобразования нефти.

В 15 км ниже по реке, на правом берегу дайка долеритов мощностью 30 м также прорывает верхнеордовикские и лландоверийские отложения в ядре небольшой асимметричной антиклинальной складки с углами падения северного крыла 10–12° и южного – 3–4°. Битумопроявление приурочено к мраморизованным органогенным известнякам, подстилающим граптолитовые сланцы, непосредственно в контакте с дайкой (4–5 м по простиранию пород). В мраморизованных известняках наблюдаются многочисленные кальцитовые жеоды и трещинки, содержащие скопления черного и коричневого твердого и полужидкого битума. В долеритовой дайке также наблюдаются многочисленные вертикальные трещинки (3–5 мм), выполненные коричневым битуминозным кальцитом. По своему составу и свойствам данные битумы могут быть отнесены к классам мальт, асфальтов и асфальтитов. Характер распределения и состав битумов свидетельствуют о том, что миграция их произошла не только после внедрения долеритов, но и после завершения гидротермальной деятельности. Путями миграции в данном случае явилась трещиноватые зоны в контакте с дайкой.

Как было показано выше, в исследуемом районе битумопроявления наблюдаются в жильной, гнездообразной и пластовой формах. Последняя характерна для гипергенно-разрушенных залежей. К таковым можно отнести скопления битумов в базальных песчаниках рифея северного склона Анабарского щита с запасами до 220 млн т; в отложениях манькайской свиты на южном и восточном склонах щита; в карбонатных отложениях чукукской и мархинской свит верхнего кембрия на южном склоне Анабарского свода, где запасы битумов достигают 2 млрд т. Кроме битумов группы нафтидов очень редко встречаются высокометаморфизованные битумы – антраксолиты, образовавшиеся под воздействием на нефть высоких температур, вызванных внедрением интрузий и сопровождающей этот процесс гидротермальной деятельностью.

Структурно-тектоническое и нефтегазогеологическое районирование и характеристика нефтегазоносных комплексов. Структурные планы различных горизонтов осадочного чехла изучены очень слабо, так как сейсмические работы проведены на очень незначительных по площади территориях. На всех структурных планах, которые построены по ограниченным сейсмическим материалам, данным потенциальных полей и геологической съемки,

наблюдается моноклинальное погружение всех структурных поверхностей в западном, северо-западном и юго-западном направлениях.

Основная часть территории листа R-48 располагается в западной части Анабаро-Оленёкской антеклизы, которая, в соответствии с нефтегазогеологическим районированием Сибирской платформы, выделяется в качестве Анабарской нефтегазоносной области (НГО). Площадь перспективных земель в пределах листа R-48 составляет 48 тыс. км^2. В центральных, гипсометрически наиболее возвышенных, районах антеклизы осадочный чехол размыт и здесь на поверхность выходят породы кристаллического фундамента. В прилегающих к Анабарскому щиту районах выделена крупная по территории структура первого порядка – Анабарский свод, граница которого проведена по изогипсе подошвы вендских отложений −2 км. Западная часть Анабарского свода находится в границах территории листа. Западные и юго-западные границы Анабаро-Оленёкской антеклизы сопряжены с северо-восточным бортом Тунгусской синеклизы. Незначительная по площади северо-западная часть территории листа относится к Енисей-Хатангской НГО, выделенной в пределах Енисей-Хатангского прогиба [355].

Глубины залегания подошвы осадочного чехла изменяются от 0 до 6 км, в западных и южных районах она не превышает 2,5 км; в юго-западной части территории, в зоне сочленения с Тунгусской синеклизой составляет около 4 км, а в северо-западных районах, в Енисей-Хатангском прогибе достигает 6 км.

В бассейнах рек Котуй и Котуйкан устанавливается отчетливо выраженное моноклинальное залегание пород осадочного чехла с углами падения 1–4°, с увеличением на отдельных участках до 10–12°, реже в приразломных зонах до 15–18°. Это обстоятельство является важным фактором при определении перспектив нефтегазоносности осадочного чехла на территориях, обрамляющих Анабарский щит.

Анализ собранной фактографической и картографической информации и интерпретация геолого-геофизических данных по территории исследуемого листа позволили сделать выводы по литостратиграфическому объему перспективных нефтегазоносных комплексов.

В осадочном чехле в качестве основных возможных нефтегазоносных комплексов на территории Анабарской НГО выделяются рифейские, вендские, верхневендско-нижнекембрийские, кембрийские и ордовикские отложения, а в пределах Енисей-Хатангской НГО перспективными являются отложения верхневендско-нижнекембрийского, кембрийского, ордовикско-девонского и каменноугольно-пермского нефтегазоносных комплексов. Мощность осадочного чехла на рассматриваемой территории изменяется от 0 до 6 км. Значительные по площади нефтегазоносные комплексы располагаются на оптимальных глубинах – от 1,5 до 5 км, что позволяет, наряду с другими положительными признаками нефтегазоносности, рассматривать их в качестве перспективных для поисков залежей УВ.

Нижний, наиболее древний, рифейский НГК широко распространен в пределах территории. Отложения этого комплекса обнажены по периферии Анабарского щита и последовательно сменяются вниз по склону отложениями венда и кембрия. В рифейском НГК возможные продуктивные горизонты мо-

гут быть представлены отдельными пластами песчаников. Наиболее перспективен пласт песчаников, залегающий в основании нефтегазопроизводящей усть-ильинской свиты, содержащей аргиллиты с высоким содержанием органического углерода. Продуктивные горизонты теоретически могут быть связаны и с карбонатными отложениями некюлээхской и чурбукской свит.

Весьма перспективной для поисков залежей УВ может быть зона эрозионного среза на границе рифея и венда. Доказательством служит мощный пласт кавернозно-поровых доломитов чурбукской свиты мощностью до 8 м, перекрытый глинистыми доломитами старореченской свиты. Пласт вскрыт на р. Котуйкан. Многочисленные поры и каверны этого коллектора заполнены битумами. Вероятно, это следы разрушенной залежи нефти.

В вендском и верхневендско-нижнекембрийском НГК наиболее перспективными могут быть гранулярные коллекторы в песчаниках старореченской, немакит-далдынской свит, мощность которых может достигать в Западном Прианабарье 10–15 м. Мы предполагаем широкое распространение и увеличение мощностей песчаников на моноклинальном погружении западного склона Анабаро-Оленёкской антеклизы и выделяем здесь несколько зон распространения песчаников, перспективных для поисков залежей. В пределах этих зон прогнозируются перспективные участки, где возможно наличие литологически и тектонически экранированных залежей УВ.

В кембрийском НГК в качестве коллекторов могут рассматриваться отдельные пачки кавернозно-трещинных доломитов улахан-арымасской, урюнгтасской, далбыхской и атырдяхской свит, а также зоны развития археоциатовых и водорослевых рифов. Пачки пород с порово-кавернозными и трещинно-кавернозными коллекторами в разрезе подстилаются и перекрываются, как правило, пачками глинисто-карбонатных слабопроницаемых пород. Породы перечисленных выше свит выделены в качестве самостоятельного регионального кындынского резервуара.

Изучением коллекторских свойств кындынского резервуара детально занимался Н. Ф. Ивлев [336]. По геохимическим свойствам в кындынском резервуаре он выделил четыре пачки, которые в свою очередь были разделены на пачки по коллекторским характеристикам.

В пачке I-1 (30 м), залегающей в основании резервуара, доломиты (часто водорослевые) обладают общей пористостью от 0,4 до 5,3 % (средняя 2,5 %), которая обусловлена, по-видимому, повышенной кавернозностью. Доломиты пачки I-2 (64 м) отличаются большей плотностью, максимальные значения пористости составляют 3,5 % (средняя 1,8 %). В этой пачке отмечаются породы, обладающие, по данным полевых определений, интенсивной послойной неравномерной кавернозностью; мощность таких горизонтов составляет 5–6 м.

Такой же пористостью характеризуются породы пачки II-1 (109 м). Несколько бóльшими, но также невысокими по абсолютным значениям величинами пористости обладают породы вышележащих пачек. Здесь выделяются значительные по мощности (до 100 м и более) пачки, в которых общая пористость ниже 5 % (средняя 1,1–1,9 %). В них присутствуют многочисленные горизонты кавернозных пород. Наиболее хорошо выраженная кавернозность отмечается, как правило, в пятнистых доломитах. Заслуживает внимания в

этом отношении пачка доломитов мощностью не менее 30 м, характеризующаяся значительной, но неравномерной кавернозностью. Наибольшей общей пористостью, по данным определения физических свойств, обладают породы пачки IV-4 (130 м). Здесь в ряде случаев общая пористость составляет 12–12,9 % (средняя 4,7 %).

Проницаемость пород низкая и составляет, как правило, или единицы, или доли миллидарси. В некоторых образцах проницаемость достигает 14,7 мД и более. В целом же по разрезу величины открытой пористости и проницаемости невелики и обладают значительным непостоянством в разрезе. Следует, однако, иметь в виду, что эти определения не учитывают емкостных и проницаемых свойств пород трещиноватого типа.

Региональными надежными флюидоупорами для кембрийского НГК могут служить глинистые и глинисто-карбонатные отложения силура, представленные как глинистыми породами (граптолитовые сланцы лландовери), имеющими локальный характер развития, так и глинисто-карбонатными и карбонатными (мергели, известняки и доломиты). Таким образом, есть все основания считать, что в пределах восточного борта Тунгусской синеклизы в разрезе нижнего и среднего палеозоя присутствуют отложения, которые обладают достаточно надежными экранирующими свойствами для коллекторов нижнего–среднего кембрия. Все это служит в качестве благоприятных предпосылок для возможного формирования залежей нефти и газа в отложениях кембрия. Кембрийский НГК наиболее перспективен в системах краевых рифов, распространенных в западных районах Анабарской НГО.

Ордовикский НГК ограниченно распростанен в юго-западной части листа. Он характеризуется низкими перспективами нефтегазоносности в связи с малыми глубинами залегания возможных коллекторов.

Ордовикско-девонский НГК, распространенный в северо-западной части листа в пределах Енисей-Хатангской НГО, не вскрыт скважинами и, следовательно, не изучен. По аналогии с прилегающими территориями он, возможно, перспективен для поисков нефти и газа. Так, в пределах Тунгусской синеклизы в карбонатах нижнего ордовика выявлены локальные резервуары, а в песчаниках среднего ордовика – региональные резервуары. В ордовикских отложениях предположительно выделяется одна нефтематеринская толща, обогащенная ОВ, представленная темно-серыми аргиллитами и известняками среднего и верхнего отделов. В нижнесилурийских отложениях резервуары выявлены в толщах органогенных карбонатов на положительных структурах, но коллекторские свойства пород низкие. Предполагается, что в пределах Енисей-Хатангской НГО, так же как и за пределами площади листа, толщи глинистых пород девона могут являться региональным флюидоупором.

Каменноугольно-пермский НГК, так же как и ордовикско-девонский НГК, не изучен. По аналогии с прилегающими территориями Анабаро-Хатангской седловины, где в пермских отложениях тустахской, нижнекожевниковской и верхнекожевниковской свит выявлены залежи нефти, он можен быть оценен как перспективный или малоперспективный. На территории Анабаро-Хатангской седловины по результатам сейсмических и буровых работ локальные резервуары установлены в известняках нижнего карбона и песчаниках среднего–верхнего карбона и перми. Суммарная мощность пластов пес-

чаников достигает 200 м. Коллекторские свойства пород удовлетворительные. Пористость выше на положительных структурах.

Все НГК, вероятно, премущественно нефтеносны. Плотность ресурсов в различных районах Анабарской и Енисей-Хатангской НГО в пределах территории листа изменяется от 1 до 40 тыс. т УУВ на 1 км². Основная масса УВ прогнозируется в рифейском, вендском и кембрийском НГК.

В соответствии со структурно-тектоническим и структурно-фациальным районированием в пределах Анабарской НГО можно выделить три перспективных нефтегазоносных района: Нижнекотуйский, Среднекотуйский и Южно-Анабарский, а на территории Енисей-Хатанской НГО – Хатангский ПНГР.

Нижнекотуйский ПНГР выделен в границах северо-западной моноклинали Анабаро-Оленёкской антеклизы. Площадь Нижнекотуйского ПНГР составляет 25 тыс. км^2. Перспективными нефтегазоносными комплексами (НГК) здесь являются рифейский, вендский, верхневендско-нижнекембрийский и кембрийский НГК. В составе рифейского НГК выделяются мукунский и билляхский нефтегазоносные резервуары. В вендском и верхневендско-нижнекембрийском НГК выделяются старореченский и немакит-далдынский резервуары в объемах одноименных свит, а также медвежинский резервуар в объеме медвежинской и кугдаюряхской свит. В кембрийском НГК выделяется большой по мощности (до 1000 м) кындынский резервуар в объеме улаханарымасской, урюнгтасской, далбыхской и атырдяхской свит, где основными высокоемкими коллекторами могут быть барьерные рифы ранне- и среднекембрийского возраста. Экраном кындынского резервуара являются глинистые доломиты и мергели томпокской свиты. В пределах Нижнекотуйского ПНГР выделяется Медвежинско-Танаралахская зона нефтегазонакопления, связанная с возможным выклиниванием пластов песчаников в верхневендско-нижнекембрийских, вендских и рифейских отложениях. Здесь также возможны залежи и в рифогенных коллекторах кындынского резервуара. Наиболее благоприятные для поисков залежей УВ территории здесь выделены в перспективные участки для проведения геолого-разведочных работ на нефть и газ: Танаралахский с ресурсами УУВ в 12,2 млн т и Медвежинский с ресурсами 18,7 млн т по категории D_1.

Среднекотуйский ПНГР выделен в границах юго-западной моноклинали Анабаро-Оленёкской антеклизы. Площадь Среднекотуйского ПНГР составляет 14,5 тыс. км^2. Перспективными нефтегазоносными комплексами здесь являются рифейский, вендский, верхневендско-нижнекембрийский, кембрийский и ордовикский НГК. Как и в Нижнекотуйском ПНГР, здесь в составе рифейского НГК выделяются мукунский и билляхский нефтегазоносные резервуары (НГР), а в составе вендского НГК – старореченский резервуар. В северо-западной части Нижнекотуйского ПНГР верхневендско-нижнекембрийский НГК включает немакит-далдынский и медвежинский резервуары, а кембрийский НГК – кындынский резервуар. В юго-восточной части ПНГР в верхневендско-нижнекембрийском НГК выделяются маныкайский, эмяксинский и куонамский резервуары в объемах одноименных свит. В кембрийском НГК выделяются оленёкский, чукукский и мархинский резервуары – аналоги кындынского резервуара.

К западу и юго-западу от Анабарского щита, где в залегании пород чехла в связи со ступенчатым погружением фундамента возможно появление флексурных перегибов, перспективы нефтегазоносных комплексов постепенно растут. В пределах Среднекотуйского ПНГР выделяется Тукалан-Эссейская зона нефтегазонакопления, связанная с возможным выклиниванием пластов песчаников в верхневендско-нижнекембрийских, вендских и рифейских отложениях. Здесь возможны залежи также и в рифогенных коллекторах кындынского резервуара. В условиях моноклинали залежи нефти и газа могут образоваться в ловушках флексурного типа или тектонически экранированных зонах, поэтому здесь, на основании интерпретации материалов потенциальных полей и общегеологических данных, выделены перспективные участки для проведения ГРР на нефть и газ: Кулингдинский с ресурсами УУВ в 22,4 млн т и Эссейский с ресурсами 23,9 млн т по категории D_1.

На юге Анабарского свода в районах отсутствия рифейских отложений выделяется Южно-Анабарский ПНГР площадью 8,3 тыс. км^2. Здесь присутствуют вендский, верхневендско-нижнекембрийский и кембрийский нефтегазоносные комплексы. В составе вендского и верхневендско-нижнекембрийского НГК выделяются старореченский, маныкайский, эмяксинский и куонамский терригенно-карбонатные резервуары. Последний является также и региональным экраном для нижележащих НГК. В кембрийском НГК выделяются оленёкский, чукукский и мархинский карбонатные резервуары. На территории Южно-Анабарского ПНГР прогнозируются Аргасалинская зона нефтегазонакопления и южное окончание Тукалан-Эссейской ЗНГН. В пределах названных зон возможно наличие залежей УВ, связанных с зонами выклинивания пластов песчаников старореченской и маныкайской свит, и в рифогенных коллекторах кембрийского НГК. В условиях моноклинали залежи нефти и газа могут образоваться во флексурных или тектонически экранированных ловушках, поэтому здесь в благоприятных структурных условиях, в приразломной зоне выделен Кюелькян-Хайгинский перспективный участок для проведения ГРР на нефть с прогнозными ресурсами 10,4 млн т УУВ по категории D_1.

Среднекотуйский и Южно-Анабарский ПНГР располагаются в зоне пологого погружения поверхности фундамента в сторону Тунгусской синеклизы. Предполагается, что местоположение перспективных земель в региональной структуре осадочного покрова может контролироваться системой разломов в пределах юго-западного склона Анабаро-Оленёкской антеклизы, которые могут создавать благоприятные структурные условия для формирования тектонически экранированных залежей УВ.

Если рассматривать положение обсуждаемых земель относительно региональных литолого-фациальных особенностей строения осадочного разреза, то в их пределы попадает зона взаимоперехода кындынского резервуара в фациально восточный тип разреза. С ней, как известно, связано резкое увеличение мощностей нижней части верхнекембрийского разреза (до 500 м) в сторону Тунгусской синеклизы, что обусловлено формированием в это время контрастной зональной Южно-Анабарской палеофлексуры. Практически повсеместно на восток от Южно-Анабарского ПНГР на протяжении около 400 км в пределах пояса высокоперспективных земель встречаются разнообразные

нефтепроявления – от источников жидкой нефти на р. Кюэнелекян в западной части до экзотических проявлений и крупных скоплений асфальтовых битумов в районе верхнего течения рек Силигир и Мархa [361].

Хатангский ПНГР выделен в пределах северо-западной части листа, на моноклинальном склоне Енисей-Хатангского регионального прогиба. Он имеет площадь 2,1 тыс. км^2. Перспективными здесь являются вендский, верхневендско-нижнекембрийский, кембрийский, ордовикско-девонский и каменноугольно-пермский НГК. Предполагается, что суммарная плотность ресурсов УУВ в осадочном чехле Хатангского ПНГР не превышает 40 тыс. т/км^2. Ресурсы углеводородов могут быть локализованы в пределах возможных флексурных перегибов на моноклинальном склоне либо в тектонически экранированных ловушках.

История формирования залежей углеводородов. Рифейские резервуары уже в кембрии были перекрыты мощными осадочными толщами, что, видимо, создавало благоприятные условия для широкого развития процессов нефтегазообразования. Это подтверждается и анализом истории нефтегазообразования, выполненным на основе палеогеохимического метода [125, 126, 349]. Так, в пределах западного склона Анабарского свода к концу рифея осадочные толщи погрузились в верхнюю зону интенсивного газообразования. На рубеже рифея и венда, во время проявления байкальской фазы складчатости, сопровождавшейся подъемом территории, процессы газообразования, вероятно, были замедленными или полностью прекратились. Они возобновились в кембрийский период, когда рифейские отложения вошли в главную зону нефтеобразования. С этим временем, видимо, следует связывать формирование залежей нефти в песчаниках ильинской и бурдурской свит [125].

В триасовый период рифейские, вендские и кембрийские резервуары испытали максимальное погружение. Рифейские резервуары достигли глубин 7 км, т. е. вошли в нижнюю зону газообразования, а вендские и кембрийские резервуары вошли в главную зону нефтеобразования. Предполагается, что формирование залежей УВ в вендских и кембрийских резервуарах происходило в триасовый период. В последующее время регион с высокой скоростью воздымался и значительная часть залежей в пределах наиболее приподнятых районов Анабарского свода была разрушена.

На погруженных западных склонах Анабарского свода, там, где рифейские, вендские и кембрийские резервуары залегают в настоящее время на глубинах более 1 км и, следовательно, не подвержены влиянию процессов гипергенеза, залежи УВ должны были сохраниться.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Гидрогеологическая съемка на территории листа R-48 не проводилась, поэтому характеристика гидрогеологических условий района дана по материалам, полученным в разные годы при проведении государственной геологической съемки, тематических региональных и поисковых геологических исследований. Имеющиеся данные приведены в монографиях [30, 45, 46], в региональных обобщениях по территориям поисковых работ на различные виды полезных ископаемых [2, 26, 27, 39, 274] и на обзорных гидрогеологических и гидрогеохимических картах [39 и др.].

Гидрогеологические условия территории листа R-48 обусловлены ее размещением преимущественно в пределах Анабарской геокриологической области сплошного развития яруса многолетнемерзлых пород и наиболее глубокого (до 1500 м) залегания подошвы зоны отрицательных температур [26]. Анабарское возвышенное плато сложено высокотеплопроводными гнейсами и кристаллическими сланцами архейско-раннепротерозойского возраста, что в сочетании с суровыми климатическими условиями предопределило наиболее глубокое охлаждение разреза. Этому также способствовал океанический тип высотной геокриологической поясности территории, при котором мощность мерзлой толщи прямо зависит от абсолютной высоты рельефа. По геотермическим особенностям территория Анабарского массива относится к регионам с наиболее холодной земной корой и наименьшим тепловым потоком – 15–20 мВт/м^2.

Согласно расчетам, температура пород составляет от −3 до −5 °С на глубине 500 м и от −1 до +1 °С на глубине 1000 м [2]. По данным ВЭЗ установлено, что мощность мерзлых пород на Анабарском щите колеблется от 100 до 1500 м при медианном ее значении 730 м [27, 274].

Мерзлотно-геологические условия в сочетании с субарктическим резко континентальным климатом, малым количеством осадков на выровненном полого-увалистом и полого-волнистом рельефе возвышенного плато определяют слабую дренированность деятельного слоя и приповерхностное залегание зеркала грунтовых вод. На низменных окраинах территории сумма годовых осадков не превышает 200 мм, на возвышенной части достигает 300 мм и более. Они выпадают преимущественно в виде снега, инея и изморози в течение зимы, в меньшем количестве в виде дождя, мороси и рос в весенне-летний сезон. Бóльшая часть атмосферных осадков расходуется на поверхностный сток, который собирают на плоскогорьях узкие долины рек, врезан-

ных на глубину до 150–250 м. В период весеннего таяния снежного покрова формируются паводки высотой от 3–6 до 10 м и более. Бывают паводки, связанные с оттаиванием многолетнемерзлых пород, но с меньшими подъемами уровней. К осени и в зимнюю межень речной сток значительно уменьшается. Режим рек указывает на отсутствие подземного питания, что подтверждается отсутствием многолетних наледей и сквозных таликов.

Грунтовые воды в верхней части разреза территории связаны с оттаивающим в летнее время деятельным слоем мощностью до 0,5–1,5 м. Кроме того, в долинах крупных рек, которые не промерзают зимой (Котуй, Котуйкан, Фомич, Мойеро), развиты подрусловые талики, содержащие надмерзлотные водоносные горизонты на глубинах до 10 м. Источниками водоснабжения в зимний период могут служить талики под крупными озерами (Ессей, Ялтан, Кулингда, Киенг-Кюель и др.) и глубокими непромерзающими плесами рек.

Несмотря на общее атмосферное питание и равные климатические условия круговорота, химический состав и минерализация поверхностных вод на территории листа R-48 отчетливо зависят от смены породных комплексов, геологических условий и морфологии участков. Так, на северном склоне Анабарского массива в поле распространения нижнерифейских отложений, примыкающих с перекрытием к архейским породам, наблюдается следующий гидрохимический ряд [118]: воды рек, дренирующих образования кристаллического массива, имеют хлоридно-гидрокарбонатный кальциево-натриевый состав с минерализацией 60–85 мг/дм^3, pH 6,2–6,6; воды рек в пределах развития пород терригенного рифея отличаются более высокими минерализацией (до 90–100 мг/дм^3) и кислотностью (pH 4,5–5,0); воды ручьев, дренирующих карбонатные породы кембрия, имеют гидрокарбонатный натриево-кальциевый и магниево-кальциевый состав с минерализацией до 400 мг/дм^3.

На территории северо-восточной части листа поверхностные воды в реках Фомич, Парфен-Юрях, Фомич-Далдын, Хардах-Юрях, Чакыя-Юрях и в озерах, расположенных в долинах этих рек, имеют гидрокарбонатный магниево-кальциевый состав [121]:

$$M_{0,166}\,\frac{(HCO_3 + CO_3)95{,}5}{Ca\,50\,Mg\,40\,(Na + K)10}.$$

В центральной части листа в поле преобладающего распространения отложений рифея и венда в реках Томулах, Харитон-Юрях, Буом-Пастах, Медвежья, Котуйкан, Илья, Дегде и их боковых притоках поверхностные воды имеют гидрокарбонатные магниево-кальциевый или кальциево-натриевый составы [64, 225]:

$$M_{0,234}\,\frac{(HCO_3 + CO_3)100}{Ca\,49\,Mg\,36\,(Na + K)15};$$

$$M_{0,097}\,\frac{(HCO_3 + CO_3)100}{(Na + K)49\,Ca\,35\,Mg16}.$$

На южном склоне Анабарского массива речные воды гидрокарбонатные кальциево-натриевые, отмечается присутствие сульфат-иона. В верховьях р. Дегде состав воды становится хлоридно-гидрокарбонатным кальциево-натриевым [220]:

$$M_{0,05}\frac{HCO_3\,53\,Cl\,26\,SO_4\,15}{Na\,66\,Ca\,21\,Mg\,13}.$$

В соответствии с принятой ВСЕГИНГЕО схемой структурно-гидрогеологического районирования территории РФ [348], площадь листа R-48 находится в пределах двух гидрогеологических структур первого порядка – Восточно-Сибирской криогенной артезианской провинции (I) и Анабарского криогенного гидрогеологического массива (*II*). К Восточно-Сибирской провинции здесь относятся фрагменты Хатангского (I_1), Оленёкского (I_2) и Тунгусского (I_3) артезианских криогенных бассейнов.

В пределах выделенных артезианских структур ниже зоны многолетнемерзлых пород распространены водоносные отложения осадочного чехла, насыщенные, как правило, солеными водами и рассолами. На основе материалов геологической карты выполнена гидрогеологическая стратификация разреза. На эрозионную поверхность выходят водоупорные криогенные горизонты: палеогеновый (₽), меловой (K), триасовый (T), среднекаменноугольно-пермский (C_{2-3}–P), девонско-нижнекаменноугольный (D_3–C_1), ордовикско-силурийский (O–S_1), кембрийский (Є), венд-кембрийский (V–$Є_1$), вендский (V), рифейский (RF), архейский (AR). Их перекрывает криогенный водоупорный горизонт четвертичных образований. В молодых и современных образованиях развиты надмерзлотные подземные воды, связанные с сезонным талым слоем либо подрусловыми таликами.

Четвертичные отложения практически на всей территории представляют собой криогенный водоупорный горизонт. Надмерзлотные подземные воды связаны только с сезонным талым слоем либо с подрусловыми таликами. Надмерзлотные воды представлены почвенными, грунтовыми и болотными порово-пластовыми водами [177]. Выходы их обычно наблюдаются на крутых склонах (обрывах) по долинам водотоков в виде капель и небольших струй, стекающих из-под почвенного покрова и из трещин коренных пород. Надмерзлотные воды прозрачные, пресные, без запаха. На заболоченных и заторфованных участках надмерзлотные воды насыщены гуминовыми кислотами, придающими воде бурую окраску. Основным источником питания поверхностных и надмерзлотных вод являются атмосферные осадки. Ввиду малой мощности деятельного слоя (0,5–1,5 м) и полного его промерзания надмерзлотные воды не могут являться источником постоянного водоснабжения.

Палеогеновый водоупорный криогенный горизонт (₽) представлен пестроокрашенными глинами и тонкозернистыми песками. Отложения палеогена встречены локально – только на юге листа в бассейне р. Котуй. При мощности до 50 м они полностью проморожены. В летне-осенний период верхняя часть толщи оттаивает. Этот сезонноталый слой водоносен. Мощность его – до 0,5–1,5 м. Минерализация этих вод составляет 0,02–0,2 г/дм^3, состав гид-

рокарбонатный кальциевый либо магниево-кальциевый. Практического значения для организации централизованного водоснабжения эти воды не имеют. Водоносность палеогеновых образований также связана с подрусловыми таликами рек. Мощность водоносного горизонта может достигать 5–10 м. Коэффициент водопроводимости русловых отложений составляет 3,6–106,8 $м^2$/сут. Воды подрусловых таликов имеют гидрокарбонатный и сульфатно-гидрокарбонатный магниево-кальциевый состав с минерализацией до 0,5 г/$дм^3$ [2]. Отдельные участки подрусловых таликов могут быть весьма перспективны для добычи подземных вод с целью водоснабжения.

Меловой водоупорный криогенный горизонт (K) представлен толщей меловых песков, алевролитов, глин и песчаников (суммарной мощностью свыше 1000 м). Комплекс распространен в пределах Хатангского криогенного артезианского бассейна в северо-западном углу листа R-48. В верхней части комплекса песчано-глинистая толща проморожена на глубину более 500 м. В подмерзлотной части, по аналогии с соседней территорией, меловой комплекс, возможно, содержит трещинно-пластовые и порово-пластовые водоносные горизонты с маломинерализованными и солеными водами хлоридного и хлоридно-гидрокарбонатного натриевого состава.

Триасовый водоупорный криогенный горизонт (T) распространен на северо-западе территории в пределах Хатангского криогенного артезианского бассейна. Триасовая вулканогенная толща (более 400 м) сложена покровами базальтов, туфами, туффитами с прослоями песчаников, аргиллитов, с силлами и секущими интрузиями долеритов. В целом эта толща является региональным водоупором. Верхняя зона экзогенной трещиноватости мощностью до 60–80 м, по аналогии с Тунгусским артезианским бассейном, может содержать пресные трещинно-пластовые воды, но в существующих геокриологических условиях эта зона проморожена и представляет собой криогенный водоупорный горизонт.

Среднекаменноугольно-пермский водоупорный криогенный горизонт ($C_{2–3}$–P) представлен терригенными угленосными отложениями среднего–верхнего карбона и перми, обнажающимися на ограниченных участках в северо-западной части территории листа вдоль границы Хатангского и Оленёкского артезианских бассейнов. Породы представлены песчаниками, алевролитами, аргиллитами, углистыми сланцами с прослоями углей, линзами и прослоями конгломератов. Мощность пород – 250–400 м. Глубина промерзания пород – 400–500 м. Потенциальные водоносные горизонты в среднекаменноугольно-пермских отложениях могут содержать порово-трещинно-пластовые и трещинно-жильные воды в зонах трещиноватости глубинных разломов [45]. Во́ды преимущественно пресные и слабосолоноватые гидрокарбонатного натриевого и кальциевого состава.

Девонско-нижнекаменноугольный водоупорный криогенный горизонт (D_3–C_1) распространен ограниченно в северной и в северо-западной частях территории листа вдоль границы Хатангского и Оленёкского артезианских бассейнов. Суммарная мощность отложений комплекса – 30–90 м. Сведения о водоносности отложений девона и нижнего карбона в данном районе и на прилегающих территориях отсутствуют, но они могут вмещать трещинно-карстовые горизонты подземных вод.

Ордовикско-силурийский водоупорный криогенный горизонт ($O–S_1$) представлен преимущественно в юго-западной части листа в Тунгусском криогенном артезианском бассейне. Мощность отложений может достигать 500 м. Ниже зоны промерзания пород терригенно-карбонатные и карбонатные отложения ордовика и нижнего силура предположительно содержат трещинно- и карстово-пластовые соленые воды, аналогичные по химическому составу водам кембрийских отложений. На р. Чангада в 30 км западнее р. Котуй, по данным Н. И. Обидина [178], имеются выходы соленых источников кальциево-натриевого состава с минерализацией 164,4 г/дм^3. Весьма вероятно, что они приурочены к зоне новейших разломов и получают питание из нижележащих отложений [45]. На Чириндинской площади в 130 км юго-западнее оз. Ессей при бурении колонковой скв. 1 на глубине 137,5–138,5 м из отложений джеромской свиты ордовика вскрыты самоизливающиеся воды хлоридного натриевого состава с минерализацией 8,9 г/дм^3. Средняя часть комплекса – мергели, аргиллиты и доломиты мойеронской и кочаканской свит – является региональным водоупором.

Кембрийский водоупорный криогенный горизонт (Є) широко развит на территории листа R-48, обрамляя Анабарский щит с северо-запада, запада и юга полосой около 80 км. Он сложен толщей отложений трех отделов кембрийской системы суммарной мощностью до 1400 м. Криогенный водоупорный горизонт кембрийских отложений сформирован с поверхности до глубин 200–600 м.

Ниже зоны промерзания пород в кембрийском разрезе вероятно существование проницаемых водоносных горизонтов, которые содержат подземные воды трещинно-карстово-пластового типа. Сведения о подмерзлотных водопроявлениях из верхне- и среднекембрийских отложений на данной территории отсутствуют. Однако, по аналогии с прилегающими территориями, имеющими сходные геологические условия, следует ожидать насыщения горизонтов верхнего и среднего кембрия рассолами хлоридного натриевого или магниево-кальциево-натриевого состава с минерализацией до 150 г/дм^3. Подобный рассол вскрыт в районе трубки Удачная на глубине 365 м:

$$M_{148,9}\,\frac{Cl\,99\,SO_4\,1}{(Na+K)\,87\,Ca\,9\,Mg\,4}\,Br\,1\ г/дм^3.$$

Нижнекембрийские карбонатные водоносные горизонты прогнозируются под водоупорной карбонатно-глинистой толщей куонамской свиты (30–50 м). На сопредельных территориях в аналогичных известняково-доломитовых отложениях нижнего кембрия распространены хлоридные кальциевые рассолы с минерализацией 300–400 г/дм^3. Они опробованы на южном склоне Анабаро-Оленёкской антеклизы в Мархинской 1, Айхальской 703, Удачнинской 2531, Бысытыхской 1201 и других скважинах. Получены притоки воды до 100 м^3/сут и более, пластовые давления на глубинах 1000–1500 м составляют 11–17 МПа.

Вендо-кембрийский водоупорный криогенный горизонт (V–Є) прослеживается узкой полосой по обрамлению Анабарского массива. Ширина полосы

выходов от 1–2 км на севере (в Оленёкском АБ) до 10–20 км на южной половине листа (в Тунгусском АБ). Венд-кембрийские отложения представлены на севере и западе немакит-далдынской свитой с пестроцветными и коричнево-серыми известняками, глинистыми известняками, доломитами, прослоями мергелей с кварцевыми песчаниками и конгломератами в основании толщи (15–90 м), на юге – маныкайской свитой пестроцветных глинистых доломитов и глинистых известняков с конгломератами в основании (70–130 м).

Ниже зоны промерзания подземные соленые воды и рассолы могут быть локализованы в проницаемых трещинных и кавернозно-трещинных коллекторах венд-кембрийского водоносного горизонта.

Вендский водоупорный криогенный горизонт (V) объединяет терригенно-сульфатно-доломитовую толщу битуминозных строматолитовых доломитов, гипсов и гипсоносных доломитов старореченской свиты (до 250 м). Он прослежен повсеместно в обрамлении Анабарского массива параллельно выходам венд-кембрийского комплекса. Ниже зоны промерзания вендский комплекс содержит подземные соленые воды и рассолы в вендском водоносном горизонте.

Породы венд-кембрийского и вендского водоносных горизонтов опробованы в опорной скважине Мархинская 1, где из пограничных отложений маныкайской и старореченской свит в интервале 1810–1833 м получен приток рассола дебитом 11 $м^3$/сут при среднем динамическом уровне 450 м. Статический уровень установился на глубине 169 м от устья. С учетом плотности рассола 1,3 г/$см^3$ пластовое давление составляет 21,2 МПа. В скважине Айхальская 703 при испытании этих отложений в открытом стволе приток составил 58 $м^3$/сут. Полученный рассол имеет хлоридный кальциевый состав с минерализацией 309–410 г/$дм^3$, с высоким содержанием брома (до 5–6 г/$дм^3$).

Рифейский водоупорный криогенный горизонт (RF) распространен на юго-востоке Оленёкского артезианского бассейна на границе с Анабарским гидрогеологическим массивом. Суммарная мощность рифейского разреза превышает 1600 м. По литологическому признаку в рифейской осадочной толще можно выделить два комплекса.

Терригенно-карбонатный водоносный комплекс сложен преимущественно строматолитовыми и онколитовыми доломитами с прослоями и линзами доломитовых брекчий, гравелитов, песчаников. По аналогии с рифейскими водоносными комплексами Байкитской антеклизы (Юрубчено-Тохомская зона), они могут содержать трещинно-кавернозные и трещинно-карстовые водоносные горизонты с хлоридными натриево-кальциевыми рассолами с минерализацией до 200 г/$дм^3$.

Терригенный водоносный комплекс сложен песчаниками, алевролитами, аргиллитами и гравелитами. Данные по водоносности подмерзлотного разреза отсутствуют. Можно прогнозировать развитие ограниченных трещинных водоносных зон, связанных с дизъюнктивной тектоникой, и на контактах интрузивных тел с вмещающими породами.

Водоносность пород архея. В пределах рассматриваемой территории образования архея имеют широкое распространение и выходят на поверхность в восточной части листа. В комплекс архейских пород входят магматические и метаморфические разности, в том числе кристаллические сланцы, гнейсы,

кварциты, мраморы. С поверхности архейская толща промерзлена на глубину не менее 100–150 м, соответствующую мощности региональной древней коры выветривания [30]. Водоносность пород архея в верхней части разреза может быть связана с подрусловыми таликами, образующими единый водоносный горизонт с речным аллювием.

В целом многолетнемерзлые породы образуют региональный *архейский водоупорный криогенный горизонт* (AR). Ниже залегают породы с частичным заполнением льдом трещин в зонах разрывных нарушений. Под мерзлотным экраном и на глубоких уровнях архейского разреза водоносность может быть связана с зонами тектонической трещиноватости и трещиноватостью, сопровождающей интрузии. Имеются примеры развития горизонтов напорных подземных вод на флангах Анабарского щита, где архейские породы погружены под перекрывающие их более молодые отложения [2]. Скважинами на глубинах 166–414 м вскрыты подмерзлотные воды хлоридно-гидрокарбонатного натриевого состава с минерализацией 0,2–0,8 г/дм^3, увеличивающейся с глубиной. Дебит скважин составлял 2,4–7 м^3/сут.

Приведенная характеристика указывает на сложные гидрогеологические условия территории листа R-48. Распространение здесь подземных вод в жидкой фазе ограничено сезонноталым (деятельным) слоем и участками подрусловых, реже подозерных таликов (надмерзлотные воды), а также водоносными горизонтами, распространенными ниже зоны многолетнемерзлых пород. При этом надмерзлотные воды, как правило, пресные, а подмерзлотные имеют повышенную минерализацию: чаще всего это соленые воды и рассолы. Ресурсы пресных питьевых вод для целей централизованного водоснабжения населенных пунктов и предприятий в регионе ограниченны и связаны преимущественно с подрусловыми таликами крупных рек. Подмерзлотные воды и воды таликов при планировании использования их для водоснабжения требуют дополнительного изучения.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Орографически территория относится к Среднесибирскому плоскогорью и Северо-Сибирской низменности. Район характеризуется субарктическим климатом с четко выраженными чертами континентальности [31]. Своеобразие климатических условий обусловлено не только высоким широтным положением территории, но и характером взаимодействия морских арктических и континентальных воздушных масс умеренных широт, особенностями рельефа. В холодный период общий фон погоды определяется сибирским отрогом азиатского барометрического максимума, формирование которого начинается в сентябре, а разрушение – в марте–апреле. Антициклональные условия на протяжении 8–9 месяцев характеризуются устойчивостью, крепкими морозами, малой скоростью ветра, обилием штилей при небольшом по мощности снежном покрове. Приземные слои воздуха интенсивно выхолаживаются, и температура воздуха может понижаться до −60 °С.

В теплый период года продолжительностью 3–4 месяца воздух, приходящий из области высокого давления над Арктикой в область пониженного давления над нагретой сушей, вызывает развитие циклонической деятельности на арктических фронтах и выпадение осадков; приносят волны холода и ветры северных румбов. Максимальные летние температуры могут достигать +30 °С, что способствует быстрому таянию снега, несмотря на краткость лета.

Район относится к территории избыточного увлажнения, где осадки преобладают над испарением, хотя количество их в течение года не превышает 370 мм. Основная их часть, составляющая 70–75 %, выпадает в теплый период при усилении циклонической деятельности. В виде снега выпадает 60–70 мм в год. Установление устойчивого снежного покрова происходит не сразу, между первым его образованием (конец сентября) и временем его окончательного установления проходит 2–3 недели. Нарастание мощности снега происходит в течение зимы постепенно, и в марте–апреле она достигает 50–60 см. Отсутствие оттепелей в зимний период обусловливает его незначительную плотность.

Основная часть территории листа относится к зоне северных редколесий и тундры. Наиболее распространенной растительной формацией являются редкостойные лиственнично-кустарниково-мохово-лишайниковые леса на мерз-

лотно-глеевых слабо оподзоленных почвах. Преобладающий вид древесной растительности – даурская лиственница. В нижних ярусах господствуют кустарники (различные виды карликовых берез, ив, ольхи) и кустарнички (голубика, багульник, брусника и др.). В пределах Анабарского массива на высоких водораздельных поверхностях развита арктическая тундра с преобладанием щебнистого покрова, а на пологих и средних склонах – горная тундра.

Хорошо дренируемые междуречья в пределах пластовых плато, перекрытые маломощным элювием, характеризуются развитием кустарниково-осоково-мохово-лишайниковых растительных сообществ. Древесный ярус нередко отсутствует. Отличительной чертой ландшафтов междуречий в пределах плато является широкое развитие на пологих склонах полос стока со своеобразным комплексом растительности. Увлажненные пониженные участки ложбин стока занимают комплексы ернико-ивово-осоково-травяных растительных группировок, а пространства между ними – ерниково-моховые редколесья.

В пределах трапповых плато водораздельные поверхности и склоны покрыты плащом каменных развалов, которые практически лишены растительности; нередко с ними соседствуют участки разреженных лиственничных лесов. Характерной чертой является развитие ольховников. В озерно-болотных котловинах на междуречьях развиты мари с осоковыми и гипно-осоковыми сообществами по мочажинам и мохово-ерниковыми – на грядах. Более зрелая стадия развития болот представлена торфяниками с мощностью торфа до 1–2 м.

Видовой состав растительности долин более разнообразен. На песчано-алевритистых участках низкой поймы развиты разнотравно-дриадовые растительные сообщества, на высокой пойме – плотно сомкнутые ивняково-моховые сообщества, а на 1-й террасе – лиственничники различных типов.

МОРФОСТРУКТУРНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ

Морфоструктурные области на эколого-геологической схеме разделяются по их роли в формировании экологической обстановки на три экзодинамические группы: области денудации, области аккумуляции и области транспортировки.

Области денудации занимают гипсометрически наиболее высокий уровень и относятся к низкогорным. Области аккумуляции по морфологии представляют собой равнины, среди которых в масштабе карты выделяются равнины озерного, озерно-ледникового, флювиогляциального, ледникового и морского подтипов. Области транспортировки представлены долинами рек. Кроме того, к областям транспортировки относятся солифлюкционные террасы и оплывины, отмеченные на карте как поля развития неблагоприятных объектов и процессов.

С учетом геоморфологической характеристики, генезиса и состава рельефообразующих пород, растительной поясности выделено 14 морфоструктурных областей.

Глубокорасчлененное ступенчатое плоскогорье на траппах (*1*) прослеживается вдоль северо-западного края Котуйского плато, тянется полосой с вы-

сотами от 300 до 400 м. Почвы таежные торфянисто-перегнойные высокогумусные неоглеенные.

Слаборасчлененное ступенчатое плоскогорье на траппах (*2*) развито в виде отдельных пятен в пределах предыдущего типа ландшафта и приурочено преимущественно к интрузиям основных и щелочно-ультраосновных пород. Почвы – подбуры тундровые и каменные многоугольники.

Глубокорасчлененное высокое плато на карбонатных породах и траппах (*3*) примыкает с запада к Анабарскому массиву. Отметки высот – от 300 до 400 м. Почвы таежно-глеевые, торфянисто-перегнойные, перегнойно-карбонатные. Значительное развитие получили каменные моря и курумники, отмечается широкое распространение солифлюкционных процессов.

Глубокорасчлененное высокое плато на карбонатных породах (*4*) – это водоразделы рек Фомич, Эриечка, Медвежья. Высоты в основном от 500 до 600 м. Почвы перегнойно-карбонатно-тундровые. Широко развиты каменные моря и курумники.

Возвышенная равнина (*5*), сформированная на метаморфических породах фундамента платформы и на терригенных породах рифея, – Анабарское плато. Высоты – от 500 до 800 м. Почвы – подбуры тундровые, таежно-глеевые. Широко развиты каменные моря и курумники.

Пологонаклонная водораздельная поверхность и гряды на карбонатных породах палеозоя и интрузиях (*6*): склоны пологие и средней крутизны, реже крутые, покрытые элювиально- и коллювиально-делювиальными отложениями. Почвы горно-таежные и горно-тундровые мерзлотные. Приурочен данный тип ландшафта к юго-восточной части Аганылийской равнины.

Террасированный рельеф озерно-аллювиальных бассейнов с термокарстовыми западинами (*7*) представлен кочкарно-бугристой поверхностью долинных марей и сложен глинами, алевритами, песками. Он развит в долинах рек Кукусунда и Аганыли. Почвы болотные торфяные и торфяно-глеевые мерзлотные.

Аккумулятивные озерно-аллювиальные равнины (*8*) имеют ограниченное распространение на северо-западе листа, развиты в районе устья р. Котуй. Они сложены галечниками, гравийниками и разнозернистыми песками. Почвы тундровые глеевые торфянисто-перегнойные [124].

Плоский рельеф приледниковых озерных бассейнов с термокарстовыми западинами (*9*) получил развитие в долинах рек Мойеро и Сикасян (Ессей-Сянэ), сложен глинами, алевритами, песками. Почвы болотные торфяные и торфяно-глеевые мерзлотные.

Холмисто-бугристый рельеф и камовые гряды в северо-западной части Аганылийской равнины (*10*) сложены песками, гравийниками, галечниками. Почвы таежно-глеевые торфянисто-перегнойные, перегнойно-карбонатные.

Холмисто-грядово-западинный рельеф на ледниковых отложениях (*11*) сложен глинистым и песчанистым диамиктоном. Почвы таежно-глеевые мерзлотные.

Холмисто-грядовая равнина на краевых ледниковых образованиях (*12*) сложена песчанистыми глинами и алевритами. Почвы таежно-глеевые торфянисто-перегнойные, перегнойно-карбонатные.

Аккумулятивные морские равнины (13) развиты в низовьях р. Котуй, сложены песками и песчаными алевритами. В пределах данного ландшафта широко распространены холмисто-бугристые и камовые формы рельефа, сложенные диамиктонами и галечниками с гравийниками. Почвы тундровые глеевые торфянистые и торфяные, болотные торфянистые и торфяные.

Речные долины (*14*) – это пойменные и надпойменные террасы аккумулятивные, эрозионно-аккумулятивные и эрозионные, сложенные аллювиальными песками, гравийниками, галечниками и дочетвертичными породами. Почвы торфяно-глеевые и таежно-глеевые мерзлотные.

ОЦЕНКА ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ

Описываемая площадь расположена в области сплошного распространения многолетнемерзлых пород. Начало формирования криолитозоны здесь было связано с изменением условий теплообмена в системе атмосфера–литосфера при общем ритмически направленном похолодании климата, стартовавшем в конце неогена. Сохранение в течение длительного времени условий для глубокого промерзания пород определило формирование здесь мощной криолитозоны. Однако имеются местные ограниченные участки, на которых мерзлых пород нет (сквозные талики) [234]. На территории листа такие участки приурочены в основном к долине р. Котуй.

Сезонное оттаивание пород развито по всей описываемой территории и начинается в первой половине–середине июня сразу после схода снежного покрова. Этому способствует малая мощность снежного покрова и его сравнительно равномерное распределение. Наиболее интенсивно грунты протаивают в июне и июле: за это время оттаивает около 70–80 % мощности сезонноталого слоя. В августе темпы протаивания падают, а к середине сентября протаивание, достигнув своей максимальной величины, прекращается.

На рассматриваемой территории повсеместно развито криогенное выветривание, обусловленное резко континентальным климатом и процессами протаивания–промерзания горных пород. Процессы криогенной дезинтеграции приводят к крупнообломочному разрушению пород, вследствие чего скальные и полускальные породы карбонатной, терригенно-карбонатной и трапповой формаций теряют свою монолитность, подвергаются трещинообразованию и дальнейшему разрушению. Наибольшая мощность зоны интенсивного криогенного выветривания составляет 15–25 м и присуща породам карбонатной и терригенно-карбонатной формаций палеозоя. Повышение мощности зоны установлено в днищах долин и в местах дизъюнктивных нарушений.

В естественных условиях в силу преобладающей глубины сезонного оттаивания 0,5–1 м развито пучение пород, связанное с широким развитием процессов дифференциального вымораживания (выпучивания) каменного материала на поверхность. Типичными для микро- и мезорельефа высоких и низких пластовых и вулканических плато являются структурные грунты – формы рельефа, возникающие в результате сортировки неоднородной грунтовой массы, насыщенной водой, при ее многократном замерзании и оттаивании.

На водораздельных поверхностях это – пятна-медальоны, каменные кольца и многоугольники с более или менее выраженной морозной сортировкой; на склонах – каменные реки и курумы. Наиболее часто встречающиеся формы – каменные многоугольники и кольца. Каменные поля из крупных глыб и обломков наиболее характерны для участков трапповых плато. Это – обширные пространства, занятые хаотически расположенными глыбами и щебнем с редкими спорадически расположенными пятнами мелкозема.

Несмотря на развитие процессов пучения, такие формы, как многолетние бугры пучения, имеют весьма ограниченное распространение и приурочены к заболоченным верховьям ручьев и озерно-болотным котловинам.

Широкое распространение в регионе имеют солифлюкционные процессы, в результате которых происходят транспортировка и перераспределение рыхлого материала на склонах, формирование своеобразных склоновых отложений и форм микрорельефа. Вязкопластичное солифлюкционное течение дисперсных грунтов нередко происходит одновременно с плоскостным смывом. К типично солифлюкционным формам относятся солифлюкционные языки и террасы, натечные формы, разрывы сплошности дернины и мохового покрова. К числу наиболее характерных форм микро- и мезорельефа в регионе относятся делли – неглубокие ориентированные вдоль склонов борозды и ложбины. Делли на склонах низких и высоких пластовых и вулканических плато хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках, создавая специфический веерообразный рисунок. Дно ложбин покрыто влаголюбивой растительностью, иногда заболочено. Водные потоки в деллях функционируют в период снеготаяния и после дождей. Постоянный поверхностный сток наблюдается в некоторых случаях только в нижних частях склонов, где в связи с этим в конце лета отложения переувлажнены и на лишенных дернины участках образуются натеки грунта.

Суровые геокриологические условия региона способствуют развитию наледных процессов. Здесь наледи в основном представлены гидрогенным типом, так как поверхностные водотоки в зимний период полностью перемерзают.

На территории листа практически отсутствуют населенные пункты. На северо-западном побережье оз. Ессей находится одноименный поселок с населением чуть более 600 человек. Сельское хозяйство представлено оленеводством.

Село Хатанга расположено на одноименной реке, население его около 3000 человек. Развиты оленеводство, промышленное рыболовство и промысловая охота. В Хатанге расположен аэропорт. На территории сельского поселения Хатанга существует пос. Каяк, основанный для отработки угольных запасов шахты «Котуй», построенной в 1947 г. Предприятие разрабатывало Каякское месторождение Тунгусского угольного бассейна, расположенное на берегу р. Котуй. В настоящее время в обоих населенных пунктах нет крупных промышленных объектов.

Транспортное сообщение осуществляется с помощью тракторных дорог и зимников.

Анализ состояния территориально-природного комплекса позволяет сделать вывод о том, что экологическая ситуация на площади листа по степени

интенсивности развития неблагоприятных экзогенных геологических процессов характеризуется оценками от удовлетворительной до напряженной.

Для большей части листа эколого-геологическая ситуация рассматривается как *удовлетворительная*. Для этой территории ненарушенной сохранилась естественная природная среда с разной степенью развития естественных неблагоприятных геодинамических процессов (курумообразование, эрозия, криогенные процессы и т. п.).

К участкам с *напряженной* эколого-геологической ситуацией отнесены площади близ устья р. Котуй, бассейны рек Аганыли, Мойеро, Сенгю и Дяра, а также районы, расположенные на юго-западе от оз. Ессей, так как здесь процессы солифлюкции и заболачивания проходят наиболее интенсивно.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В процессе составления и подготовки к изданию комплекта ГК-1000/3 листа R-48 – Хатанга был проанализирован обширный фактический материал геологосъемочных и поисковых работ разных масштабов, тематических исследований, которые выполнялись различными организациями, а также вся доступная фондовая и опубликованная литература. В результате полевых работ были проведены специализированные исследования на отдельных объектах и отобран необходимый каменный материал для аналитических исследований с целью уточнения состава и возраста архейско-нижнепротерозойских кристаллических пород Анабарского щита, отложений рифея, фанерозоя, интрузивных комплексов протерозоя и мезозоя и связанных с ними полезных ископаемых.

Подготовленный комплект карт и объяснительная записка составлены в соответствии с утвержденной НРС Роснедра Анабаро-Вилюйской серийной легендой ГК-1000/3 и с учетом «Предложений по внесению изменений и дополнений в легенду». Подготовленные материалы отвечают требованиям «Методического руководства…» [160], а также стратиграфического и петрографического кодексов.

Со времени составления и издания Геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 (новая серия) существенно изменились принципы и методы картирования стратифицированных и нестратифицированных подразделений. Все отложения кембрийской, ордовикской, силурийской, девонской и пермской систем были закартированы на уровне отделов, ярусов и, в отдельных случаях, горизонтов, а интрузивные образования – по петрографическому принципу с учетом их возрастного положения. В подготовленных к изданию комплектах карт все отложения указанных систем закартированы на уровне свит и толщ, а базовыми петрографическими подразделениями для интрузивных образований являлись магматические комплексы. Впервые, согласно Анабаро-Вилюйской серийной легенде, подсвиты юсмастахской свиты, охватывающие отложения среднего и верхнего рифея (около 600 млн лет), закартированы в ранге свит с названиями, предложенными М. Н. Злобиным [89]: некюлээхская (средний рифей) и чурбукская (верхний рифей).

Легенда построена в «линейном» виде со схемой корреляции по структурным этажам и ярусам, отражающим основные этапы развития территории в возрастной последовательности. Для каждого яруса или этажа приведена схема структурно-формационного районирования. На схемах корреляции вещественное выполнение структурно-формационных подразделений показано

в виде условных знаков серий, свит, толщ, комплексов, привязанных к таксонам общей стратиграфической шкалы. В основу легенды положены решения всесоюзных и региональных совещаний по разработке стратиграфических схем и схем корреляции магматических и метаморфических комплексов. Стратиграфические подразделения обоснованы комплексами органических остатков, магматические комплексы имеют достаточное геологическое и геохронологическое обоснование возраста и отвечают валидным подразделениям. В свете новых данных по ряду подразделений уточнен состав и возраст.

Наряду с этим остается ряд спорных или проблемных вопросов.

Согласно петрографическому кодексу и методическим рекомендациям по составлению и подготовке к изданию листов ГК-1000/3, в качестве основного регионального петрографического подразделения метаморфических пород, утративших в процессе метаморфизма признаки первичного состава и строения субстрата, должен рассматриваться комплекс, который выделяется как самостоятельное картируемое метаморфическое подразделение. Вместе с тем, в нашей стране до последнего времени основополагающим в геологической картографии остается стратиграфический подход даже для глубоко преобразованных метаморфических пород. В частности первая попытка стратификации гранулитового комплекса Анабарского щита была сделана Б. Н. Рожковым, Г. Г. Моором и Б. В. Ткаченко [212]. Впоследствии сводная схема стратификации архейских образований была разработана М. И. Рабкиным и принята на Междуведомственном совещании по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири в 1956 г. и, с некоторыми изменениями, в 1963 г. [199, 200, 209]. Стратиграфический подход к картированию метаморфических толщ Анабарского щита до настоящего времени используется в опубликованной литературе [48, 216, 256 и др.].

Проведенные в последние десятилетия геохимические и изотопно-геохронологические исследования [5, 84, 88, 247 и др.] определили возраст исходных пород далдынской и верхнеанабарской серий в 3,32 млрд лет, а возраст гранулитового метаморфизма указанных серий – в $2{,}76 \pm 0{,}02$ млрд лет, что согласуется с полученными нами данными по результатам датировки на SHRIMP II цирконов, отобранных из пород далдынской и верхеанабарской серий исследуемой территории. Дометаморфический возраст пород хапчанской серии в приведенной выше литературе определен в 2,5–2,4 млрд лет, а возраст метаморфизма в условиях гранулитовой фации – в 1,97 млрд лет.

Приведенные датировки для хапчанской серии не согласуются с геологическими данными. В Хапчанском мегаблоке Салтахский массив с возрастом не менее 2280 млн лет [251] прорывает породы хапчанской серии. На Оленёкском поднятии породы хапчанской серии перекрыты зеленосланцевой толщей эекитской серии мощностью около 2,5 км, которые прорваны одноименным гранитовым комплексом. U-Pb возраст гранитов этого комплекса по двум группам конкордантных значений составил 2036 ± 11 и 2111 ± 20 млн лет [47].

Полученные нами определения возраста циркона, отобранного из пород вюрбюрской толщи хапчанской серии, по результатам U-Pb датирования на SHRIMP II, а также с использованием системы лазерной абляции указывают

на дометаморфический возраст вюрбюрской толщи 2,86–2,54 млрд лет и возраст метаморфизма в условиях гранулитовой фации 2,28–2,20 млрд лет.

До настоящего времени остается неоднозначным представление о времени формирования отложений ильинской и бурдурской свит. Красноцветные конгломерат-гравелит-песчаниковые формации ильинской и бурдурской свит слагают на северо-западном склоне Анабарского свода наиболее древние на Сибирской платформе базальные отложения платформенного чехла. Впервые на биостратиграфической основе возрастное расчленение верхнедокембрийских (верхнепротерозойских) отложений бассейна р. Котуйкан было проведено коллективом геологов НИИГА: Н. П. Голованов, М. Н. Злобиным, Л. Н. Ильченко, В. Я. Кабаньковым и др. [182]. Все выделенные ими стратиграфические подразделения сопоставлены с четырьмя наиболее характерными комплексами строматолитов, онколитов, катаграфий и микрофоссилий верхнего протерозоя, нижняя возрастная граница которого совпадает с подошвой мукунской серии (ильинской свиты). По результатам этих исследований в Анабаро-Вилюйской серийной легенде ГК-1000/3 отложения ильинской и бурдурской свит отнесены к рифейской эонотеме. В Решениях Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе [207] и в стратиграфическом словаре [237] отложения ильинской и бурдурской свит также отнесены к нижнему рифею.

На большей части изданных листов геологических карт масштаба 1 : 200 000 отложения ильинской и бурдурской свит отнесены к верхнему протерозою, на отдельных листах, а также на Геологической карте СССР (новая серия) масштаба 1 : 1 000 000 – к среднему протерозою. На Геологической карте Сибирской платформы масштаба 1 : 1 500 000 [34] и в монографии «Восточная Сибирь» [40] отложения ильинской и бурдурской свит без необходимого обоснования были отнесены к нижнему протерозою. Впоследствии на Геологической карте России и прилегающих акваторий масштаба 1 : 2 500 000 [33] и на ряде карт масштаба 1 : 5 000 000 различного содержания они также были отнесены к нижнему протерозою. По заключению А. В. Купцовой, А. К. Худолея, П. Ю. Петрова [119, 187, 188], основанному на анализе современных изотопно-геохимических данных и на литолого-фациальных построениях, возраст описываемых отложений уверенно определяется как раннерифейский [264], что подтверждается конкордантным значением возраста обломочного циркона из основания ильинской свиты, фиксирующего нижний возрастной рубеж начала осадконакопления, в 1690 ± 9 млн лет.

Проблема может быть решена только после детального исследования и сравнения детритовых цирконов из раннепротерозойских кор выветривания Анабарского щита и из отложений верхних частей разреза бурдурской свиты.

До настоящего времени не ясно положение границы между вендскими и кембрийскими отложениями. Граница между вендом и нижним кембрием в ОСШ принимается по подошве томмотского яруса, а немакит-далдынский горизонт рассматривается в составе верхнего отдела вендской системы. Подошва немакит-далдынского горизонта фактически совпадает с границей кембрия и докембрия в МСШ [213]. На северных и западных окраинах Анабарского щита немакит-далдынский горизонт (свита) сопоставлялся с отложениями нижнего подъяруса алданского яруса, с верхними и, возможно,

средними частями юдомской свиты юго-востока Сибирской платформы [238].

Наиболее детально разрез немакит-далдынской свиты (горизонта) изучен Б. Б. Шишкиным [269] на правом берегу р. Котуйкан в 2–4 км выше устья. По органическим остаткам и вещественному составу в разрезе свиты он выделяет две пачки. В нижней терригенно-карбонатной пачке в известняках определены микрофитолиты *Nubecularites abustus* Z. Zhur., *N .orbicularis* Z. Zhur., а также *Anabarites trisulcatus* Miss. и *Sabellidites* sp.; в алевритистых доломитах и доломитовых известняках – *Anabarites trisulcatus* Miss. и *Sabellidites* sp. [258]. В верхней карбонатной пачке в микрозернистых известняках определены многочисленные скелетные ископаемые *Cambrotubulus decurvatus* Miss., *Conotheca* sp., *Anabarites* sp., гастроподы; в конгломератах, кроме указанных форм, обнаружены *Hyolithellus* sp. По заключению Б. Б. Шишкина, «состав комплекса ископаемых немакит-далдынского горизонта и его тесная связь по фауне с перекрывающими заведомо кембрийскими отложениями, а по микрофитолитам и с подстилающими докембрийскими образованиями позволяют рассматривать этот горизонт как переходные от докембрия к кембрию слои…».

Корреляция границы вендской и кембрийской систем в глобальном стратотипе и подошвы томмотского яруса в Восточной Сибири, принятого за основание кембрийской системы в ОСШ, остается дискуссионной [37]. В пределах всей Сибирской платформы граница вендской и кембрийской систем, в том числе на всех изданных ГК-1000/3, представлена многочисленными свитами с переходными слоями: на Оленёкском поднятии – маттайской и кессюсинской, в Вилюйско-Тюнгской СФЗ – юряхской, в Амгинской – юдомской, в Катангской – тэтэрской и т. д. В пределах площади листа верхневендско-нижнекембрийские нерасчлененные отложения представлены на севере и западе немакит-далдынской, а на юге – манькайской свитами.

До настоящего времени существует ряд противоречий в вопросе о возрасте, генезисе и последовательности проявления магматизма. В частности, на геологических картах масштаба 1 : 200 000, а также масштаба 1 : 1 000 000 (новая серия) все «метагаббронориты» (харапский комплекс друзитовых габброноритов) закартированы как позднеархейские дочарнокитовые. Геологические данные, полученные в процессе детального изучения участка Харапский [153, 154], показали, что интрузии харапского комплекса являются наиболее ранними раннепротерозойскими образованиями. Аналогичные интрузии «друзитов» установлены на Кольском полуострове, в Гренландии, Норвегии и в других регионах, где время их формирования связывается с началом раннего карелия [13, 132, 278, 279, 283].

Неоднозначны представления о времени и характере формирования маймеча-котуйского ийолит-карбонатитового комплекса. Время формирования комплекса по геологическим данным определяется широким интервалом: массивы прорывают отложения от нижнего рифея до верхнего кембрия; штоки, дайки и жилы прорывают также отложения нижней перми. В пределах листа в туфогенно-эффузивных образованиях нижнего триаса интрузии комплекса не отмечены. Вместе с тем отмечается, что штоки и дайки меймечитов в нижнем течении р. Маймеча [78] прорывают нижнетриасовые щелочные

эффузивы дельканской свиты. Гулинский массив также прорывает и метаморфизует образования дельканской свиты и базальты коготокской свиты нижнего триаса [359]. По результатам радиологических (K-Ar) датировок основных дифференциатов из ряда массивов, время их формирования определено в интервале 179–256 млн лет (среднее из 18 определений пород центральных массивов – 219 млн лет), а пород даек – 195–198 млн лет [78]. Наиболее вероятное время формирования комплекса по приведенным геологическим данным и радиологическим датировкам – средний–поздний триас.

Полученные в процессе создания комплекта карт R-48 единичные U-Pb датировки по перовскиту на SHRIMP II из пород отдельных фаз дают основание полагать, что формирование комплекса, вероятно, ограничивалось интервалом поздняя пермь–ранний триас. Дополнения и изменения в легенду могут быть внесены только после специализированных исследований интрузий комплекса в процессе проведения полевых работ в 2015 г. на площади листа R-47 и после проведения дополнительных изотопно-геохимических исследований основных дифференциатов комплекса – массивов, штоков, даек, жил и трубок взрыва.

На территории листа представлен широкий спектр полезных ископаемых, многие из которых обладают крупными геологическими запасами. Обобщены данные о полезных ископаемых и закономерностях их размещения, прежде всего по наиболее распространенным на данной территории каменным и бурым углям, железу, титану, меди, редким металлам и редкоземельным элементам, апатиту, флогопиту, алмазам. Рассмотрены перспективы по профилирующим видам минерального сырья. Впервые систематизированы для территории листа запасы месторождений по бурым и каменным углям, апатиту, железу, флогопиту, хризолиту. Оценены прогнозные ресурсы и определен минерагенический потенциал для этих видов минерального сырья, а также для титана, бокситов, циркония, алмазов, урана и россыпного золота. Рассмотрены перспективы территории на нефть и газ, редкометалльно-редкоземельное оруденение, коренное золото, платиноиды, уран.

В пределах Анабарской минерагенической провинции установлены многочисленные перспективные проявления железных руд, связанные с магнетитовыми кристаллическими сланцами, промышленное значение может иметь абразивное сырье – гранат. Перспективными также следует считать проявления высокоглиноземного сырья, к которым относятся биотит-силлиманитовые и силлиманит-кордиеритовые гнейсы, занимающие совместно с гранатовыми гнейсами значительные объемы вюрбюрской толщи хапчанской серии. В отношении перспектив платиноносности и сульфидного медно-никелевого оруденения наибольший интерес представляют ритмично расслоенные интрузии амбардах-коялахского комплекса Котуйкан-Монхолинской СФпЗ.

В целом площадь листа изучена неравномерно как по территории, так и по отдельным видам полезных ископаемых. Наиболее изучены месторождения апатитов и железа маймеча-котуйского ийолит-карбонатитового комплекса, а также месторождения каменных и бурых углей в северо-западной части листа, примыкающей к с. Хатанга. Вместе с тем остаются нерешенными многие вопросы, касающиеся перспектив Анабарской минерагенической провинции.

Большей частью выявленные проявления и месторождения полезных ископаемых остались изученными на уровне геологической съемки или поисково-съемочных работ среднего масштаба. Недостаточно изучены потенциальные перспективы Анабарского щита на уран, золото, платиноиды, редкометалльно-редкоземельное оруденение. Степень опробования установленных на площади листа кимберлитовых тел Харамайского поля неравномерна.

По результатам изучения и анализа материалов, полученных в процессе полевых исследований, а также составления и подготовки к изданию ГК-1000/3, рекомендуется проведение геологосъемочных и поисковых работ, включающих ГДП-200 и поисково-оценочные работы на алмазы.

Геологическое доизучение площадей (ГДП-200) в пределах листов R-48-XV,XVI,XVII,XVIII,XXIII,XXIV рекомендуется с целью решения вопросов стратиграфии, магматизма и метаморфизма западной части Анабарского щита и его сочленения с платформенным чехлом, а также ряда актуальных проблем по полезным ископаемым. На площади листов расположен Маган-Ыраасский глинозем-флогопит-железорудно-апатитовый рудный узел, включающий два щелочно-ультраосновных массива – Маган и Ыраас – с наиболее значимыми апатитовыми и железорудными месторождениями. В пределах узла подсчитаны запасы апатита, железа и флогопита по категории C_2 и оценены их ресурсы по категориям P_1 и P_2. Помимо этих достаточно хорошо изученных месторождений, необходимо более детально изучить перспективы данных массивов на ниобий и редкие земли.

На площади этих листов в пределах Котуйкан-Монхолинской и Ламуйкской зон диафтореза установлены проявления золота, урана, ниобия и редких земель. Здесь же расположена Арбынская россыпь золота с прогнозными ресурсами 140 кг по категории P_3. Шлиховое и металлометрическое опробование в рамках ГДП-200 могут дать дополнительные сведения по перспективам этих видов полезных ископаемых. Вдоль границы выхода кристаллических пород раннепротерозойские коры выветривания могут представлять интерес на предмет нахождения здесь месторождений урана зон несогласия.

В пределах Западно-Анабарской ураноносной рифейской прогнозируемой минерагенической зоны особый интерес представляет северо-западное окончание Котуйкан-Монхолинской зоны диафтореза, где дорифейские коры выветривания могут послужить исходным материалом для накопления урана. Рекомендуется постановка в рамках ГДП-200 поисков урана в углеродсодержащих толщах усть-ильинской свиты. Дополнительно могут быть исследованы проявления урана, связанные со щелочными метасоматитами в зонах катаклаза и милонитизации Меркюнского разлома.

Поисково-оценочные работы на алмазы рекомендуется продолжить. На площадь Харамайского кимберлитового поля имеется паспорт перспективного объекта с прогнозными ресурсами в 117 млн карат по категории P_3. Подавляющее большинство кимберлитовых тел Харамайского поля вскрыто скважинами и опробовано керновыми пробами, что ограничивало возможность применения крупнообъемного опробования. Максимальный вес пробы в трубке Базовая-3 составил 3,7 т, в ней же отмечается второе по уровню значение содержания алмазов – 0,102 кар/т. В первую очередь ревизионное крупнообъемное переопробование рекомендуется на наиболее перспектив-

ных трубках. Это – группа трубок Базовая, трубки Улахан-6 и 7, Болото-1 и 2 и трубка Лесная-2 с наиболее высоким содержанием алмазов. Поисково-оценочные работы в пределах Харамайского кимберлитового поля также должны включать поиски новых слабомагнитных кимберлитовых тел и кимберлитовых тел в сложных магнитных полях.

Рекомендуются также поиски новых кимберлитовых полей в южном и юго-восточном направлениях, в том числе и за пределами листа R-48. К юго-востоку от Харамайского кимберлитового поля выявлен Аргасалинский пироповый ореол. Снос пиропов мог осуществляться как из Харамайского кимберлитового поля, так и из источников, расположенных в междуречье Арга-Сала–Оленёк, где в аллювиальных отложениях верховий этих рек установлены алмазы. Критерием для поисков новых кимберлитовых полей является общая приуроченность Харамайского кимберлитового поля и Далдыно-Алакитского промышленного алмазоносного района к Вилюйско-Котуйской зоне глубинных разломов. Территория между Харамайским и Далдыно-Алакитским алмазоносными районами является наименее изученной на Сибирской платформе с точки зрения перспектив алмазоносности. Расположена она на водоразделах рек, относящихся к разным бассейнам, в труднодоступном районе на границе двух разных административных образований – Республики Саха (Якутия) и Красноярского края. На этой территории имеются прямые поисковые признаки в виде находок в русловых отложениях рек алмазов и их спутников.

Созданный комплект карт Госгеолкарты-1000/3 листа R-48 – Хатанга следует рассматривать как очередной этап геологического изучения этого сложного региона. В связи с неоднородностью его геологической изученности важное значение имеют рекомендации по дальнейшему направлению геологосъемочных и поисково-оценочных работ, выделение факторов рудоносности территории, а также рекомендации по решению ряда проблемных вопросов стратиграфии и магматизма.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. *Ажгирей Г. Д.* Разломы глубокого заложения. Некоторые новые факты и представления // Разломы глубокого заложения. Геология и полезные ископаемые. (Сборник научных трудов). – М., 1984. С. 3–32.

2. *Алексеев С. В.* Криогидрогеологические системы Якутской алмазоносной провинции. – Новосибирск: Гео, 2009. 319 с.

3. Антропоген Таймыра / Отв. ред. Н. В. Кинд, Б. Н. Леонов. – М.: Наука, 1982. 184 с.

4. Апатитовые месторождения Маймеча-Котуйской провинции и их геолого-экономическая оценка / В. П. Богадица, В. И. Брагина, А. А. Герт и др. – Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 1983. 84 с.

5. Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли / О. М. Розен, В. П. Андреев, А. Н. Белов и др. – М.: Наука, 1988. 253 с.

6. *Архипов С. А.* Стратиграфия четвертичных отложений, вопросы неотектоники и палеогеографии бассейна среднего течения Енисея. – М., 1960. 170 с.

7. *Астахов В. И.* О хроностратиграфических подразделениях верхнего плейстоцена Сибири // Геология и геофизика, 2006, т. 47, № 11. С. 1207–1220.

8. *Астахов В. И.* Средний и поздний неоплейстоцен ледниковой зоны Западной Сибири: проблемы стратиграфии и палеогеографии // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, 2009, № 69. С. 8–24.

9. *Астахов В. И., Файнер Ю. Б.* Следы движения плейстоценовых ледников в Приенисейской Сибири // ДАН СССР, 1975, т. 224, № 5. С. 1145–1148.

10. *Атласов И. П.* Тектоника северо-восточной части Сибирской платформы // Тектоника северо-восточной части Сибирской платформы и Предтаймырского прогиба. – Л.: Гостоптехиздат, 1960. С. 3–169.

11. *Баженова Т. К., Дахнова М. В., Можегова С. В.* Верхний протерозой Сибирской платформы – основной источник нефтегазоносности ее домезозойского мегабассейна // Нефтегазовая геология. Теория и практика, 2011, т. 6, № 2. –
http://www.ngtp.ru/rub/ 1/17_2011.pdf

12. *Баклунд О. О.* О гнейсовом массиве в Северной Сибири = Über ein Gneissmassiv im nördlichen Sibirien / H. Backlund // Известия Императорской Академии наук, VI сер., 1907, т. 1. С. 797–798.

13. *Балаганский В. В., Кудряшов Н. М., Балашов Ю. А.* и др. О возрасте друзитового массива Жемчужный, северо-западное Беломорье: U-Pb изотопные данные и геологические следствия // Геохимия, 1997, № 2. С. 158–168.

14. *Бардеева М. А.* Опорный разрез четвертичных отложений Среднесибирского плоскогорья // Четвертичные оледенения Средней Сибири. – М.: Наука, 1986. С. 35–52.

15. *Бардеева М. А., Исаева Л. Л.* О выделении муруктинского горизонта (Q^2_{III}) в четвертичных отложениях Средней Сибири // ДАН СССР, 1980, т. 251, № 1. С. 169–172.

16. *Бардеева М. А., Исаева Л. Л., Андреева С. М.* и др. Стратиграфия, геохронология и палеогеография позднего плейстоцена и голоцена севера Средне-Сибирского плоскогорья // Геохронология четвертичного периода. – М.: Наука, 1980. С. 198–207.

17. *Беляков Л. П., Гусев Б. В., Кутейников Е. С., Фирсов Л. В.* Позднепротерозойские трапповые интрузии западного крыла Анабарской антеклизы // Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. – М.: Наука, 1970. С. 67–80.

18. *Бибикова Е. В., Белов А. Н., Грачева Т. В., Розен О. М.* Верхний предел возраста гранулитов Анабарского щита // Известия АН СССР. Серия геологическая, 1985, № 8. С. 19–24.

19. *Бибикова Е. В., Белов А. Н., Розен О. М.* Изотопное датирование метаморфических пород Анабарского щита // Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли. – М.: Наука, 1988. С. 122–133.

20. *Битерман И. М., Кутейников Е. С., Рычагова И. К., Тищенко С. В.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Анабарская. Лист Q-50-XIII. Объяснительная записка. – М.: Госгеолтехиздат, 1959. 28 с.

21. *Богатиков О. А., Симон А. К., Пухтель И. С., Самсонов А. В.* Ранняя кора Земли: геология, петрология, геохимия // Ранняя кора: ее состав и возраст. – М.: Наука, 1991. С. 15–26.

22. *Брахфогель Ф. Ф.* Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы. – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1984. 128 с.

23. *Вальков А. К.* Биостратиграфия и хиолиты кембрия северо-востока Сибирской платформы. – М.: Наука, 1975. 139 с.

24. *Вишневский А. Н.* Метаморфические комплексы Анабарского кристаллического щита – Л.: Недра, Ленингр. отд-ние, 1978. 213 с.

25. *Вишневский А. Н., Рабкин М. И., Лопатин Б. Г.* Габбро-анортозитовая формация Анабарского щита // Раннедокембрийские образования центральной части Арктики и связанные с ними полезные ископаемые. – Л., 1974. С. 55–68.

26. *Вожов В. И., Сурнин А. И.* Криолитосфера и геотермия Сибирской платформы в связи с ее нефтегазоносностью. – М.: ВИЭМС, 1983. 35 с.

27. *Володько Б. В., Костеша В. З., Папиташвили В. О.* Мерзлая толща Анабарского щита по данным электрических зондирований // Вопросы геокриологии в трудах молодых ученых и специалистов. – Якутск: Ин-т мерзлотоведения, 1976. С. 159–170.

28. *Воскресенский С. С.* Геоморфология Сибири. – М.: Изд-во МГУ, 1962. 352 с.

29. *Гаррис М. А., Казаков Г. А., Келлер Б. М.* и др. Геохронологическая шкала верхнего протерозоя (рифей и венд) // Абсолютный возраст геологических формаций. – М.: Наука, 1964. С. 431–455.

30. Геокриология СССР. Восточная Сибирь и Дальний Восток / Под ред. Э. Д. Ершова – М.: Недра. 1989. 514 с.

31. Геокриология СССР. Средняя Сибирь / Под ред. Э. Д. Ершова – М.: Недра, 1989. 413 с.

32. Геологическая карта Норильского рудного района масштаба 1 : 200 000. Объяснительная записка / Б. М. Струнин, О. А. Дюжиков, О. А. Бармина, В. В. Комаров. – М.: АО «Геоинформмарк», 1994. 118 с.

33. Геологическая карта России и прилегающих акваторий. Масштаб 1 : 2 500 000 / Гл. ред. О. В. Петров. – СПб.: Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012.

34. Геологическая карта Сибирской платформы и прилегающих территорий. Масштаб 1:1 500 000 / Гл. ред. Н. С. Малич. – [СПб.]: ВСЕГЕИ, 2000.

35. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист R-48–(50) – Оленек / Отв. ред. Ф. Г. Марков. – Л., 1983. 196 с.

36. Геологические формации докайнозойского чехла Сибирской платформы и их рудоносность / Ред. Н. С. Малич, В. Л. Масайтис, Ю. Г. Старицкий и др. – М.: Недра, 1974. 279 с.

37. Геологический словарь. В трех томах. Издание третье, перераб. и доп. / Гл. ред. О. В. Петров. Т. 2. К–П. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011. 480 с.

38. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 4. Сибирская платформа / Под ред. Н. С. Малича, В. Л. Масайтиса, В. С. Суркова. – Л.: Недра, 1987. 448 с.

39. Геология, гидрогеология и геохимия нефти и газа южного склона Анабарской антеклизы / Отв. ред. В. В. Ковальский. – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1986. 176 с.

40. Геология и полезные ископаемые России. Т. 3. Восточная Сибирь / Ред. Н. С. Малич. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2002. 396 с.

41. Геоморфологическая карта Сибирской платформы. Масштаб 1 : 1 500 000 / Под ред. И. И. Краснова. – [Л.]: Картографическая фабрика Госгеолтехиздата, 1960.

42. Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока. – М.: Наука, 1980. 222 с.

43. Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления / Отв. ред. М. М. Мануйлова. – Л.: Наука, 1968. 333 с.

44. Геохронология СССР. Т. 1. Докембрий / Под ред. Ю. Ир. Половинкиной. – Л.: Недра, 1973. 350 с.

45. Гидрогеология СССР. Т. XVIII. Красноярский край и Тувинская АССР / Ред. И. К. Зайцев. – М.: Недра, 1972. 479 с.

46. Гидрогеология СССР. Т. XX. Якутская АССР / Ред. А. И. Ефимов, И. К. Зайцев. – М.: Недра, 1976. 383 с.

47. *Гладкочуб Д. П., Донская Т. В., Мазукабзов А. М.* Гранитоиды Оленекского поднятия (север Сибирского кратона): возраст, петрогенезис, геодинамическая позиция // Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов. – Улан-Удэ: Изд-во Бурятского научного центра СО РАН, 2008. С. 81–84.

48. *Глебовицкий В. А., Хильтова В. Я., Козаков И. К.* Тектоническое строение Сибирского кратона: интерпретация геолого-геофизических, геохронологических и изотопно-геохимических данных // Геотектоника, 2008, № 1. С. 12–26.

49. *Голованов Н. П.* Новые данные по стратиграфии ордовикских отложений в районе среднего течения реки Маймечи // Инф. бюлл. Ин-та геологии Арктики. Вып. 19. – Л., 1960. С. 21–24.

50. *Голованов Н. П., Сурина Н. П.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Анабарская. Лист R-48-XIII, XIV. Объяснительная записка. – М.: Недра, 1968. 56 с.

51. *Гольдбурт Т. Л.* Ювелирный хризолит из интрузии Кугда // Записки ВМО, 1969, ч. 98, вып. 4. С. 498–502.

52. *Гор Ю. Г., Иванов А. И.* О ранних фазах траппового и щелочно-ультраосновного вулканизма северной части Сибирской платформы // Сборник статей по геологии Арктики. Вып. 11. – Л., 1959. С. 116–125.

53. *Горохов И. М., Мельников Н. Н., Турченко Т. Л., Кутявин Э. Н.* Rb-Sr систематика пелитовых фракций в нижнерифейских аргиллитах: усть-ильинская свита, Анабарский массив, Северная Сибирь // Литология и полезные ископаемые, 1997, № 5. С. 530–539.

54. *Горохов И. М., Семихатов М. А., Друбецкой Е. Р.* и др. Rb-Sr- и K-Ar-возраст осадочных геохронометров нижнего рифея Анабарского массива // Известия АН СССР. Серия геологическая, 1991, № 7. С. 17–32.

55. *Горохов И. М., Семихатов М. А., Мельников Н. Н.* и др. Rb-Sr геохронология среднерифейских аргиллитов юсмастахской свиты, Анабарский массив, Северная Сибирь // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2001, т. 9, № 3. С. 3–24.

56. *Горохов И. М., Семихатов М. А., Турченко Т. Л.* и др. Rb-Sr геохронология вендских аргиллитов старореченской свиты (Анабарский массив, Северная Сибирь) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2010, т. 18, № 5. С. 16–27.

57. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист R-(45)–47 – Норильск. Объяснительная записка / Отв. ред. Е. К. Ковригина. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 479 с.

58. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Ангаро-Енисейская. Лист O-47 – Братск. Объяснительная записка / Ред. Ю. С. Глухов. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. 470 с.

59. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист R-48–(50) – Оленек / Отв. ред. Ф. Г. Марков. – Л., 1984. 83 с.

60. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 000 000. Лист R-46,47 (р. Хета). Объяснительная записка / Ред. Н. Н. Урванцев. – М.: Госгеолтехиздат, 1958. 103 с.

61. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000. Лист R–48/49 (Оленек). Объяснительная записка / Ред. Б. В. Ткаченко. – М.: Госгеолтехиздат, 1957. 80 с.

62. *Грицик В. В.* Некоторые особенности стратиграфии нижнего палеозоя, тектоники и нефтеносности Оленекско-Вилюйского междуречья // Геология и полезные ископаемые Якутской АССР (доклады на XIV научной сессии ЯФ СО АН СССР). – Якутск: Якутское кн. изд-во, 1962. С. 363–379.

63. *Грицик В. В.* Литолого-стратиграфический разрез Мархинской опорной скважины // Биостатиграфия и палеонтология нижнего кембрия Сибири и Дальнего Востока. – М.: Наука, 1969. С. 186–201.

64. *Гроздилов А. Л., Гольдбурт Т. Л., Тимашков Н. А.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Анабарская. Листы R-48-XV,XVI. Объяснительная записка. – М., 1974. 95 с.

65. *Гудина В. И.* Морской плейстоцен Сибирских равнин. Фораминиферы Енисейского Севера. – М.: Наука, 1969. 81 с.

66. *Гудина В. И.* Фораминиферы, стратиграфия и палеозоогеография морского плейстоцена Севера СССР. – Новосибирск: Наука, 1976. 126 с.

67. *Гуревич А. Б., Вербицкая Н. Г., Липатова В. А., Фаддеева И. З.* Стратиграграфия верхнепалеозойских угленосных отложений северо-восточной части Тунгусского бассейна // Советская геология, 1984, № 5. С. 61–71.

68. *Гусев Н. И.* Анабарский щит Сибирского кратона: вещественный состав, геохимия, геохронология. – Saarbrucken: Lap Lambert, 2013. 181 с.

69. *Демокидов К. К., Лазаренко Н. П.* Стратиграфия верхнего докембрия и кембрия и нижнекембрийские трилобиты северной части Средней Сибири и островов Советской Арктики – М.: Недра, 1964. 288 с.

70. *Додин Д. А.* Металлогения Таймыро-Норильского региона (север Центральной Сибири). – СПб.: Наука, 2002. 821 с.

71. Докембрий континентов. Древние платформы Евразии / Отв. ред. К. В. Боголепов, О. А. Вотах. – Новосибирск: Наука, 1977. 312 с.

72. *Драгунов В. И.* К терминологии формационных подразделений // Осадочные и вулканогенные формации. – Л.: Недра, 1966. С. 36–47.

73. *Дриц В. А., Ивановская Т. А., Сахаров Б. А.* и др. Природа структурно-кристаллохимической неоднородности глауконита с повышенным содержанием Mg (рифей, Анабарское поднятие) // Литология и полезные ископаемые, 2010, № 6. С. 620–643.

74. *Дриц В. А., Ивановская Т. А., Сахаров Б. А.* и др. Смешанослойные корренсит-хлориты и механизм их образования в глауконитовых песчано-глинистых породах (рифей, Анабарское поднятие) // Литология и полезные ископаемые, 2011, № 6. С. 635–665.

75. *Дэвис Г. Л., Соболев Н. В., Харькив А. Д.* Новые данные о возрасте кимберлитов Якутии, полученные уран-свинцовым методом по цирконам // ДАН СССР, 1980, т. 254, № 1. С. 175–179.

76. *Егоров Г. Г.* Об итогах аукционов и конкурсов по объектам из Перечня объектов лицензирования 2013 года, сроки проведения конкурсов и аукционов, по которым перешли на первый квартал 2014 года, и о Перечне объектов лицензирования на 2014 год // Природные ресурсы Красноярского края, 2014, № 20. С. 46–57.

77. *Егоров Л. С.* Апатит в Маймеча-Котуйском комплексе ультраосновных–щелочных пород // Апатиты. – М.: Наука, 1968. С. 227–233.

78. *Егоров Л. С.* Ийолит-карбонатитовый плутонизм (на примере маймеча-котуйского комплекса Полярной Сибири). – Л.: Недра, 1991. 260 с.

79. *Егорова Л. И., Савицкий В. Е.* Стратиграфия и биофации кембрия Сибирской платформы (Западное Прианабарье). – М.: Недра, 1969. 408 с.

80. Единые требования к составу, структуре и форматам представления в НРС Роснедра комплектов цифровых материалов листов Государственных геологических карт масштабов 1 : 1 000 000 и 1 : 200 000: версия 1.2. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2013. 207 с.

81. *Елисеев Н. А.* Метаморфизм. – М.: Недра, 1963. 428 с.

82. *Жабин В. В.* Битумопроявления в нижнекембрийских отложениях северного склона Анабарского массива // Бюллетень научно-технической информации ВИЭМС, серия «Региональная геология и методика геологического картирования», 1969, № 2. С. 42–44.

83. *Жданов В. В.* Метасоматиты, опыт изучения и картирования. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. 55 с.

84. *Журавлев Д. З., Розен О. М.* Sm-Nd-модельный возраст метаосадков гранулитового комплекса Анабарского щита // ДАН СССР, 1991, т. 317, № 1. С. 189–193.

85. *Журавлева З. А.* Значение онколитов и катаграфий для стратиграфии верхнего докембрия // Геология докембрия. – М.: Недра, 1964. С. 161–171.

86. *Журавлева З. А., Комар Вл. А.* К стратиграфии рифея (синия) Анабарского массива // ДАН СССР, 1962, т. 144, № 1. С. 197–200.

87. *Злобин В. Л., Петрова Т. Л., Сонюшкин В. Е., Тислов Ю. С.* Первая находка сперрилита в золотоносной россыпи Анабарского щита // ДАН, 1996, т. 349, № 4. С. 504–506.

88. *Злобин В. Л., Розен О. М.* Позднеархейский осадочный бассейн севера Сибирской платформы // Осадочные формации докембрия и их рудоносность. – СПб.: ИГГД РАН, 1998. С. 25.

89. *Злобин М. Н.* О расчленении билляхской серии синийского комплекса // Ученые записки НИИГА. Региональная геология, вып. 13. – Л., 1968. С. 135–143.

90. *Злобин М. Н.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Анабарская. Лист R-48-XXIII,XXIV. Объяснительная записка. – М., 1978. 78 с.

91. *Иванов А. И.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Анабарская. Лист R-48-VII,VIII. Объяснительная записка. – М.: Госгеолтехиздат, 1963. 77 с.

92. *Иванов А. И., Пирожников Л. П.* Возраст щелочно-ультраосновных вулканогенных образований севера Сибирской платформы // ДАН СССР, 1959, т. 127, № 5. С. 1078–1080.

93. *Ивановская Т. А., Зайцева Т. С., Звягина Б. Б., Сахаров Б. А.* Структурно-кристаллохимические особенности глобулярных слоистых силикатов глауконит-иллитового состава (поздний протерозой, Северная Сибирь) // Литология и полезные ископаемые, 2012, № 6. С. 562–584.

94. *Исаева Л. Л.* Краевые ледниковые образования северо-запада Среднесибирского плоскогорья // Краевые образования материковых оледенений. – М.: Наука, 1972. С. 205–211.

95. *Исаева Л. Л., Андреева С. М., Кулькова И. А.* и др. Котуйская свита среднего–верхнего эоцена Сибирской платформы // Известия АН СССР. Серия геологическая, 1980, № 6. С. 129–132.

96. *Исаева Л. Л., Кинд Н. В., Андреева С. М., Бардеева М. А.* Четвертичные оледенения севера Средней Сибири // Четвертичные оледенения Западной Сибири и других областей Северного полушария. – Новосибирск: Наука, 1981. С. 98–105.

97. *Исаева Л. Л., Кинд Н. В., Андреева С. М.* и др. Геохронология и палеогеография позднего плейстоцена Северо-Сибирской низменности по радиоуглеродным данным // Геохронология четвертичного периода. – М.: Наука, 1980. С. 191–197.

98. *Каденский А. А.* Геология и петрология южной части Анабарского щита. – М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1961. 198 с.

99. *Кардопольцева О. И., Морева В. А., Плотникова М. И.* и др. Новые данные о «водораздельных галечниках» междуречья Мархи и Тюнга // Мат-лы по геологии Восточной Сибири – Л.: ОНТИ ВСЕГЕИ, 1961. С. 117–133.

100. Кембрий Сибири / Отв. ред. Л. Н. Репина, А. Ю. Розанов. – Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 1992. 135 с.

101. *Кинни П. Д., Гриффин Б. Дж., Хеамэн Л. М.* и др. Определение U-Pb возрастов перовскитов из якутских кимберлитов ионно-ионным масс-спектрометрическим (SHRIMP) методом // Геология и геофизика, 1997, т. 38, № 1. С. 91–99.

102. *Кириченко В. Т., Макаров С. В.* Харамайское поле – новый район кимберлитового магматизма на Сибирской платформе // Геология и геофизика, 1989, № 11. С. 35–41.

103. *Ковальский В. В., Брахфогель Ф. Ф., Никишов К. Н.* Кембрийская фауна в ксенолитах из кимберлитовых трубок восточного склона Анабарского поднятия // ДАН СССР, 1973, т. 211, № 5. С. 1161–1164.

104. *Ковач В. П., Котов А. Б., Смелов А. П.* и др. Этапы формирования континентальной коры погребенного фундамента восточной части Сибирской платформы: Sm-Nd изотопные данные // Петрология, 2000, т. 8, № 4. С. 394–408.

105. *Когарко Л. Н., Зартман Р. Э.* Новые данные о возрасте Гулинской интрузии и проблема связи щелочного магматизма Маймеча-Котуйской провинции с Сибирским суперплюмом (данные по изотопии U-Th-Pb системы) // Геохимия, 2011, № 5. С. 462–472.

106. *Когарко Л. Н., Уханов А. В., Никольская Н. Е.* Новые данные о содержании элементов группы платины в горных породах ийолит-карбонатитовой формации (массивы Гули и Кугда, Маймеча-Котуйская провинция, Полярная Сибирь) // Геохимия, 1994, № 11. С. 1568–1576.

107. *Козловская С. Ф., Краснов И. И.* Существуют ли поверхности выравнивания на Средне-Сибирском плоскогорье? // Известия Академии наук СССР. Серия географическая, 1962, № 2. С. 8–17.

108. *Комар В. А.* Строматолиты верхнедокембрийских отложений севера Сибирской платформы и их стратиграфическое значение // Совещание по разработке стратиграфических схем Якутской АССР. Тезисы докладов. – Л., 1961. С. 23–25.

109. *Комар Вл. А.* Стратиграфия верхнего докембрия Анабарского массива // Совещание по стратиграфии отложений позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Тезисы докладов. – Новосибирск, 1962. С. 54–55.

110. *Комар Вл. А.* Строматолиты верхнедокембрийских отложений севера Сибирской платформы и их стратиграфическое значение. – М.: Наука, 1966. 122 с.

111. *Коржинский Д. С.* Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. – М.: Изд-во АН СССР, 1953. С. 332–452.

112. *Королева О. В., Округин А. В., Рихванов Л. П.* Сложные дайки Анабарского массива – индикаторы рифтогенных процессов // Геология и тектоника платформ и орогенных областей северо-востока Азии: Чтения к 80-летию со дня рождения проф. К. Б. Мокшанцева. Мат-лы совещания. Т. II. – Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 1999. С. 80–84.

113. *Круговых В. В.* Палинофлора поздней перми и раннего триаса Анабаро-Хатангской седловины (Суолемская площадь) // Эволюция жизни на Земле. – Томск, 2001. С. 359–363.

114. *Крылов А. Я., Вишневский А. Н., Силин Ю. И.* и др. Абсолютный возраст пород Анабарского щита // Геохимия, 1963, № 12. С. 1140–1144.

115. *Кудрявцев Н. А.* Глубинные разломы и нефтяные месторождения. – Л.: Гостоптехиздат, 1963. 220 с.

116. *Кузнецов А. А.* Анабарский щит – новая платиноносная провинция на территории России // ДАН, 1998, т. 363, № 4. С. 536–539.

117. *Кузнецов А. А.* История геологического развития и особенности минерагении Анабарского щита // Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. – СПб., 2002. С. 395–404.

118. *Куликов Ю. П.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Анабарская. Листы: R-48-XI,XII; R-49-I,II; R-49-VII,VIII; R-49-XIII,XIV. Объяснительная записка. – М., 1987. 194 с.

119. *Купцова А. В., Худолей А. К., Молчанов А. В.* Литогеохимия верхнепротерозойских терригенных отложений южной части Восточно-Анабарского бассейна: эволюция состава источников сноса и вторичные изменения // Вестник Санкт-Петербургского университета, сер. 7, 2011. Вып 1. С. 17–31.

120. *Кутейников Е. С., Беляков Л. П.* Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Анабарская. Лист R-48-V,VI, 1975.

121. *Кутейников Е. С., Беляков Л. П.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Анабарская. Лист R-48-V,VI. Объяснительная записка. – М., 1984. 64 с.

122. *Кутейников Е. С., Орлов И. М., Толчельников Ю. Н.* Позднепротерозойские траппы Анабарской антеклизы // Геология и геофизика, 1967, № 2. С. 121–123.

123. *Лаврушин Ю. А.* Строение и формирование основных морен материковых оледенений. – М.: Наука, 1976. 237 с.

124. Ландшафтная карта СССР. Масштаб 1 : 4 000 000 / Науч. ред. А. Г. Исаченко. – М.: ГУГК, 1988.

125. *Ларичев А. И.* Некоторые особенности нефтегазообразования в рифейских отложениях Сибирской платформы // Геология и нефтегазоносность Сибирской платформы. – Новосибирск, 1981. С. 94–106.

126. *Ларичев А. И.* Нефтегазогенерационный потенциал рифейских доманикитных отложений Сибирской платформы и складчатых структур ее ограничения // Доманикиты Сибири и их роль в нефтегазоносности. (Сборник научных трудов). – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1982. С. 107–118.

127. *Ларичев А. И., Мащак М. С., Старосельцев К. В.* и др. Уранинит и коффинит в гранулитах Анабарского массива (р. Котуйкан) // Региональная геология и металлогения, 2008, № 34. С. 92–102.

128. *Ленников А. М.* Петрология Джугджурского анортозитового массива. – М.: Наука, 1968. 158 с.

129. *Леонов Б. Н.* Схема стратиграфического расчленения кембрийских отложений северо-востока Сибирской платформы для целей картирования (в масштабе 1 : 200 000) // Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Якутской АССР. 1961 год. Доклады. Т. 1. (Докембрий и палеозой). – Якутск, 1969. С. 243–251.

130. *Леонов Б. Н., Прокопчук Б. И.* Россыпи алмазов северо-востока Сибирской платформы и некоторые вопросы методики их поисков // Геология россыпей. – М.: Наука, 1965. С. 303–311.

131. *Леонов Ю. Г.* Некоторые тектонические и геодинамические аспекты развития осадочных бассейнов // Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция. – М.: Научный мир, 2004. С. 60–79.

132. *Лобач-Жученко С. Б., Бибикова Е. В., Другова Г. М.* и др. Геохронология и петрология магматического комплекса Тупой губы Северо-Западного Беломорья // Петрология, 1993, т. 1, № 6. С. 657–677.

133. *Лопатин Б. Г.* Происхождение биотито-роговообманковых гранитоидов Анабарского щита // Уч. зап. НИИГА. Региональная геология, вып. 14. – Л., 1969. С. 5–17.

134. *Лопатин Б. Г.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Анабарская. Листы R-49-XV,XVI. Объяснительная записка. – М., 1972. 81 с.

135. *Лурье М. Л., Масайтис В. Л., Полунина Л. А.* Интрузивные траппы западной окраины Сибирской платформы // Петрография Восточной Сибири. Т. 1. Сибирская платформа и ее северное обрамление. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 5–70.

136. *Лутц Б. Г.* Петрология гранулитовой фации Анабарского массива. – М.: Наука, 1964. 124 с.

137. *Лутц Б. Г., Оксман В. С.* Глубокоэродированные зоны разломов Анабарского щита. – М.: Наука, 1990. 260 с.

138. Магматические формации раннего докембрия территории СССР. Кн. 1. Магматизм древнейшего докембрия / Отв. ред. В. М. Шемякин, К. А. Шуркин. – М.: Недра, 1980. 285 с.

139. *Малич К. Н.* Платиноиды клинопироксенит-дунитовых массивов Восточной Сибири (геохимия, минералогия, генезис). – СПб.: СПб картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 1999. 296 с.

140. *Малич К. Н., Гончаров М. М., Лопатин Г. Г., Оже Т.* Осмиеносность Гулинского клинопироксенит-дунитового массива // Недра Таймыра. Сборник научных трудов. Вып. 1. – Норильск: Изд-во ВСЕГЕИ, 1995. С. 62–84.

141. *Малич К. Н., Лопатин Г. Г.* Геология и формационная принадлежность ультрамафитов Гулинского интрузива // Недра Таймыра. Сборник научных трудов. Вып. 2. – Норильск: Изд-во ВСЕГЕИ, 1997. С. 86–103.

142. *Мамаева Е. И.* Минерагеническая зональность Маймеча-Котуйской провинции (Полярная Сибирь) // Отечественная геология, 2008, № 1. С. 3–9.

143. *Маркова Л. Г.* Циклическое распределение органического вещества в ордовикско-силурийских отложениях р. Мойеро // Бюллетень научно-технической информации ВИЭМС, серия «Региональная геология и методика геологического картирования», 1969, № 2. С. 33–36.

144. *Матухин Р. Г.* К минерагении девона Сибирской платформы // Минерагения осадочных формаций Сибирской платформы и ее складчатого обрамления.– Новосибирск: СНИИГГиМС, 1980 С. 35–41.

145. *Матухин Р. Г.* Девон и нижний карбон Сибирской платформы (состав, условия осадконакопления, минерагения). – Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 1991. 164 с.

146. *Матухин Р. Г., Меннер В. Вл.* Девон и нижний карбон северо-запада Сибирской платформы. – Новосибирск: Западно-Сибирское книжное издательство, 1974. 127 с.

147. *Махлаев Л. В., Волков В. К., Дахия Л. М.* Находка кимберлитов в Котуй-Маймечинском районе // Инф. сб. Ин-та геологии Арктики, вып. 26. – Л., 1961. С. 16–24.

148. *Махлаев Л. В., Сурина Н. П.* Кимберлиты Маймеча-Котуйской провинции ультраосновных–щелочных пород (север Сибирской платформы) // Геология и геофизика, 1966, № 8. С. 45–55.

149. *Мащак М. С.* Трапповый магматизм южного склона Анабарского щита // Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. – М.: Наука, 1970. С. 34–48.

150. *Мащак М. С.* Петрохимические особенности разновозрастных даек диабазов и долеритов южной части Анабарского щита // Геология и геохимия базитов восточной части Сибирской платформы. – М.: Наука, 1973. С. 76–86.

151. *Мащак М. С.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Анабарская. Лист R-49-XXVII,XXVIII. Объяснительная записка. – М., 1984. 99 с.

152. *Мащак М. С.* Структурное положение рифейских даек долеритов в южной части Анабарского щита // Базитовый магматизм Сибирской платформы и его металлогения. Тез. докл. Всесоюз. совещ., 18–20 окт. 1989 г., Якутск. – Якутск: Якут. науч. центр СО АН СССР, 1989. С. 29–31.

153. *Мащак М. С., Богатых И. Я.* Геология, петрография и некоторые вопросы петрологии Хараапской интрузии габбро-норитов // Геология и полезные ископаемые севера Сибирской платформы. – Л., 1971. С. 31–41.

154. *Мащак М. С., Наумов М. В.* Раннепротерозойские интрузии габброноритов (друзитов) Анабарского щита // Региональная геология и металлогения, 2003, № 18. С. 40–52.

155. *Мащак М. С., Панкратов А. А., Пономаренко А. И.* Дифференцированная интрузия Велингна // Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. – М.: Наука, 1966. С. 227–259.

156. *Мащак М. С., Панкратов А. А., Пономаренко А. И.* Об открытии интрузий, несущих сульфидную никелевую минерализацию, на северо-восточном борту Тунгусской синеклизы // Геология рудных месторождений, 1966, т. 8, № 2. С. 95–97.

157. *Мельников А. И., Лепин В. С., Солодянкина В. Н.* и др. Ранние этапы эволюции земной коры Анабарского шита // ДАН СССР, 1988, т. 300, № 5. С. 621–625.

158. *Меннер В. Вл.* Новые данные о стратиграфии девонских отложений северо-западной части Сибирской платформы // Геология и разведка, 1958, № 5. С. 3–15.

159. Метасоматизм и метасоматические породы / Отв. ред. В. А. Жариков, В. Л. Русинов. – М.: Научный мир, 1998. 489 с.

160. Методическое руководство по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третьего поколения). – СПб., 2010. 196 с.

161. *Милашев В. А.* Структуры кимберлитовых полей. – Л.: Недра, 1979. 183 с.

162. *Минаева М. А.* Опорный разрез кындынской серии кембрия Западного Приангарья // Советская геология, 1985, № 1. С. 54–64.

163. Минерагения осадочных формаций Сибирской платформы и ее складчатого обрамления / Отв. ред. Р. Г. Матухин. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1980. 121 с.

164. *Митрошин М. И., Невская А. В.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Тунгусско-Туруханская. Лист R-47-XIII,XIV. Объяснительная записка. – М., 1980. 78 с.

165. *Молчанов А. В.* Металлогения урана щитов Сибирской платформы // Региональная геология и металлогения, 2001, № 13/14. С. 118–137.

166. *Молчанов А. В., Терентьев В. М., Ефимов С. А.* Перспективы урановоносности Анабарского щита // Мат-лы по геологии месторождений урана, редких и редкоземельных элементов. Информационный сборник. Вып. 143. – М., 2001. С. 62–68.

167. *Моор Г. Г.* Чарнокитовая серия Анабарского докембрия и сходные с нею метаморфические образования // Известия АН СССР. Серия геологическая, 1940, № 6. С. 3–19.

168. *Моор Г. Г.* К стратиграфии нижнего палеозоя западных склонов Анабарского массива // Бюлл. техн. инф. Норильского металлургич. комбината, 1950, № 3–4 (44–45). С. 51–53.

169. *Моор Г. Г.* Дифференцированные щелочные интрузии северной окраины Сибирской платформы (правобережье нижнего течения р. Котуя) // Известия АН СССР. Серия геологическая, 1957, № 8. С. 40–52.

170. *Морозова И. М., Другова Г. М., Богомолов Е. С.* и др. Изотопно-геохронологические доказательства раннедокембрийской истории Алдано-Олёкминского региона // Изотопная геохронология докембрия. – Л.: Наука, 1989. С. 87–110.

171. Морские неоген(?)-четвертичные отложения нижнего течения реки Енисея / Н. Г. Загорская, З. И. Яшина, В. Я. Слободин и др. – М.: Недра, 1965. 92 с.

172. *Музыка Г. М., Мащак М. С., Потуроев А. А., Ивлиев К. А.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Анабарская. Лист R-49-XXV,XXVI. Объяснительная записка. – М., 1978. 70 с.

173. *Мягкова Е. И., Нестор Х. Э., Эйнасто Р. Э.* Разрез ордовика и силура реки Мойеро. (Сибирская платформа). – Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 1977. 176 с.

174. *Мягкова Е. И., Никифорова О. И., Высоцкий А. А., Ивановский А. Б.* Стратиграфия ордовикских и силурийских отложений долины реки Мойеро. Сибирская платформа. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. 67 с.

175. *Николаев В. Г.* К проблеме унаследованности внутриконтинентальных рифтов (авлакогенов) // Современные проблемы геологии. – М.: Наука, 2004. С. 271–290.

176. *Николаевский А. А.* Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и ее обрамления. – М.: Наука, 1968. 183 с.

177. *Обидин Н. И.* Подземные воды и вечная мерзлота в пределах Западно-Сибирской низменности и Сибирской платформы севернее полярного круга // Инф. бюлл. Ин-та геологии Арктики, вып. 2. – Л., 1957. С. 27–31.

178. *Обидин Н. И.* Вечная мерзлота и подземные воды Западно-Сибирского мезозойского прогиба и Сибирской платформы к северу от Полярного круга // Сборник статей по геологии Арктики, вып. 13. – Л., 1959. С. 159–173.

179. *Округин А. В.* Дайковые пояса позднедокембрийских базитов Анабарского массива и Алданского щита // Геология и тектоника платформ и орогенных областей северо-востока Азии. Мат-лы совещания. Т. II. – Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 1999. С. 89–93.

180. *Округин А. В., Королева О. В.* Вещественный состав и генезис калиевых высокомагнезиальных базитов Анабарского массива // Отечественная геология, 2000, № 5. С. 70–74.

181. *Олейников Б. В.* Геохимия и рудогенез платформенных базитов. – Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 1979. 264 с.

182. Опорный разрез верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия. (Сборник статей) / Под ред. Б. В. Ткаченко. – Л., 1970. 144 с.

183. Опорный разрез реки Мойеро силура Сибирской платформы / Ю. И. Тесаков, Н. Н. Предтеченский, А. Я. Бергер и др. – Новосибирск: Наука, 1985. 175 с.

184. *Осипов Ю. А.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Анабарская. Лист R-49-XXXIII,XXXIV. Объяснительная записка. – М., 1977. 65 с.

185. Основы геологии и нефтегазоносность запада Сибирской платформы / Отв. ред. Э. Э. Фотиади. – Л.: Недра, 1969. 272 с.

186. *Павлов Н. Д.* Структурно-геологические особенности некоторых дифференцированных интрузий верховьев бассейнов рек Вилюя и Оленека // Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. – М.: Наука, 1966. С. 29–42.

187. *Петров П. Ю.* Фациальная характеристика и особенности терригенной седиментации мукунской серии (нижний рифей Анабарского поднятия Сибири) // Литология и полезные ископаемые, 2011, № 2. С. 185–208.

188. *Петров П. Ю.* Мукунский бассейн: обстановки, параметры палеосреды и факторы континентальной терригенной седиментации раннего мезопротерозоя (нижний рифей Анабарского поднятия Сибири) // Литология и полезные ископаемые, 2014, № 1. С. 60–88.

189. *Пинчук Л. Я.* История формирования рельефа восточной части Северо-Сибирской низменности и прилегающих территорий Среднесибирского плоскогорья // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. – Л.: Гидрометеоиздат, 1970. С. 453–456.

190. *Полевая Н. И., Казаков Г. А.* Возрастное расчленение и корреляция древних отложений по отношению Ar^{40}/K^{40} в глауконитах // Вопросы геохронологии и геологии. – М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 103–122.

191. *Полькин Я. И.* К стратиграфии эффузивного комплекса трапповой формации северо-западной части Сибирской платформы // Сборник статей по геологии Арктики, вып. 10. – Л., 1959. С. 52–70.

192. *Пономарев Б. Я., Бардеева М. А., Ян Г. Х.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Анабарская серия. Лист R-48-XXIX,XXX, 1995.

193. *Пономарев Б. Я., Стулов А. Т., Бардеева М. А., Ян Г. Х.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Анабарская серия. Лист R-48-XXVII,XXVIII, 1995.

194. *Пономарева О. С., Соболев П. Н.* Геохимические исследования органического вещества нижнерифейской усть-ильинской свиты Западного Прианабарья (Ангаро-Котуйский рифейский палеопрогиб) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири, 2013, № 3. С. 63–67.

195. *Потуроев А. А.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Анабарская. Листы R-49-XIX,XX. Объяснительная записка. – М., 1984. 83 с.

196. Природные битумы СССР (Закономерности формирования и размещения) / И. С. Гольдберг. – Л.: Недра, 1981. 195 с.

197. Проблемы стратиграфии верхнего протерозоя и фанерозоя / Отв. ред. В. А. Крашенинников. – М.: Наука, 1989. 309 с.

198. *Рабкин М. И.* Геологическое строение юго-западной части Анабарского массива. – М.–Л.: Изд-во Главсевморпути, 1951. 71 с.

199. *Рабкин М. И.* Докембрий Анабарского щита // Труды Междуведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири, 1956 г. Доклады по стратиграфии докембрийских отложений. – М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1958. С. 144–150.

200. *Рабкин М. И.* Геология и петрология Анабарского кристаллического щита. – М.: Госгеолтехиздат, 1959. 164 с.

201. *Рабкин М. И., Вишневский А. Н., Ненашев Н. И.* Анабарский щит // Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. – М., Наука, 1968. С. 153–158.

202. *Рабкин М. И., Климов Л. В.* Анортозиты Анабарского щита // Сборник статей по геологии Арктики. Вып. 8. – Л., 1959. С. 116–129.

203. *Рабкин М. И., Лопатин Б. Г.* Метаморфические и магматические формации Анабарского щита // Магматические и метаморфические образования Сибири: Тезисы докладов Первого сиб. петрогр. совещания. – М.: Недра, 1966. С. 114–116.

204. *Рабкин М. И., Лопатин Б. Г.* Анабарский щит // Геохронология СССР. Т. 1. Докембрий. – Л.: Недра, 1973. С. 254–262.

205. Решение Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Западно-Сибирской равнины (Новосибирск, 1988). Объяснительная записка к региональной стратиграфической схеме четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1990. 95 с.

206. Решения Всесоюзного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия, палеозоя и четвертичной системы Средней Сибири. 1979. Часть II (средний и верхний палеозой). – Новосибирск, 1982. 129 с.

207. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Новосибирск, 1979. Часть I (Верхний протерозой и нижний палеозой). – Новосибирск, 1983. 215 с.

208. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири (Новосибирск, 1979). Часть III. Четвертичная система. – Л., 1983. 84 с.

209. Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Якутской АССР. – М.: Госгеолтехиздат, 1963. 60 с.

210. Решения 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири. Новосибирск, 1978. – Новосибирск, 1981. 91 с.

211. *Рожков Б. Н., Моор Г. Г., Ткаченко Б. В.* К геологии Анабарского докембрия и окружающего его нижнего палеозоя // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический, 1934, т. 12 (42), вып. 4. С. 471–506.

212. *Рожков Б. Н., Моор Г. Г., Ткаченко Б. В.* Материалы по геологии и петрографии Анабарского массива. – Л.: Изд-во Главсевморпути, 1936. 131 с.

213. *Розанов А. Ю., Семихатов М. А., Соколов Б. С.* и др. Решение о выборе стратотипа границы докембрия и кембрия: прорыв в проблеме или ошибка? // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1997, т. 5, № 1. С. 21–31.

214. *Розанов Л. Н.* Разломы земной коры и их связь с нефтегазоносностью платформенных областей СССР // Разломы земной коры. – М.: Наука, 1977. С. 134–137.

215. *Розен О. М., Бибикова Е. В., Журавлев Д. З.* Архейские гранулиты Анабарского щита (Северная Сибирь): геохимия и геохронология // Ранняя кора: ее состав и возраст. – М.: Наука, 1991. С. 199–224.

216. *Розен О. М., Манаков А. В., Зинчук Н. Н.* Сибирский кратон: формирование, алмазоносность. – М.: Научный мир, 2006. 210 с.

217. *Рудник В. А.* Гранитообразование и формирование земной коры в докембрии. – Л.: Недра, 1975. 415 с.

218. Рудоносность и геологические формации структур земной коры / Под ред. Д. В. Рундквиста. – Л.: Недра, 1981. 423 с.

219. *Рысин П. Г.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Анабарская. Лист R-48-XVII,XVIII. Объяснительная записка. – М., 1978. 80 с.

220. *Рысин П. Г.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Анабарская. Лист R-48-XXI,XXII. Объяснительная записка. – М., 1978. 90 с.

221. *Савицкий В. Е., Щеглов А. П., Винкман Н. К.* и др. Проблема верхней границы докембрия Средней Сибири // Геология докембрия. – М.: Наука, 1968. С. 121–123.

222. *Сакс В. Н.* Четвертичный период в Советской Арктике. – Л.–М.: Водтрансиздат, 1953. 627 с.

223. *Сакс В. Н., Антонов К. В.* Четвертичные отложения и геоморфология района Усть-Енисейского порта // Труды Горно-геологического управления ГУСМП, вып. 16. – М.–Л.: Изд-во Главсевморпути, 1945. С. 65–117.

224. *Сарсадских Н. Н.* Региональные и локальные закономерности размещения эндогенных месторождений алмаза. – Л.: Недра, Лен. отд., 1973. 68 с.

225. *Сафронов В. П.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Анабарская. Листы R-48-IX,X. Объяснительная записка. – М., 1972. 72 с.

226. *Семихатов М. А.* Стратиграфия и геохронология протерозоя. – М.: Наука, 1974. 302 с.

227. *Сергеев А. С.* Фениты комплекса ультраосновных и щелочных пород. – Л.: Изд-во Лен. ун-та, 1967. 163 с.

228. *Сергеев В. Н., Воробьева Н. Г., Петров П. Ю.* Новые местонахождения рифейских микробиот в билляхской серии Северного Прианабарья (бассейн р. Фомич): к вопросу о биостратиграфии рифея Сибирской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2007, т. 15, № 1. С. 3–14.

229. *Сердюк С. С.* Золотоносные и золото-платиноносные провинции севера Центральной Сибири // Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. – СПб., 2002. С. 537–558.

230. Силур Сибирской платформы. Новые региональные и местные стратиграфические подразделения / Ю. И. Тесаков, Н. Н. Предтеченский, Л. С. Базарова и др. – Новосибирск: Наука, 1979. 93 с.

231. *Смирнов Л. П.* Древние коры выветривания на кристаллических породах Анабарского щита // Ученые записки НИИГА. Региональная геология, вып. 5. – Л., 1965. С. 177–185.

232. *Смирнов Л. П., Егоров Л. С.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Анабарская. Лист R-47-XVII,XVIII. Объяснительная записка. – М.: Недра, 1968. 49 с.

233. *Смирнов Л. П., Хотина М. И.* О находке пиропов в бассейне реки Маймечи // Инф. бюлл. Ин-та геол. Арктики, вып. 19. – Л., 1960. С. 41–43.

234. Средняя Сибирь / Отв. ред. Л. Г. Каманин, Б. Н. Лиханов. – М.: Наука, 1964. 480 с.

235. *Степанюк Л. М., Пономаренко А. Н., Яковлев Б. Г.* и др. Кристаллогенезис и возраст циркона в породах гранулитовой фации и (на примере мафитового гранулита далдынской серии Анабарского щита) // Минералогический журнал, 1993, т. 15, № 2. С. 40–52.

236. Стратиграфический кодекс России. Изд. 3-е. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 96 с.

237. Стратиграфический словарь. Верхний докембрий (Северная Евразия в границах бывшего СССР). – М.: Наука, 1994. 351 с.

238. Стратиграфический словарь СССР. Кембрий, ордовик, силур, девон. – Л.: Недра, 1975. 622 с.

239. Стратиграфический словарь СССР. Новые стратиграфические подразделения палеозоя СССР. – Л.: Недра, 1991. 555 с.

240. Стратиграфический словарь СССР. Триас, юра, мел. – Л.: Недра, 1979. 592 с.

241. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Ордовик Сибирской платформы / А. В. Каныгин, А. Г. Ядренкина, А. В. Тимохин и др. – Новосибирск: Гео, 2007. 269 с.

242. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления / Н. В. Мельников, М. С. Якшин, Б. Б. Шишкин и др. – Новосибирск: Гео, 2005. 428 с.

243. Стратиграфия ордовика Сибирской платформы / Отв. ред. Б. С. Соколов, Ю. И. Тесаков. – Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 1975. 254 с.

244. Стратиграфия синийских и кембрийских отложений северо-востока Сибирской платформы / Под ред. Б. В. Ткаченко. – Л.: Гостоптехиздат, 1959. 211 с.

245. Стратиграфия юрской и меловой систем Севера СССР / В. Н. Сакс, З. З. Ронкина, Н. И. Шульгина и др. – М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 227 с.

246. *Стрелков С. А.* Север Сибири. – М.: Наука, 1965. 336 с.

247. Строение земной коры Анабарского щита / О. М. Розен, А. Н. Вишневский, С. И. Турченко и др. – М.: Наука, 1986. 198 с.

248. Структура и эволюция земной коры Якутии / А. Ф. Петров, Г. С. Гусев, Ф. Ф. Третьяков и др. – М.: Наука, 1985. 247 с.

249. Структура фундамента платформенных областей СССР. Объяснительная записка к Тектонической карте фундамента территории СССР масштаба 1 : 5 000 000. – Л.: Наука, 1974. 400 с.

250. *Суворова Н. П., Петропавловский В. В.* О ленском ярусе нижнего кембрия севера Сибирской платформы // ДАН СССР, 1957, т. 113, № 3. С. 667–670.

251. *Суханов М. К., Богданова Н. Г., Сумин Л. В., Рачков В. С.* Первые результаты термоизохронного радиологического датирования древнейших анортозитов СССР // ДАН СССР, 1984, т. 277, № 3. С. 684–688.

252. *Суханов М. К., Рачков В. С.* Салтахский массив Анабарского щита // Известия АН СССР. Серия геологическая, 1986, № 12. С. 47–58.

253. *Суханов М. К., Рачков В. С., Сонюшкин В. Е.* Анортозиты Анабарского щита // Известия АН СССР. Серия геологическая, 1983, № 6. С. 29–42.

254. *Суханов М. К., Спиридонов В. Г., Карпенко С. Ф.* Первые результаты датирования анортозитов Анабарского щита Sm-Nd изохронным методом // ДАН СССР, 1990, т. 310, № 2. С. 448–453.

255. *Тарасов Л. С., Гаврилов Е. Я., Лебедев В. И.* Об абсолютном возрасте пород Анабарского докембрия // Геохимия, 1963, № 12. С. 1145–1151.

256. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Отв. ред. Л. М. Парфенов, М. И. Кузьмин. – М.: Наука / Интерпериодика, 2001. 570 с.

257. *Тесаков Ю. И., Хромых В. Г., Губанов А. П.* и др. Новые местные стратиграфические подразделения силура Восточной Сибири // Геология позднего докембрия и палеозоя Сибири (тезисы докладов). – Новосибирск, 1990. С. 71–72.

258. Томмотский ярус и проблема нижней границы кембрия / А. Ю. Розанов, В. В. Миссаржевский, Н. А. Волкова и др. – М.: Наука, 1969. 380 с.

259. *Томшин М. Д., Округин А. В., Саввинов В. Т., Шахотько Л. И.* Эбехаинский дайковый пояс трахидолеритов на севере Сибирской платформы // Геология и геофизика, 1997, т. 38, № 9. С. 1475–1483.

260. Труды Междуведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. 1956. Доклады по стратиграфии докембрийских отложений / Отв. ред. С. В. Обручев. – М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1958. 254 с.

261. Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины / Ред. В. С. Волкова, А. Е. Бабушкин. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2000. 64 с.

262. Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Средней Сибири (Таймыр, Сибирская платформа). Объяснительная записка / Под ред. В. С. Волковой, Б. А. Борисова, В. А. Камалетдинова. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2010. 90 с.

263. *Файзуллин Р. М., Каменев Е. А., Филько А. С.* История становления, состояние и перспективы развития минерально-сырьевой базы апатита Российской Федерации. – Казань: ДАС, 1998. 64 с.

264. *Худолей А. К., Молчанов А. В., Округин А. В.* и др. Эволюция фундамента севера Сибирской платформы по данным U-Pb датирования обломочных цирконов в песчаниках мукунской серии, Анабарский щит // Фундаментальные проблемы геотектоники. Мат-лы XL Тектонического совещания. Т. 2. – М.: ГЕОС, 2007. С. 333–335.

265. *Черенков В. Г., Комаров А. Н., Черенкова А. Ф., Илупин И. П.* О возрасте кимберлитов Харамайского поля //ДАН СССР, 1987, т. 296, № 1. С. 196–199.

266. *Черенкова А. Ф., Черенков В. Г.* Кимберлиты Харамайского поля и глубинные ксенолиты в них / Под ред. А. А. Маракушева. – М.: ООО «Геоинформмарк», 2007. 238 с.

267. *Шейнманн Ю. М.* О новой петрографической провинции на севере Сибирской платформы// Известия АН СССР. Серия геологическая, 1947, № 1. С. 123–134.

268. *Шенфиль В. Ю.* Определение нижней границы верхнего рифея по строматолитам и корреляция сибирского парастратотипа рифея с уральским стратотипом // Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд). Труды V сессии Науч. совета по геологии докембрия, Уфа, 1977. – Л.: Наука, 1979. С. 61–66.

269. *Шишкин Б. Б.* Раковинная фауна в немакит-далдынской свите (северо-запад Анабарского поднятия) // Геология и геофизика, 1974, № 4. С. 111–114.

270. *Шишкин Б. Б.* Новые данные по стратиграфии раннекембрийских отложений северо-восточного Прианабарья (р. Бол. Куонамка) // Пограничные отложения докембрия и кембрия Сибирской платформы (биостратиграфия, палеонтология, условия образования). – Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 1981. С. 20–27.

271. *Шишкин Б. Б., Журавлева И. Т.* К проблеме нижней границы кембрия (нижнекембрийские отложения Мархинской опорной скважины) // Геология и геофизика, 1990, № 1. С. 39–47.

272. *Шишкин Б. Б., Пегель Т. В.* О стратиграфии кембрийской доломитовой толщи среднего течения реки Котуй (юго-западное Приенабарье) // Новое в стратиграфии и палеонтологии нижнего палеозоя Средней Сибири. – Новосибирск: ИГИГ, 1978. С. 36–44.

273. *Юон А. А.* Старореченская свита и алданский ярус юго-западного склона Анабарской антеклизы // Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия восточных и северных районов Сибири. – Новосибирск: ИГИГ, 1978. С. 88–100.

274. *Якупов В. С., Алиев В. А., Демченко О. В.* и др. Мощность мерзлой толщи на Анабарском кристаллическом массиве (по данным ВЭЗ) // Геофизические методы исследования мерзлых толщ. – Якутск: Якутское кн. изд-во, 1976. С. 12–21.

275. *Astakhov V.* Ice margins of northern Russia revisited // Quaternary glaciations – extent and chronology: a closer look. – Amsterdam: Elsevier, 2011. P. 323–336.

276. *Astakhov V. I.* Pleistocene glaciations of northern Russia – a modern view // Boreas, 2013, v. 42, iss. 1. P. 1–24.

277. *Bibikova E. V., Williams I. S.* Ion microprobe U-Th-Pb isotopic studies of zircons from three Early Precambrian areas in the USSR // Precambrian Research, 1990, v. 48, iss. 3. P. 203–221.

278. *Haas G. J. L. M. de.* Source, evolution, and age of coronitic gabbros from the Arendal-Nelaug area, Bamle, Southeast Norway. – Utrecht, 1992. 129 p.

279. *Hall R. P., Hughes D. J.* Noritic dykes of southern West Greenland: early Proterozoic boninitic magmatism // Contributions to Mineralogy and Petrology, 1987, v. 97, iss. 2. P. 169–182.

280. *Jørgensen T., Haile J., Möller P.* et al. A comparative study of ancient sedimentary DNA, pollen and macrofossils from permafrost sediments of northern Siberia reveals long-term vegetational stability // Molecular Ecology, 2012, v. 21, iss. 8. P. 1989–2003.

281. *Kienast F., Siegert C., Dereviagin A., Mai D. H.* Climatic implications of Late Quaternary plant macrofossil assemblages from the Taymyr Peninsula, Siberia // Global and Planetary Change, 2001, v. 31, iss. 1–4. P. 265–281.

282. *Kumar A., Gopalan K., Padmakumari V. M.* et al. Precise Rb-Sr ages of Siberian kimberlites // Sixth International Kimberlite Conference. Novosibirsk, August 1995. Extended Abstracts. – Novosibirsk, 1995. P. 307.

283. *Lambert D. D., Morgan J. W., Walker R. J.* et al. Rhenium-osmium and samarium-neodymium isotopic systematics of the Stillwater Complex // Science, 1989, v. 244, № 4909. P. 1169–1174.

284. *Möller P., Bolshiyanov D. YU., Bergsten H.* Weichselian geology and palaeoenvironmental history of the central Taymyr Peninsula, Siberia, indicating no glaciation during the last global glacial maximum // Boreas, 1999, v. 28, iss. 1. P. 92–114.

285. *Möller P., Hjort C., Alexanderson H., Sallaba F.* Glacial history of the Taymyr Peninsula and the Severnaya Zemlya Archipelago, Arctic Russia // Quaternary glaciations – extent and chronology: a closer look. – Amsterdam: Elsevier, 2011. P. 373–384.

286. *Nazarov D., Henriksen M.* New data on Quaternary stratigraphy of the Lower Yenissei area, Arctic Siberia // Arctic Paleoclimate and its Extremes (APEX) Fourth International Conference and Workshop: Arctic paleoclimate proxies and chronologies. – Iceland, 2010. P. 62–63.

287. *Okrugin A. V., Oleinikov B. V., Savvinov V. T., Tomshin M. D.* Late Precambrian dyke swarms of the Anabar Massif, Siberian Platform, USSR // Mafic dykes and emplacement mechanisms: proceedings of the Second International Dyke Conference, Adelaide, South Australia, 12–16 September 1990. – Rotterdam/Brookfield: A. A. Balkema, 1990. P. 529–533.

288. *Prokopenko A. A., Hinnov L. A., Williams D. F., Kuzmin M. I.* Orbital forcing of continental climate during the Pleistocene: a complete astronomically tuned climatic record from Lake Baikal, SE Siberia // Quaternary Science Reviews, 2006, v. 25, iss. 23–24. P. 3431–3457.

289. *Sher A. V., Kuzmina S. A., Kuznetsova T. V., Sulerzhitsky L. D.* New insights into the Weichselian environment and climate of the East Siberian Arctic, derived from fossil insects, plants and mammals // Quaternary Science Reviews, 2005, v. 24, iss. 5–6. P. 533–569.

290. *Svendsen J. I., Alexanderson H., Astakhov V. I.* et al. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // Quaternary Science Reviews, 2004, v. 23, iss. 11–13. P. 1229–1271.

291. *Tilley C. E.* Enderbite, a new member of the charnockite series // Geological Magazine, 1936, v. 73, iss. 8. P. 312–316.

Фондовая

292. *Александров Б. А., Воронков А. В.* Детальная аэромагнитная съемка в провинции развития ультраосновных и щелочных пород Котуй-Маймечинского района. (Отчет о детальных аэрогеофизических исследованиях, выполненных в 1958 г. в масштабе 1 : 50 000 на площади междуречья Котуй–Маймеча). – Л., 1959. Красноярский ТФГИ, № 8575.

293. *Андреев В. С., Кириченко В. Г., Федосеева Л. Н.* и др. ГМК-200 в пределах западной части Анабарского щита (листы R-48-XI,XII,XVI,XVII,XXII), объект № 26. – М., 2008. Красноярский ТФГИ, № 29157.

294. *Аникеева Л. И., Гольдбурт Т. Л., Цывьян Л. К.* и др. Геологическое строение и слюдоносность интрузии Одихинча. (Отчет о поисково-разведочных работах партии № 4 Маймечинской экспедиции на месторождении флогопита). – Л., 1960. Красноярский ТФГИ, № 9635.

295. *Анфиногенова М. П., Сухинина В. Ф., Мельникова В. А.* и др. Отчет по доразведке поля шахты «Котуй» Каякского каменноугольного месторождения Тунгусского бассейна с пересчетом запасов по новым кондициям по состоянию на 1.01.1980 г. – Черногорск, 1980. Красноярский ТФГИ, № 21759.

296. *Барсков Е. А., Кичкина С. С., Макарова Ш. Д.* и др. Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 200 000 и поисках месторождений полезных ископаемых в бассейнах средних течений рек Котуй, Маймеча, Чангада, верхних течений рек Анабар, Кукусунда, в бассейнах рек Тукалаан и Аганыли. Листы R-47-XXIII,XXIV,XXIX,XXX; R-48-XIX,XXV,XXVI,XXVII,XXVIII,XXIX,XXX. (Партия № 5, работы 1971–1976 гг.). – М., 1976. Красноярский ТФГИ, № 19760.

297. *Бентхен П. П., Королькова З. К.* Геологический отчет о детальной разведке Каякского каменноугольного месторождения (по работам Котуйской геолого-разведочной партии 1949–1950 гг.). – М., 1950. Красноярский ТФГИ, № 4853.

298. *Бергер А. Я., Предтеченский Н. Н., Ковалевская Е. О.* и др. Корреляция опорных разрезов нижнего палеозоя Сибирской платформы и Сетте-Дабана. – Л., 1986. Красноярский ТФГИ, № 23977.

299. *Вайнерман П. Б., Готфрид Б. А., Красавин А. Д.* Алмазоносность рыхлых отложений бассейна рек Котуй и Маймеча. – М., 1953. Красноярский ТФГИ, № 6098.

300. *Варламова Л. А., Дашкевич Н. Н.* Отчет о результатах региональных электроразведочных работ МТЗ вдоль реки Мойеро. – Енисейск, 1986. Красноярский ТФГИ, № 24055.

301. *Вишневский А. Н., Рысин П. Г., Голубев В. Н.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые юго-восточной части листа R-48-XVII,XVIII (междуречье Куотуйкаан–Мэркю). (Отчет о геологосъемочных и поисковых работах масштаба 1 : 200 000 отряда № 1 Анабарской партии НИИГА за 1965 г.). – Л., 1966. Красноярский ТФГИ, № 14720.

302. *Волосатов А. А.* Геология района месторождения каменного угля руч. Горный–руч. Каяк на р. Котуй, масштаба 1 : 100 000, 1939. Росгеолфонд, № 258199.

303. *Гайнцев Ф. М., Демченко С. И., Иванов А. В.* и др. Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 в Маймеча-Котуйской провинции, Джогджинская площадь за 1975–1981 гг. – Красноярск, 1981. Красноярский ТФГИ, № 22000.

304. *Гирн В. В., Матвиенко В. В., Ильин С. В.* Оценочные работы на Хатангском месторождении бурых углей (Отчет ООО «ПГРЭ» за 1999–2002 гг.). – Пос. Хатанга, 2002. Красноярский ТФГИ, № 30613.

305. *Гирн В. В., Матвиенко В. В., Фатина И. В.* и др. Поисково-оценочные работы на уголь в районе с. Хатанга. Отчет Полярной геологопоисковой партии за 1994–1999 гг. – Норильск, 1999. Красноярский ТФГИ, № 30431.

306. *Гирн В. В., Ояберь В. К., Кириченко В. Т.* Отчет о поисково-оценочных работах на апатиты на месторождении Ыраас. Отчет Апатитовой партии за 1980–1984 гг. – Пос. Хатанга, 1984. Красноярский ТФГИ, № 23229.

307. *Гирн В. В., Середенко А. А., Матвиенко В. В.* и др. Поиски угля в районе с. Хатанга. Отчет Полярной геологопоисковой партии за 1993–1994 гг. – Норильск, 1995. Красноярский ТФГИ, № 30134.

308. *Гирн В. В., Стеблев В. В.* Отчет о поисково-оценочных работах на апатиты на массиве Ессей. Отчет Апатитовой партии за 1980–1983 гг. – Пос. Хатанга, 1983. Красноярский ТФГИ, № 22794.

309. *Гирн В. В., Стеблев В. В., Науменко Н. Г.* Поисково-оценочные работы на апатитовом месторождении Маган. Отчет Апатитовой партии за 1983–1984 гг. – Пос. Хатанга, 1984. Красноярский ТФГИ, № 23299.

310. *Гирн В. В., Фатина И. В., Столбиков Ю. В.* и др. Поиски угля в бассейне нижнего течения р. Котуй. (Отчет Полярной геологопоисковой партии за 1989–1991 гг.). – Пос. Хатанга, 1991. Красноярский ТФГИ, № 26041.

311. *Гирн В. В., Чубак Д. И.* Поиски угля на флангах горного отвода шахты «Котуй» Каякского месторождения. (Отчет Комплексного участка за 1988–1989 гг.). – Пос. Хатанга, 1989. Красноярский ТФГИ, № 25296.

312. *Голованов Н. П., Аплонов В. С., Воинов И. М.* Геологическое строение и полезные ископаемые территории листа R-48-XX. (Отчет о геологосъемочных работах масштаба 1 : 200 000, проведенных партиями № 1 и № 2 Котуй-Муруктинской экспедиции в бассейне среднего течения р. Котуя в 1960 г.). – Л., 1961. Красноярский ТФГИ, № 10646.

313. *Гольдбурт Т. Л., Крупнов М. И., Шувалова В. З.* Отчет о поисково-разведочных работах на Кугдинском месторождении хризолита в Хатангском районе Красноярского края. – Л., 1966. Красноярский ТФГИ, № 14573.

314. *Гольдбурт Т. Л., Шихорина К. М.* Геологическое строение и полезные ископаемые интрузии Кугда. (Отчет о поисково-разведочных работах Маганской тематической партии в 1962 г.). – Л., 1963. Красноярский ТФГИ, № 12495.

315. *Гольдбурт Т. Л., Шихорина К. М., Ланда Э. А.* Геологическое строение и слюдоносность интрузии Маган. (Отчет о поисково-разведочных работах партии № 5 Котуй-Муруктинской экспедиции на месторождении флогопита Маган в 1961 г.). – Л., 1962. Красноярский ТФГИ, № 11800.

316. *Данилин Е. Л., Гордиенко Н. И., Климов А. Е.* Отчет о поисково-оценочных работах на апатиты в массиве Ыраас и общих поисках месторождений апатита в массивах Маган, Одихинча, Ессей в 1971–1975 гг. – Красноярск, 1975. Красноярский ТФГИ, № 19372.

317. *Данилин Е. Л., Дубовик Н. Е.* Отчет о поисково-оценочных работах с целью выяснения апатитоносности глубоких горизонтов юго-восточной части месторождения Ыраас. (Отчет Ильинской партии за 1977–1979 гг.). – Красноярск, 1979. Красноярский ТФГИ, № 20893.

318. *Данилин Е. Л., Дубовик Н. Е., Обух В. Е.* Отчет о поисково-оценочных работах на апатиты в пределах массива Маган Маймеча-Котуйской провинции за 1975–1978 гг. – Красноярск, 1978. Красноярский ТФГИ, № 20491.

319. *Данилин Е. Л., Крюков А. В., Микрюкова Л. Н.* Поиски месторождений апатита в Маймеча-Котуйской провинции на массивах Далбыха и др. (Отчет Далбыхской партии за 1979–1982 гг.). – Красноярск, 1982. Красноярский ТФГИ, № 22237.

320. *Данилин Е. Л., Поршнев Г. И., Симонов В. Ф.* Геологическое строение и апатитоносность массива Ессей (отчет о поисково-оценочных работах на апатит, проведенных Ессейской партией в 1971 г. на массиве Ессей). – Красноярск, 1973. Красноярский ТФГИ, № 18388.

321. *Долгова В. Н., Жирова Л. Т.* Прогнозная оценка апатитоносности северной части Красноярского края. (Окончательный отчет Ессейской тематической партии за 1971–1972 гг.). – Красноярск, 1973. Красноярский ТФГИ, № 18704.

322. *Долгова В. Н., Микрюкова Л. Н.* Изучение апатитоносности ультраосновных щелочных массивов Ыраас, Маган, Одихинча. (Отчет тематической Гулинской партии за 1973–1975 гг.). – Красноярск, 1975. Красноярский ТФГИ, № 19479.

323. *Дудкинский В. В., Каримуллина Ф. Х., Гницевич Л. А.* и др. Результаты аэрогаммаспектрометрической съемки масштаба 1 : 50 000 в западной части Анабарского щита. Котуйканский объект. (Отчет Аэрогеофизической партии за 1975 г.). – Лесосибирск, 1976. Красноярский ТФГИ, № 19694.

324. *Евстифеев И. Н.* Геологический отчет и подсчет запасов по месторождению каменного угля ручья Горный Хатангского района Красноярского края. 1939–1940 гг. – Пос. Хатанга, 1940. Красноярский ТФГИ, № 600.

325. *Евтушенко В. М., Ивлев Н. Ф., Кащенко С. А.* и др. Геохимия перспективных на нефть и газ кембрийских отложений северо-восточного борта Тунгусской синеклизы. – Новосибирск, 1974. Красноярский ТФГИ, № 18752.

326. *Егоров Л. С., Хаимов Р. С.* Петрология и полезные ископаемые интрузий Бор-Урях и Маган. (Отчет о геолого-поисковых работах партии № 4 Котуйской экспедиции в 1957 г.). – Л., 1958. Красноярский ТФГИ, № 8028.

327. *Забиров Ю. А., Чеха В. П., Шевцов А. П.* Результаты поисков бокситов в юго-западном Прианабарье. (Отчет Бокситовой партии по объекту: «Рекогносцировочные поиски бокситов в юго-западном Прианабарье (бассейн р. Котуй) за 1975–1977 гг.»). – Пос. Мотыгино, 1977. Красноярский ТФГИ, № 20097.

328. *Забурдин К. С.* Геологическое строение бассейнов рек Эриечка, Нижняя, Блудная, Половинная и Сопочная (междуречье низовьев рек Попигай и Котуй). Отчет о ГС масштаба 1 : 1 000 000 партии № 1 экспедиции № 80 за 1954 г. – Л., 1955. Красноярский ТФГИ, № 6969.

329. *Забурдин К. С., Лопатин Б. Г.* Геологическое строение южной части листов R-48-XXXIII и R-48-XXXIV. (Отчет о геологической съемке с металлометрическим опробованием масштаба 1 : 200 000, проведенной партией № 1 Арга-Салинской экспедиции в 1956 г. на междуречье Мойеро–Аргаа-Салаа). – Л., 1957. Красноярский ТФГИ, № 4558.

330. *Зверев В. В., Юркевич Л. Г., Чернавин Н. К.* Отчет о проведении общих поисков рудного золота на Анабарском щите, Анабарский объект, 1982–1985 гг. – Красноярск, 1985. Красноярский ТФГИ, № 23723.

331. *Зеленцов В. Ф., Никитин А. И.* Предварительная оценка перспектив ураноносности центральной части Анабарского щита. (Отчет партии № 58 по геологическому заданию за 1977–1978 гг.). – Новосибирск, 1978. Красноярский ТФГИ, № 20520.

332. *Злобин М. Н., Смирнов Л. П., Мильштейн В. Е.* Стратиграфия и литология отложений позднего докембрия западного склона Анабарского поднятия. – Л., 1964. Красноярский ТФГИ, № 13175.

333. *Злобин М. Н., Ткаченко Б. В.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000, серия Анабарская, листы R-48-XXIII, R-48-XXIV. Объяснительная записка. – Л., 1973. Красноярский ТФГИ, № 18406.

334. *Злобин М. Н., Шувалова В. З., Крутоярский М. А., Кириллов О. В.* Геологическое строение и полезные ископаемые района среднего течения р. Ильи (листы R-48-XVII, R-48-XVIII). – Л., 1969. Красноярский ТФГИ, № 16595.

335. *Иванов А. В., Демченко С. И., Трофимов В. Р.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения р. Маймеча. Отчет по групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 в Маймеча-Котуйской провинции, Маймечинская площадь. – Красноярск, 1986. Красноярский ТФГИ, № 24174.

336. *Ивлев Н. Ф.* Стратиграфия и литолого-геохимические критерии оценки перспектив нефтегазоносности кембрийских доломитовых толщ Западного Прианабарья. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. – Новосибирск, 1979. 254 с.

337. *Исаева Л. Л., Андреева С. М., Крауш М. А.* Стратиграфия кайнозойских отложений Аганылийской впадины. (Партия № 2 1971–1973 гг.). – М., 1973. Красноярский ТФГИ, № 18407.

338. *Каспарова Е. А.* Отчет о результатах работ Енисейской аэромагнитной экспедиции в северо-восточной части Красноярского края и западных районах Якутской АССР за 1960 г. – Л., 1961. Красноярский ТФГИ, № 11132.

339. *Кириченко А. А.* Отчет по доразведке поля шахты Котуй Каякского каменноугольного месторождения, проведенной Полярной экспедицией в 1983 г. – Пос. Хатанга, 1984. Красноярский ТФГИ, № 23279.

340. *Кочетков Т. П.* Отчет о геологической съемке масштаба 1 : 200 000 полуострова Хара-Тумус (Нордвик-Хатангский район). – Пос. Кожевниково, 1948. Красноярский ТФГИ, № 3499.

341. *Кравченко С. М., Багдасаров Ю. А., Ермолаев Б. В.* Геохимические исследования апатитовых руд месторождений Маган, Ыраас, Ессей с целью оценки запасов стронция, редких земель и фтора. – М., 1983. Красноярский ТФГИ, № 22557.

342. *Краснов В. Н., Краевский Б. Г., Шишкин Б. Б.* и др. Эталонные разрезы и межсерийные корреляционные схемы верхнего докембрия и фанерозоя Сибири с целью совершенствования легенд для Государственного геологического картирования масштабов 1 : 200 000 и 1 : 1 000 000. – Новосибирск, 2000. Росгеолфонд, № 475349.

343. *Кривошеев О. П., Дроботенко Е. А., Демьянович Н. И.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна рек Мэркю, Улахан-Джанака. Отчет по групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 и общим поискам полезных ископаемых в северо-западной части Анабарского щита (Мэркюнская площадь). – Норильск, 1990. Красноярский ТФГИ, № 25824.

344. *Крюков А. В., Зимин А. М., Шульгин А. Ю.* и др. Отчет о поисковых работах на алмазы на Оленекской площади (отчет Оленекской партии за 1976–1980 гг.). – Красноярск, 1980. Красноярский ТФГИ, № 21491.

345. *Кузнецов В. Н.* Геологический отчет и подсчет запасов по месторождению каменного угля р. Каяк Хатангского района Красноярского края. – Пос. Хатанга, 1940. Красноярский ТФГИ, № 1396.

346. *Куликов Ю. П.* (отв. исп.). Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Куотуйкаан, Фомич, Рассоха, Блудная, Половинная, Сопочная, Джекунння, Попигай. Отчет по результатам групповой геологической съемки масштаба 1 : 200 000 северной части Анабарской антеклизы (листы S-48-XXXV,XXXVI, S-49-XXXI,XXXII, R-48-XI,XII, R-49-I,II, R-49-VII,VIII, R-49-XIII,XIV) за 1975–1979 гг. – Красноярск, 1979. Красноярский ТФГИ, № 21045.

347. *Куликов Ю. П., Бабкин А. Н., Голубев В. М.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Налим-Рассоха. (Отчет по групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 в северной части Анабара в пределах Билляхской зоны). – Красноярск, 1984. Красноярский ТФГИ, № 23176.

348. *Куренной В. В., Пугач С. Л., Тихоненков Ю. Э.* и др. Гидрогеологическое районирование территории Российской Федерации и подготовка схем гидрогеологической стратификации по гидрогеологическим структурам I и II порядка. – М., 2004. Росгеолфонд, № 484080.

349. *Ларичев А. И., Соболев П. Н., Фомичев А. С.* и др. Изучение распределения и состава органического вещества и нафтидов в фанерозойских отложениях Сибири для уточнения количественной оценки ресурсов УВ и совершенствования локального прогноза нефтегазоносности. – Новосибирск, 1994. Росгеолфонд, № 465742.

350. *Ларичев А. И., Чеканов В. И., Оленникова Е. В.* и др. Создание современных моделей геологического строения продуктивных и перспективных комплексов Таймырского АО с целью определения приоритетных направлений ГРР на нефть и газ. – СПб., 2007. Росгеолфонд, № 489698.

351. *Лебедь В. И.* Результаты электроразведочных работ ЗСБ, МТЗ вдоль рек Воеволи-Хан–Котуй. (Отчет Муруктинской ЭРП № 25/81–82). – Пос. Бор, 1982. Красноярский ТФГИ, № 22251.

352. *Левин Д. В., Карасик А. М., Крюков С. М.* Поисково-съемочные аэрогеофизические работы в Котуй-Маймечинском районе. (Отчет об аэрогеофизической съемке мас-

штаба 1 : 50 000 Котуйской провинции распространения щелочных и ультраосновных пород, выполненной в 1960 г.). – Л., 1961. Красноярский ТФГИ, № 11232.

353. *Левин Д. В., Крюков С. М.* Региональная аэромагнитная съемка повышенной точности северной части Анабаро-Енисейского междуречья. (Отчет о работе экспедиции Н-64 за 1952 г.). – Л., 1954. Красноярский ТФГИ, № 6137.

354. *Левин Д. В., Крюков С. М., Кирюшина М. Т.* Региональная аэромагнитная съемка Анабаро-Котуйского междуречья (листы R-48, R-49, северная часть листа Q-48, Q-49 и южная часть листа S-48, S-49). Отчет о работе аэромагнитной экспедиции НИИГА за 1956 г. – Л., 1957. Красноярский ТФГИ, № 7695.

355. *Лоджевская М. И., Соловьев Б. А., Кондратьев А. Н.* и др. Уточнение количественной оценки ресурсов нефти, газа и конденсата Российской Федерации, субъектов федерации и крупных нефтегазоносных регионов по состоянию изученности на 1.01.2009 г. – М., 2012. Росгеолфонд, № 504431.

356. *Лопатин Б. Г., Никитин А. И., Федоров Л. В.* Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Старой и Хаптасыннаха. (Отчет отряда № 2 Анабарской партии масштаба 1 : 200 000 за 1964 г.). – Л., 1965. Росгеолфонд, № 262184.

357. *Лопатин Б. Г., Федоров Л. В.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна правых притоков р. Старой. (Отчет отряда № 2 Анабарской партии масштаба 1 : 200 000 за 1965 г.). – Л., 1966. Росгеолфонд, № 270450.

358. *Лопатин Г. Г., Науменко Н. Г., Лопатина Л. А.* и др. Поиски россыпей металлов платиновой группы в районе Гулинского, Кугдинского и Бор-Уряхского массивов Маймеча-Котуйской провинции. Отчет Маймечинской партии за 1984–1989 гг. – Пос. Хатанга, 1989. Красноярский ТФГИ, № 25359.

359. *Лопатин Г. Г., Нечаев П. С., Трофимов В. Р.* и др. Групповая геологическая съемка масштаба 1 : 200 000 в северной части Сибирской платформы на Гулинской площади в пределах листов R-47-XI,XII. Отчет Полярной партии ПГП «Норильскгеология» за 1990–1996 гг. – Талнах, 1998. Красноярский ТФГИ, № 30316.

360. *Макаров В. А., Парняков С. П., Смирнова В. А.* и др. Отчет о результатах поисковых работ на Кугдинском месторождении хризолита в Таймырском национальном округе Красноярского края (партия № 7. 1974–1977 гг.). – Л., 1977. Красноярский ТФГИ, № 20110.

361. *Макаров К. К.* Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности южного склона Анабарской антеклизы (Восточная Сибирь). Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. – Л., 1970. 519 с.

362. *Макаров С. В., Войцеховский М. В., Тараторкина Р. И.* и др. Отчет о поисковых работах на коренные месторождения алмазов на Кирбейской площади в 1985–1986 гг. – Пос. Хатанга, 1986. Красноярский ТФГИ, № 24212.

363. *Максудов А. В., Манюта А. А., Немененок Т. И.* и др. Отчет о поисково-разведочных работах на строительные материалы в районе пос. Хатанга за 1969–1971 гг. – Норильск, 1971. Красноярский ТФГИ, № 17679.

364. *Малышев А. А., Беляев П. В.* Детальные поиски магнетит-апатитовых руд на массиве Ессей. (Отчет Эвенкийской партии за 1978–1979 гг.). – Пос. Мотыгино, 1980. Красноярский ТФГИ, № 21400.

365. *Мащак М. С., Богатых И. Я., Николаев Л. И.* и др. Геологическое строение бассейнов верхних течений рек Кюенэлэкээн и Усумуун (западная часть листа R-49-XXVII масштаба 1 : 200 000). (Отчет о работе Кэнгээдинской партии за 1967 г.) – Пос. Нюрба, 1968. Росгеолфонд, № 289652.

366. *Миронюк Е. П., Мащак М. С., Бергер А. Я.* и др. Составить легенды Анабарской и Мархинской серий листов Госгеолкарты-200. Отчет по теме № 16 за 2000 г. – СПб., 2000. Росгеолфонд, № 477687.

367. *Митяев А. Г., Авдалович С. А., Лаушкин В. И.* и др. Отчет о поисковых работах на бокситы в юго-западной части Анабарского щита (бассейны рек Аганыли, Чопко, Котуй) за 1972–1973 гг. – М., 1973. Красноярский ТФГИ, № 18413.

368. *Молчанов А. В., Ефимов С. А., Толмачева Е. В.* и др. Оценка перспектив комплексной промышленной рудоносности зон древних структурно-стратиграфических несо-

гласий и долгоживущих тектоно-флюидитных зон восточной части Анабарского щита. – СПб., 2006. Фонды ВСЕГЕИ, № 18384.

369. *Моор Г. Г.* Рудные проявления в пределах правобережья нижнего течения р. Котуй (бассейн р. Медвежьей и Котуйкана). – Норильск, 1956. Красноярский ТФГИ, № 5353.

370. *Мотычко В. Ф., Сурина Н. П.* Геологическое строение и полезные ископаемые ультраосновных и щелочных массивов Одихинча и Кугда. (Отчет о геолого-поисковых работах партии № 3 Котуйской экспедиции в 1957 г.). – Л., 1958. Красноярский ТФГИ, № 8045.

371. *Никифорова О. И., Высоцкий А. А.* Стратиграфия ордовикских и силурийских отложений верховьев рек Мойеро и Оленека. – Л., 1953. Росгеолфонд, № 167140.

372. *Онищенко А. Н., Молчанов А. В., Лазарев Ф. Д.* и др. Оценка перспектив выявления промышленных урановых месторождений с богатыми комплексными рудами в западной части Анабарского щита на основе прогнозно-поисковых работ масштаба 1 : 200 000–1 : 25 000. – СПб., 2007. Росгеолфонд, № 16892.

373. *Охлопков В. И., Коваль С. Г., Бурцев И. Н.* и др. Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 на территории листов R-50-27-Б; -28-АБ; -29–31; -40-В,Г; -41-БВГ, 42, 43 за 1980–1987 гг. – Пос. Нюрба, 1987. Росгеолфонд, № 434856.

374. *Певзнер В. С., Малич Н. С., Полунина Л. А.* и др. Геохимическая зональность позднепротерозойско-раннепалеозойских образований чехла северной части Сибирской платформы. – Л., 1980. Красноярский ТФГИ, № 21164.

375. *Пищальников В. И., Петров В. И., Коваль С. Г.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Мал. Куонамка. Отчет Анабарской партии о результатах ГГС масштаба 1 : 50 000 и общих поисков алмазов и других полезных ископаемых в пределах листов R-50–61,62,73,74, проведенных в 1986–1990 гг. – Пос. Айхал, 1991. Росгеолфонд, № 468025.

376. *Попов И. П., Оченаш В. И., Сунцов М. И.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Анабар и Маят. Отчет Маятской партии о результатах ГГС масштаба 1 : 50 000 (листы R-49-24,36,48; R-50-13,14,25-А,Б; 26-А), проведенных в 1981–1989 гг. – Нюрба, 1989. Росгеолфонд, № 448380.

377. *Поршнев Г. И., Шувалова В. З., Иванова Г. В.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые интрузии Бор-Урях. Отчет о работах Бор-Уряхской тематической партии в 1963 г. – Л., 1964. Красноярский ТФГИ, № 13396.

378. *Предтеченский Н. Н., Бергер А. Я., Игнатович М. М.* и др. Закономерности осадконакопления в опорных разрезах ордовика и силура Сибирской платформы. – Л., 1976. Красноярский ТФГИ, № 19537.

379. *Прохорова С. М., Волков В. К., Гольдбурт Т. Л.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые Маймеча-Котуйского района и геолого-экономическая оценка месторождений флогопита. – Л., 1965. Красноярский ТФГИ, № 14234.

380. *Рабкин М. И., Вишневский А. Н., Лопатин Б. Г., Каменев Е. Н.* Метаморфизм и ультраметаморфизм Анабарского кристаллического щита. (Окончательный отчет по теме № 332). – Л., 1968. Росгеолфонд, № 292672.

381. *Рысин П. Г., Голубев В. Н., Федоров Л. В.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Куотуйкаан, Арбын, Вюрбюр, Мэркю. (Отчет о геолого-съемочных и поисковых работах масштаба 1 : 200 000 отряда № 2 Анабарской партии НИИГА за 1967 г., листы R-48-XVII,XVIII). – Л., 1968. Красноярский ТФГИ, № 16160.

382. *Рябченко А. А., Гринберг А. Э., Кутейников Е. С.* Методическое пособие по геологической съемке интрузивных пород трапповой формации Сибирской платформы. – Л., 1976. Росгеолфонд, № 355602.

383. *Савицкий В. Е., Соболевская Р. Ф.* Геологическое строение района правобережья нижнего течения р. Котуй (бассейны рек Куотуйкаан и Медвежья). (Отчет о геологической съемке масштаба 1 : 1 000 000, произведенной партией № 2 экспедиции № 80 в 1954 г.). – Л., 1955. Красноярский ТФГИ, № 7069.

384. *Салтыкова Т. Е., Герви Л. Ф., Вербицкая Н. В.* и др. Оценка геологической, геохимической, геофизической изученности и подготовка геологического обоснования работ

по созданию ГК-1000/3 листов S-46, S-47, R-45–48; Q-39; Q-43; P-35, P-36, P-47, P-58, P-59; O-52; N-54. – СПб., 2011. Росгеолфонд, № 501925.

385. *Сафронов В. П., Беляков В. П., Клейзер А. Е.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна верхнего течения р. Фомич (западное крыло Анабарской антеклизы). (Отчет о геологосъемочных и поисковых работах масштаба 1 : 200 000, произведенных отрядом № 2 Котуй-Муруктинской партии в 1963 г.). – Л., 1964. Красноярский ТФГИ, № 13232.

386. *Смирнов Л. П., Климов Л. В.* Геологическое строение центральной части Анабарского массива. (Отчет о работах партии № 2 Анабарской экспедиции за 1948 г.). – Л., 1949. Росгеолфонд, № 146791.

387. *Стулов А. Т., Шахотько Л. И., Краковский Ю. С.* и др. Отчет по геологическому доизучению в масштабе 1 : 200 000 на площади листов Q-46-I,II,VII,VIII; R-45-XVII,XVIII, XXII–XXIV,XXVIII–XXX,XXXIV–XXXVI; R-46-XIII–XX,XXV,XXVI,XXXI–XXXIV; R-47-XVII,XVIII; R-48-VII,XIII за 1974–1978 гг. – М., 1978. Красноярский ТФГИ, № 20703.

388. *Тимашков Н. А., Брагин В. В., Толчельников Ю. Н.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые юго-восточной части листа R-48-XV,XVI. (Отчет о геологической съемке масштаба 1 : 200 000, произведенной партией № 3 Котуй-Муруктинской экспедиции в районе правобережья р. Котуй, бассейны рек Илья, Эмпэ-Юрэх, Таратаах, Кугда в 1962 г.). – Л., 1963. Красноярский ТФГИ, № 12510.

389. *Тимофеев А. А., Егорова М. Н., Иванов Г. А.* и др. Отчет по аэрофотогеологическому картированию масштаба 1 : 50 000 с комплексом поисковых работ на алмазы, базирующихся на всестороннем использовании аэро- и космических методов на площади листов R-49-105-АБВГ, 106-АБВГ, 107-АБВГ, 108-АБВГ, 117-АБВГ, 118-АБВГ, 119-АБВГ, 120-АБВГ, R-50-97-АБВГ, 98-АБВГ, 99-АБВГ, 100-АБВГ, 109-АБВГ, 110-АБВГ, 111-АБВГ, 112-АБВГ за 1983–1987 гг. – М., 1987. Росгеолфонд, № 434225.

390. *Трухалев А. И., Соловьев И. А.* Государственная геологическая карта СССР. Лист R-49-III,IV. Объяснительная записка. – Л., 1974. Фонды ВНИИОкеангеология, № 4936.

391. *Трухалев А. И., Федоров Л. В., Михайлов В. М.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Чорду-Далдын, Попигай, Улахан-Старой (листы R-49-IX,X). (Отчет о работе отряда № 2 Анабарской партии за 1971 г.), масштаб 1 : 200 000. – Л., 1972. Росгеолфонд, № 321170.

392. *Туганова Е. В., Егоров В. Н., Дараган-Сущов Ю. И.* и др. Оценка перспектив меденикеленосности Маймеча-Котуйского и Сыверминского районов (северо-запад Сибирской платформы). – Норильск–Л., 1980. Красноярский ТФГИ, № 21311.

393. *Туганова Е. В., Малич Н. С., Егоров В. Н.* и др. Региональные критерии прогноза сульфидного медно-никелевого оруденения на Сибирской платформе. – Л., 1975. Красноярский ТФГИ, № 19310.

394. *Феоктистов В. П., Смелова Л. В., Богданов Ю. В.* и др. Актуализация оценок прогнозных ресурсов категории P_3 и металлогенического потенциала по результатам региональных геолого-геофизических и геохимических работ за период 2003–2008 гг. – СПб., 2009. Росгеолфонд, № 494190.

395. *Фишер Э. Л., Исаева Л. Л., Андреева С. М.* и др. 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–XVI,XIX–XXII,XXV–XXVIII,XXXI–XXXIV, R-47-IV–VI, X–XII; R-48-I, II за 1973–1978 гг. – М., 1978. Красноярский ТФГИ, № 20669.

396. *Цывьян Л. К., Аникеева Л. И., Гольдбурт Т. Л.* и др. Геологическое строение и слюдоносность интрузии Одихинча. (Отчет о поисково-разведочных работах партии № 6 Котуй-Муруктинской экспедиции на месторождении флогопита Одихинча в 1959–1960 гг.). – Л., 1961. Красноярский ТФГИ, № 10800.

397. *Цывьян Л. К., Ворошилов М. В., Киселев Ю. Н.* и др. Результаты работ на алмазы в Котуй-Маймечинском междуречье и в бассейне р. Тукалаан. (Отчет о работах Восточной партии за 1968–1969 гг.). – Норильск, 1969. Красноярский ТФГИ, № 16572.

398. *Черенков В. Г., Кичкина С. С., Бардеева М. А.* и др. Отчет по групповой геологической съемке масштаба 1 : 200 000 на листах R-48-XXXI–XXXIII; Q-47-V,VI,XII,XVIII; Q-48-I–IV;VII–X; XIII–XVI за 1976–1982 гг. – М., 1982. Красноярский ТФГИ, № 22140.

399. *Черенков В. Г., Кичкина С. С., Черенкова А. Ф.* и др. Групповая геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 на площади листов R-48-123-В,Г; 124-В,Г; 125-В,Г и аэрофотогеологическое картирование масштаба 1 : 50 000 на площади листов R-48-123-А,Б; 124-А,Б; 125-А,Б; 126; 127; 128; 137; 138; 139; 140 (1981–1986 гг.). – М., 1986. Красноярский ТФГИ, № 24000.

400. *Чернокнижников В. В., Макаров С. В., Фатин А. Н.* и др. Отчет по поискам на алмазы в бассейнах нижнего течения р. Мойеро и верховий р. Аргаа-Салаа (Харамайская площадь) в 1982–1985 гг. – Пос. Хатанга, 1985. Красноярский ТФГИ, № 23741.

401. *Чеха В. П.* Поиски бокситов в бассейнах рек Котуй и Маймеча (Западное Прианабарье). Отчет Эвенкийской партии за 1977–1979 гг. – Пос. Мотыгино, 1979. Красноярский ТФГИ, № 21017.

402. *Шахотько Л. И., Андреева С. М., Гусева Т. Е.* и др. Отчет о космофотогеологическом картировании масштаба 1 : 1 000 000 в пределах листов R-48; R-49; R-50-А,В; Q-48; Q-49-А,Б,В; Q-50-А; Р-48-А,Б; Р-49-А партии № 8 за 1977–1982 гг. – М., 1982. Красноярский ТФГИ, № 22145.

403. *Шахотько Л. И., Андреева С. М., Макарова Ш. Д.* и др. Отчет о космофотогеологическом картировании масштаба 1 : 500 000 на площади листов R-48,49 за 1981–1986 гг. – М., 1986. Красноярский ТФГИ, № 23999.

404. *Шевцов А. П., Чеха В. П.* Поиски месторождений бокситов в междуречье Быхыттаха–Тукалана (отчет Эвенкийской партии за 1976–1977 гг.). – Пос. Мотыгино 1978. Красноярский ТФГИ, № 20556.

405. *Шейнманн Ю. М.* О новой петрографической провинции на севере Сибирской платформы. – Норильск, 1944. Красноярский ТФГИ, № 10896.

Список месторождений, проявлений, пунктов минерализации полезных ископаемых, шлиховых ореолов и потоков, показанных на листе R-48 Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
		ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ	
		Твердые горючие ископаемые	
		Уголь каменный	
I-1-9	ММ	Горное	310, 324
I-2-2	ММ	Каяк	295, 297, 311, 339, 345
I-2-1	П	Река Оту-Турара	395
I-4-1	П	Река Пастах-Юрях	59
II-1-1	П	Река Котуй 3	91
II-1-2	П	Река Котуй 4	91
II-1-3	П	Река Котуй 5	91
II-1-4	П	Руч. Гусиный	91
II-1-5	П	Река Медвежья 1	91
II-1-6	П	Река Котуй 6	91
II-1-7	П	Река Котуй 7	91
II-1-9	П	Руч. Кыстык-Юрях	91
II-1-10	П	Река Котуй 8	91
II-1-13	П	Река Котуй 9	91
II-2-2	П	Река Кысыл-Хая-Юрях 1	310
II-2-3	П	Река Кысыл-Хая-Юрях 2	310
II-2-4	П	Река Лев. Кысыл-Хая-Юрях	310
		Уголь бурый	
I-1-1	ММ	Хатангское	304, 307
I-1-2	П	Тылах-Алве-Юрях	59
I-1-3	П	Река Котуй 1	59
I-1-4	П	Река Сабыда 1	59
I-1-5	П	Река Котуй 2	59
I-1-6	П	Река Сабыда 2	59
I-1-8	П	Река Кэгэмэй	59
		МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ	
		Черные металлы	
		Железо	
III-4-6	МК	Ыраас	306
V-1-6	МК	Ессей	308, 364

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
III-1-2	П	Далбыха	335
III-3-8	П	Маган	309, 318, 326
III-5-1	П	Река Котуйкан 7	219
III-5-4	П	Река Арбагастах	219
III-6-8	П	Река Меркю 1	343
IV-1-1	П	Бор-Урях	50
IV-1-5	П	Река Кочокон 1	296
IV-5-1	П	Чуогуркалах	90
IV-6-2	П	Река Меркю 8	343
IV-6-16	П	Река Сирилес 1	90
IV-6-21	П	Река Немес 3	90
IV-6-22	П	Река Немес 4	90
V-3-1	П	Река Батагай	296
V-6-2	П	Река Кентере 1	296
V-6-3	П	Река Кентере 2	296
V-6-5	П	Река Кентере 3	296
V-6-7	П	Река Ламуйка	296
VI-4-2	П	Река Тогой-Юрях 1	400
I-5-2	ПМ	Река Фомич 1	121
I-5-5	ПМ	Руч. Каменистый 1	121
I-6-1	ПМ	Река Бильлях	121
		Титан	
II-2-6	П	Одихинча	91
II-2-8	П	Кугда	91, 314
III-3-8	П	Маган	64
IV-1-1	П	Бор-Урях	50
II-5-4	ПМ	Река Чочурдах 1	385
II-5-8	ПМ	Река Фомич 3	385
II-5-11	ПМ	Река Фомич 4	385
II-5-12	ПМ	Река Фомич 5	385
		Цветные металлы	
		Медь	
III-2-2	ПМ	Река Котуйкан 2	50
III-2-10	ПМ	Река Котуй 24	50
III-2-11	ПМ	Река Ниж. Налэ 2	50
III-3-5	ПМ	Река Дегде 1	64
III-3-11	ПМ	Река Дегде 3	64
IV-2-6	ПМ	Река Котуй 17	312
IV-2-7	ПМ	Река Котуй 18	312
IV-3-2	ПМ	Река Дегде 4	220

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
IV-4-4	ПМ	Река Угар 1	220
IV-4-5	ПМ	Река Угар 2	220
IV-6-19	ПМ	Река Немес 5	90
VI-3-6	ПМ	Река Мойеро 2	398
VI-4-1	ПМ	Юкюлээх-Дьаангы	329
VI-4-7	ПМ	Река Сиибиктэлээх	400
V-4-6	ШП	Река Аганыли 1	296
		Медь, никель	
III-6-9	ПМ	Река Меркю 9	343
III-6-10	ПМ	Река Меркю 4	343
IV-6-1	ПМ	Река Ары-Мастах 3	343
		Свинец	
II-I-16	ПМ	Река Кындын	392
III-3-3	ПМ	Река Котуйкан 10	64
III-4-1	ПМ	Река Котуйкан 5	64
IV-3-2	ПМ	Река Дегде 4	220
II-2-7	ШП	Река Урюнг-Тас-Юрях	91
II-3-8	ШП	Река Чурбука	225
II-5-1	ШП	Руч. Каменистый	118
IV-2-3	ШП	Руч. Харыялах	296
IV-2-5	ШП	Река Уоран-Юрях	296
VI-1-2	ШП	Река Сикасян	398
		Цинк	
III-3-9	ПМ	Река Маган 1	64
III-3-10	ПМ	Река Маган 2	64
IV-1-3	ПМ	Река Дебянгдэ 1	296
IV-1-4	ПМ	Река Дебянгдэ 2	296
IV-1-7	ПМ	Река Кочокон 2	296
I-5-3	ШП	Лев. приток руч. Каменистый	121
I-6-3	ШП	Река Парфен-Юрях	121
III-1-6	ШП	Река Верх. Налэ 1	296
III-1-7	ШП	Прав. приток р. Верх. Налэ	296
III-3-7	ШП	Река Дегде	64
V-2-4	ШП	Река Тукалан 2	296
VI-3-7	ШП	Река Мойеро 4	398
		Молибден	
III-5-3	П	Река Меркю 3	59
IV-6-8	ПМ	Река Иерелях 1	343
V-5-1	ШП	Река Ырас-Далдын	192

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
		Вольфрам	
V-4-4	ШП	Река Чурбукулах	193
		Алюминий	
II-2-6	П	Одихинча	91, 303
III-3-8	П	Маган	303, 318
IV-1-6	П	Река Кочокон 3	327, 401, 404
IV-1-8	П	Река Кочокон 4	327, 401, 404
IV-6-15	П	Река Сирилес 2	90
IV-6-17	П	Река Сирилес 3	90
IV-6-18	П	Река Немес 1	90
IV-6-20	П	Река Немес 2	90
V-1-1	П	Юс-Кюель	327, 401, 404
V-1-2	П	Кулинда	327, 401, 404
V-1-3	П	Алысардах 1	327, 401, 404
V-1-4	П	Алысардах 2	327, 401, 404
V-1-5	П	Мустах-Кюель 2	327, 401, 404
V-1-6	П	Ессей	308, 401
V-2-1	П	Мустах-Кюель 1	327, 401, 404
V-2-2	П	Мустах-Кюель 3	327, 401, 404
VI-4-3	П	Река Багдама 3	327, 401, 404
VI-4-4	П	Река Багдама 2	327, 401, 404
VI-5-1	П	Кирбей 2	362
VI-5-2	П	Кирбей 1	362
		Редкие металлы, рассеянные и редкоземельные элементы	
		Цирконий	
V-1-6	П	Ессей	308
		Ниобий	
II-2-6	П	Одихинча	91, 303
II-2-8	П	Кугда	303
III-1-2	П	Далбыха	335
IV-1-1	П	Бор-Урях	296
II-6-3	ПМ	Арбын 1	118
III-3-6	ПМ	Джогджо	64
III-1-5	ШП	Река Чара	50
		Редкие земли	
II-2-6	П	Одихинча	91, 303
II-2-8	П	Кугда	91, 303
III-1-2	П	Далбыха	50, 335

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
III-4-4	П	Река Илья 2	64
III-4-5	П	Река Илья 3	64
IV-1-1	П	Бор-Урях	296, 379
IV-4-1	П	Река Коялах	220
IV-4-3	П	Река Амбардах-Маган 1	220
IV-6-6	П	Река Ары-Мастах 2	343
V-1-6	П	Ессей	308, 364
II-6-2	ПМ	Арбын 2	118
II-6-3	ПМ	Арбын 1	118
III-3-2	ПМ	Река Котуйкан 4	64
III-4-3	ПМ	Река Илья 1	64
		Благородные металлы	
		Золото	
III-6-1	П	Арбын	343
III-6-2	П	Уоран-Юряге	343
III-6-12	ПМ	Река Меркю 5	343
IV-6-13	ПМ	Митя-Юряге	343
		Платина	
II-2-8	П	Кугда	369
II-2-9	ШП	Руч. Кугда-Юрях	358
IV-1-2	ШП	Руч. Бор-Урях	358
		Радиоактивные элементы	
		Уран	
II-5-10	П	Балыга-Суох	331
III-6-5	П	Река Меркю 6	343
III-6-11	П	Река Меркю 7	343
IV-6-7	П	Река Иерелях 2	343
		Торий	
IV-6-10	П	Река Улахан-Дянака 4	343
		НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ	
		Оптические материалы	
		Кальцит оптический	
II-1-8	ПМ	Река Медвежья 2	91
II-2-1	ПМ	Река Эриечка	91
II-2-5	ПМ	Река Кысыл-Хая-Юрях 3	91
		Кварц оптический	
III-1-3	ПМ	Река Лев. Крестях	50

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
		Химическое сырье	
		Флюорит	
II-3-1	ПМ	Река Урюнг-Тас-Сулуда	225
II-3-5	ПМ	Река Медвежья 3	225
III-1-1	ПМ	Река Кындын	50
III-2-4	ПМ	Река Котуйкан 3	50
IV-2-2	ПМ	Река Ниж. Налэ 3	312
		Боросиликаты (датолит)	
II-4-1	ПМ	Река Эриечка 1	225
II-5-2	ПМ	Река Фомич 6	385
II-5-3	ПМ	Река Фомич 7	385
II-5-5	ПМ	Река Чочурдах 3	385
II-5-6	ПМ	Река Чочурдах 2	385
II-5-7	ПМ	Река Балыга-Суох 1	385
II-5-9	ПМ	Река Балыга-Суох 2	385
III-4-2	ПМ	Река Котуйкан 6	64
		Минеральные удобрения	
		Фосфатные	
		Апатит	
III-3-8	МК	Маган	309, 316
III-4-6	МК	Ыраас	306, 316, 317
V-1-6	МК	Ессей	308, 320, 364
III-1-2	П	Далбыха	319
V-6-1	ПМ	Река Харага-Суох 1	296
V-6-4	ПМ	Река Кентере 4	296
		Фосфорит	
II-3-2	П	Река Медвежья 4	225
II-3-3	П	Река Медвежья 5	225
II-3-4	П	Река Медвежья 6	225
II-3-6	П	Река Чурбука 1	225
II-3-7	П	Река Чурбука 2	225
		Керамическое и огнеупорное сырье	
		Кварц	
IV-6-4	П	Река Улахан-Дянака 2	90
		Полевой шпат	
IV-6-3	П	Река Улахан-Дянака 3	90

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
		Пегматит керамический	
III-4-4	П	Река Илья 2	64
III-4-5	П	Река Илья 3	64
		Абразивные материалы	
		Гранат	
IV-6-9	П	Река Улахан-Дянака 1	90
IV-6-12	П	Река Немес 6	90
IV-6-14	П	Река Немес 7	90
		Горнотехническое сырье	
		Асбест	
III-2-6	ПМ	Река Котуй 14	50
III-2-8	ПМ	Река Котуй 15	50
III-3-4	ПМ	Река Дегде 2	64
		Мусковит	
III-6-4	П	Река Котуйкан 8	219
III-6-6	П	Река Болдоно	219
IV-6-5	П	Река Ары-Мастах 1	90
		Флогопит	
II-2-6	МК	Одихинча	294, 379
III-3-8	МК	Маган	64, 315
IV-1-1	МК	Бор-Урях	59, 377
II-2-8	П	Кугда	314, 379
II-4-2	П	Немакит	225
		Графит	
III-5-2	П	Река Илья 4	219
III-6-7	П	Река Меркю 2	219
IV-5-3	П	Река Илья 6	90
IV-5-4	П	Река Князева	90
IV-5-5	П	Река Тарынг 2	90
IV-5-6	П	Река Тарынг 3	90
IV-5-7	П	Река Балаганнах	90
IV-6-11	П	Река Улахан-Дянака 5	343
V-4-1	П	Река Чопко 3	296
V-4-2	П	Река Чопко 2	296
V-4-3	П	Река Чопко 1	296
VI-4-5	П	Река Тогой-Юрях 2	399

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
		Драгоценные камни, поделочное сырье	
		Алмазы	
V-2-3	П	Река Тукалан 1	299
V-2-6	П	Река Мойеро 1	299
VI-2-1	П	Улахан	400
VI-2-2	П	Эвенкийское	399, 400
VI-2-3	П	Харамай	399, 400
VI-2-4	П	Ачтах	400
VI-3-1	П	Буустах	400
VI-3-2	П	Биллях	400
VI-3-3	П	Коллективная	400
VI-3-4	П	Базовое	400
VI-5-3	ШО	Аргасалинский пироповый	344
		Хризолиты	
II-2-8	ММ	Кугда	51, 313, 314, 360
II-4-2	П	Немакит	360
IV-1-1	П	Бор-Урях	377
		Серпофит	
II-2-8	П	Кугда	360
II-4-2	П	Немакит	59
III-4-6	П	Ыраас	59
		Строительные материалы	
		Долериты	
I-3-1	МС	Оту-Турара	59
I-5-4	МС	Река Фомич 8	121
II-4-5	МС	Река Котуйкан 9	225
III-3-1	МС	Река Котуйкан 11	64
IV-2-1	МС	Река Ниж. Налэ 5	312
IV-2-8	МС	Река Бысыттах	296
V-2-5	МС	Река Котуй 21	296
VI-1-1	МС	Ессейское	398
		Анортозиты	
IV-4-2	МС	Амбардах-Маган	220
		Метаморфические породы	
II-5-13	МС	Река Сиех-Ченгелеге	118
IV-5-2	МС	Река Илья 5	90

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
V-4-5	МС	Река Аганыли	296
V-6-6	МС	Река Харага-Суох	296
		Мраморы	
III-2-9	П	Река Ниж. Налэ 4	50
IV-3-1	П	Река Дегде 5	220
		Известняки	
I-5-1	МС	Река Фомич 9	121
		Доломиты	
III-2-5	МС	Река Котуй 20	50
		Глины кирпичные	
VI-2-5	МС	Река Мунгурунгда	398
VI-3-5	МС	Река Мойеро 3	398
I-1-7	ММ	Река Котуй 23	395
		Песчано-гравийный материал	
I-2-3	МС	Река Котуй 19	363
		Песчаники	
II-6-1	МС	Река Фомич 10	118
		Прочие ископаемые	
		Гипс	
III-2-12	П	Река Верх. Налэ	50
III-2-13	П	Река Котуй 22	50
IV-2-4	П	Уоран-Юрях	312
		Кварциты	
III-6-3	П	Река Уоран-Юряге 1	219
		Глины красочные	
V-1-6	П	Ессей	308
V-6-8	П	Река Кукусунда 1	296
V-6-9	П	Река Кукусунда 2	296
V-6-10	П	Река Кукусунда 3	296
		Битум	
I-6-2	П	Река Фомич 2	59, 121
I-6-4	П	Река Парфен-Юрях 2	59, 121
I-6-5	П	Река Парфен-Юрях 1	59, 121
I-6-6	П	Река Хастыр	59, 121

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения*	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
II-1-11	П	Река Томпоко 1	91
II-1-12	П	Река Томпоко 2	91
II-1-14	П	Река Котуй 10	91
II-1-15	П	Река Котуй 25	91
II-4-3	П	Река Медвежья 8	59, 225
II-4-4	П	Река Медвежья 7	59, 225
III-1-4	П	Река Чара 1	50, 59
III-2-1	П	Река Котуй 11	50, 59
III-2-3	П	Река Котуйкан 1	50, 59
III-2-7	П	Река Котуй 12	50, 59
III-2-14	П	Река Котуй 13	50
VI-4-6	П	Река Багдама 1	399

*Принятые сокращения: МК – месторождение крупное, МС – месторождение среднее, ММ – месторождение малое, П – проявление, ПМ – пункт минерализации, ШО – шлиховой ореол, ШП – шлиховой поток.

Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений

Минерагеническое подразделение, индекс. Рудный объект	Полезное ископаемое, ед. измерения	Запасы по категориям				Прогнозные ресурсы		
		B	C_1	B + C_1	C_2	P_1	P_2	P_3
Котуйский каменноугольный район (7.1 УК/Р)	Уголь каменный, млн т	2,088	2,248	8,689	3,975	5,373	15	50
в т. ч.								
месторождение Каяк		2,088	2,248	4,336	3,975			
месторождение Горное				4,353		1,338	15	
проявление Кысыл-Хая-Юрях						4,035		
Хатангский буроугольный район (10.1 УБ/K_1)	Уголь бурый, млн т		4,748*	4,748	0,426*	10,1	47,1	100
в т. ч.								
месторождение Хатангское			4,748*	4,748	0,426*	10,1	47,1	
Одихинча-Кугдинский рудный узел (8.0.1 Ti,phl,chl/$T_{2–3}$)	Титан, млн т TiO_2						187,5	
в т. ч.								
проявление Кугда							187,5	
Рудный узел	Флогопит, тыс. т				28,9			140
в т. ч.								
проявление Кугда								10
месторождение Одихинча					28,9			130
Рудный узел	Хризолит, кг		2291					
в т. ч.								
месторождение Кугда			2291					
Далбыха-Бор-Уряхский рудный узел (8.0.3 Ti,phl,Fe/$T_{2–3}$)	Титан, млн т TiO_2							100
в т. ч.								
проявление Бор-Урях								100

Минерагеническое подразделение, индекс. Рудный объект	Полезное ископаемое, ед. измерения	Запасы по категориям				Прогнозные ресурсы		
		B	C_1	B + C_1	C_2	P_1	P_2	P_3
Рудный узел в т. ч. месторождение Бор-Урях	Флогопит, тыс. т				13,8 13,8			45 45
Рудный узел в т. ч. проявление Далбыха	Апатит, млн т P_2O_5						35 35	
Рудный узел в т. ч. проявление Далбыха	Ниобий, тыс. т Nb_2O_5							100 100
Маган-Ыраасский рудный узел (8.0.2 ap,Fe,Al/$T_{2–3}$) в т. ч. месторождение Маган месторождение Ыраас	Апатит, млн т P_2O_5				262,9 117,24 145,66	12,6 12,6	23,1 23,1	
Рудный узел в т. ч. проявление Маган месторождение Ыраас	Железо, млн т				1981 1981	1500 1500	540 540	
Рудный узел в т. ч. месторождение Маган	Флогопит, тыс. т				97,4 97,4			400 400
Ессейский рудный узел (8.0.4 ap,Fe,Zr/$T_{2–3}$) (месторождение Ессей)	Апатит, млн т P_2O_5				73,03	19,73		
	Железо, млн т				599,5	698,4		
	Цирконий, млн т ZrO_2					1,82		
Тукаланский бокситоносный район (11.1 Al/K–P)	Алюминий (бокситы), млн т						37,6	200

Минерагеническое подразделение, индекс. Рудный объект	Полезное ископаемое, ед. измерения	Запасы по категориям				Прогнозные ресурсы		
		B	C_1	B + C_1	C_2	P_1	P_2	P_3
Харамайский алмазоносный район (9.1 di/T_2)	Алмазы, млн карат						7	117
Западно-Анабарская ураноносная зона (6.1 U/RF)	Уран, тыс. т							40
Вне районов **Арбынская россыпь**	Золото россыпное, кг							140

*Запасы, учтенные балансом.

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых

Подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Количество прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
Твердые горючие ископаемые	Уголь каменный, млн т	2 – месторождение Горное, проявление Кысыл-Хая-Юрях	P_1	5,373
		1 – месторождение Горное	P_2	15
		1 – Котуйский каменноугольный район	P_3	50
	Уголь бурый, млн т	1 – месторождение Хатангское	P_1	10,1
		1 – месторождение Хатангское	P_2	47,1
		1 – Хатангский буроугольный район	P_3	100
Черные металлы	Железо, млн т	2 – месторождение Ессей, проявление Маган	P_1	2198,4
		1 – проявление Маган	P_2	540
	Титан, млн т TiO_2	1 – проявление Кугда	P_2	187,5
		1 – проявление Бор-Урях	P_3	100
Цветные металлы	Алюминий (бокситы), млн т	1 – Тукаланский бокситоносный район	P_2	37,6
		1 – Тукаланский бокситоносный район	P_3	200
Редкие металлы, рассеянные и редкоземельные элементы	Ниобий, тыс. т Nb_2O_5	1 – проявление Далбыха	P_3	100
	Цирконий, млн т ZrO_2	1 – проявление Ессей	P_1	1,82
Благородные металлы	Золото россыпное, кг	1 – Арбынская россыпь	P_3	140
Радиоактивные элементы	Уран, тыс. т	1– Западно-Анабарская ураноносная зона	P_3	40
Минеральные удобрения фосфатные	Апатит, млн т P_2O_5	2 – месторождения Маган, Ессей	P_1	32,33
		2 – месторождения Маган, проявление Далбыха	P_2	58,1
Горнотехническое сырье	Флогопит, тыс. т	4 – месторождения Маган, Одихинча, Бор-Урях, проявление Кугда	P_3	585
Драгоценные камни	Алмазы, млн карат	1 – Харамайский алмазоносный район	P_2	7
		1 – Харамайский алмазоносный район	P_3	117

Таблица впервые выявленных или переоцененных в ходе составления Госгеолкарты прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов

Вид минерального сырья, наименование и индекс объекта	Единица измерения	Оценка ресурсов по категории P_3		Баланс ресурсов по результатам работ (+,−)	Рекомендуемые для лицензирования объекты и рекомендации по дальнейшим работам
		на начало работ	по результатам работ		
Алмазы Харамайский алмазоносный район ($9.1\ di/T_2$)	млн карат	70	117	+47	Поисково-оценочные работы в пределах района и поисковые работы за его пределами в юго-восточном направлении
Уголь каменный Котуйский каменноугольный район (7.1 УК/Р)	млн т	0	50	+50	Необходимость освоения данных прогнозных ресурсов зависит от развития инфраструктуры района
Уголь бурый Хатангский буроугольный район ($10.1\ УБ/K_1$)	млн т	0	100	+100	Необходимость освоения данных прогнозных ресурсов зависит от развития инфраструктуры района

Список обнажений и скважин, показанных на КЧО

Номер на карте	Характеристика объекта	Номер источника по списку литературы, авторский номер объекта
1	Скважина вскрывает мариний устькотуйской толщи	[3], скв. К-3
2	Описан разрез муруктинских озерно-ледниковых и ледниковых образований	[398], обн. 4102
3	Описан аллювий третьей надпойменной террасы	[398], обн. 4080
4	Описан разрез муруктинских озерно-ледниковых и ледниковых образований	[398], обн. 4063
5	Описан аллювий третьей надпойменной террасы	[398], обн. 4054
6	Скважина вскрывает разрез муруктинских озерно-ледниковых и ледниковых образований	[398], скв. 8
7	Скважина вскрывает разрез муруктинских озерно-ледниковых и ледниковых образований	[398], скв. 11
8	Скважина вскрывает разрез муруктинских озерно-ледниковых и ледниковых образований	[398], скв. 10
9	Скважина вскрывает разрез муруктинских озерно-ледниковых и ледниковых образований	[398], скв. 9

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение. *Г. В. Липенков* 3

Стратиграфия 16
Архейская акротема. *М. С. Мащак, Г. В. Липенков* 16
Верхнепротерозойская (рифейская) эонотема. *А. И. Ларичев, М. С. Мащак* ... 30
Вендская система. *Г. В. Липенков, М. С. Мащак, А. И. Ларичев* 42
Верхний венд и нижний кембрий нерасчлененные. *А. И. Ларичев, Г. В. Липенков, М. С. Мащак* 45
Кембрийская система. *И. В. Бигун, М. С. Мащак* 48
Ордовикская система. *М. С. Мащак, И. В. Бигун* 60
Силурийская система. *М. С. Мащак, Г. В. Липенков* 66
Девонская система. *Г. В. Липенков, М. С. Мащак* 69
Каменноугольная система. *М. С. Мащак* 70
Пермская система. *Г. В. Липенков, М. С. Мащак* 72
Триасовая система. *И. В. Заварзин, М. С. Мащак* 74
Меловая система. *А. Н. Хабаров* 77
Палеогеновая система. *В. Т. Кириченко* 83
Четвертичная система. *Д. В. Назаров* 85

Магматизм 108
Позднеархейский магматизм. *М. С. Мащак* 108
Анабарский комплекс эндербит-мигматит-чарнокитовый 108
Далдынский комплекс метаперидотит-пироксенитовый 110
Раннепротерозойский магматизм 111
Харапский комплекс друзитовых габброноритов. *М. С. Мащак* 111
Салтахский комплекс габбродиорит-габброноритовый. *М. С. Мащак, Г. В. Липенков* 114
Амбардах-коялахский комплекс габбронорит-анортозитовый. *М. С. Мащак, Г. В. Липенков* 115
Билляхский комплекс гранодиорит-граносиенитовый. *М. С. Мащак* 118
Маганский комплекс аляскит-лейкогранит-мигматитовый. *Г. В. Липенков, М. С. Мащак* 120
Монхолинский комплекс лейкократовых двуслюдяных гранитов. *Г. В. Липенков, М. С. Мащак* 122
Рифейский магматизм 124
Кенгединский комплекс кварцевых габбродолеритов и кварцевых монцонит-порфиров. *М. С. Мащак* 125

Токурский комплекс кварцевых долеритов. *М. С. Мащак* 128
Будьурхайский комплекс кварцевых габбродолеритов и такситовых долеритов. *М. С. Мащак* 129
Котуйканский комплекс кварцсодержащих долеритов и габбродолеритов. *М. С. Мащак, Г. В. Липенков* 131
Чиэресский комплекс кварцевых долеритов и кварцевых монцонит-порфиров. *Г. В. Липенков, М. С. Мащак* 134
Чопкинский комплекс кварцсодержащих долеритов. *Г. В. Липенков, М .С. Мащак* 136
Поздневендский магматизм. *М. С. Мащак, Г. В. Липенков* 137
Котуйский комплекс долерит-габбродолеритовый 138
Триасовый магматизм 139
Катангский долеритовый комплекс. *М. С. Мащак, Г. В. Липенков, И. В. Заварзин* 140
Оленёк-велингнинский комплекс габбродолеритов и такситовых долеритов. *М. С. Мащак* 142
Авамский трахидолеритовый комплекс. *Г. В. Липенков* 144
Эбехаинский трахидолеритовый комплекс. *М. С. Мащак* 145
Харамайский кимберлитовый комплекс. *В. Т. Кириченко* 146
Маймеча-котуйский ийолит-карбонатитовый комплекс. *Г. В. Липенков* 150
Далбыхский (котуйский) кимберлитовый комплекс. *М. С. Мащак* 162

Метаморфические и метасоматические образования. *М. С. Мащак, Г. В. Липенков* 165

Гипергенные образования. *Г. В. Липенков, М. С. Мащак* 174

Тектоника и глубинное строение. *М. С. Мащак, Е. А. Кондакова, Г. В. Липенков* 180

История геологического развития. *М. С. Мащак, Г. В. Липенков* 197

Геоморфология. *Д. В. Назаров* 209

Полезные ископаемые. *В. Т. Кириченко* 221
Горючие ископаемые 222
Металлические ископаемые 228
Неметаллические ископаемые 259

Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района 301
Минерагеническое районирование. *В. Т. Кириченко* 301
Прогнозная оценка на твердые полезные ископаемые. *В. Т. Кириченко* 307
Оценка перспектив нефтегазоносности. *А. И. Ларичев* 327

Гидрогеология. *И. В. Литвинова, А. И. Сурнин, Г. В. Липенков.* 338

Эколого-геологическая обстановка. *А. В. Герасичева* 345

Заключение. *А. И. Ларичев, Г. В. Липенков, В. Т. Кириченко, М. С. Мащак* ... 351

Список литературы 358

Приложение 1. Список месторождений, проявлений, пунктов минерализации полезных ископаемых, шлиховых ореолов и потоков, показанных на листе R-48 Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000 380

Приложение 2. Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений 390

Приложение 3. Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых 393

Приложение 4. Таблица впервые выявленных или переоцененных в ходе составления Госгеолкарты прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов 394

Приложение 5. Список обнажений и скважин, показанных на КЧО 395

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Анабаро-Вилюйская

Лист R-48 – Хатанга

Объяснительная записка

Редактор *Е. А. Зотова*
Техническое редактирование и верстка *О. Е. Степурко*

Подписано в печать 30.09.2015. Формат 70×100/16. Гарнитура Times New Roman.
Печать офсетная. Печ. л. 25. Уч.-изд. л. 36,7.
Тираж 150 экз. Заказ 81114019

Картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72
Тел. 328-8121, факс 321-8153

ДЛЯ ЗАМЕТОК