

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Норильская

Лист R-47 – Хета

САНКТ-ПЕТЕРБУРГ

2018

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ «ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-
ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ им. А. П. КАРПИНСКОГО»
(ФГБУ «ВСЕГЕИ»)

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Норильская

Лист R-47 – Хета

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

Липенков Г. В., Мащак М. С., Кириченко В. Т., Наумов М. В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Норильская. Лист R-47 – Хета. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2018. 464 с. + 5 вкл.

В объяснительной записке дается описание стратиграфии, интрузивных, метаморфических и метасоматических образований зоны сочленения северо-западной части Анабаро-Олёнской антеклизы, северо-восточной части Тунгусской синеклизы и юго-западного борта Енисей-Хатангского регионального прогиба. 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. 11, рис. 5, список лит. 415 назв., прил. 6

Авторы

Г. В. Липенков, М. С. Мащак, В. Т. Кириченко, А. И. Ларичев, М. В. Наумов, А. Н. Хабаров, Е. О. Ковалевская, А. Б. Гуревич, И. В. Бигун, В. В. Петров, Д. В. Назаров, О. А. Никольская, А. В. Герасичева, Д. В. Пушка, А. И. Кудряшова

Главный редактор канд. геол.-минерал. наук *М. С. Мащак*

Рецензенты канд. геол.-минерал. наук *В. Е. Руденко,*
канд. геол.-минерал. наук *Б. А. Трифонов,*
канд. геол.-минерал. наук *В. К. Шкатова,*
канд. геол.-минерал. наук *О. И. Бостриков, Е. А. Лебедева, В. А. Царева*

Рекомендовано к печати
НПС Роснедра 9 ноября 2016 г.

- © Федеральное агентство по недропользованию, 2018
- © Федеральное государственное бюджетное учреждение «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского», 2016
- © Коллектив авторов, 2016
- © Картфабрика ВСЕГЕИ, 2018

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа R-47 – Хета ограничена координатами 96°00'–102°00' в. д., 68°00'–72°00' с. ш. и в административном отношении принадлежит к Таймырскому Долгано-Ненецкому и Эвенкийскому муниципальным районам Красноярского края. В регионально-геологическом плане площадь листа относится к зоне сочленения Тунгусской синеклизы и Анабаро-Оленёкской антеклизы (на крайнем севере Сибирской платформы) с южным бортом Енисей-Хатангского прогиба.

Комплект Государственной геологической карты третьего поколения масштаба 1 : 1 000 000 листа R-47 – Хета составлен в результате обобщения геологических материалов, полученных более чем за 20-летний период, прошедший после подготовки к изданию Геологической карты РФ новой серии масштаба 1 : 1 000 000 [52].

При составлении настоящего комплекта использовались все имеющиеся опубликованные и фондовые материалы по состоянию на конец 2016 г. За период, прошедший с момента утверждения комплекта карт новой серии в НРС (март 1996 г.), на территории листа выполнялись геологосъемочные работы масштабов от 1 : 50 000 до 1 : 1 000 000, поисково-оценочные и поисковые работы на различные виды полезных ископаемых, различные виды геофизических исследований и бурения; существенно изменился подход к мелкомасштабному государственному картированию: территория листа R-47 была обеспечена опережающими геофизической, геохимической и дистанционной основами, составлены легенды Норильской (масштаба 1 : 1 000 000) и Маймеча-Котуйской (масштаба 1 : 200 000) серий листов. В ФГУНПП «Росгеолфонд» создана Цифровая топооснова территории (ЦТО), во ФГУП «ВСЕГЕИ» на базе цифровых космических снимков Landsat 7 подготовлена дистанционная основа (ДО) листа масштаба 1 : 1 000 000.

В 2013 г. в ФГУП ИМГРЭ создана опережающая геохимическая основа для исследуемой территории. В 2004 г. во ФГУП «ВСЕГЕИ» составлена Легенда Норильской серии листов ГК-1000/3, которая позже была актуализирована и прошла НРС в 2014 г. На территорию листа R-47 подготовлено два поколения опережающих геофизических основ: первое создано в ФГУНПП «Геологоразведка» (2004 г.) на площадь сдвоенного листа R-47,48, а актуализированная геофизическая основа листа R-47 составлена ФГБУ «ВСЕГЕИ» и прошла НРС в 2016 г.

Подготовленный комплект карт составлен на основе «Методического руководства...» [157]; «Единых требований ...» [88]; Легенды Норильской се-

рии листов с учетом принятых дополнений и изменений; «Стратиграфического кодекса России», 2006; «Петрографического кодекса», 2009; а также иных нормативных документов. Участие сотрудников в составлении комплекта карты листа R-47 – Хета отражено в текстовой части «Объяснительной записки», а также на всех графических приложениях.

Работа выполнена согласно техническому заданию в рамках Гос. контракта № АМ-02-34/08 от 14.02.2014 г. «Создание комплектов Государственных геологических карт масштаба 1 : 1 000 000 третьего поколения листов R-46, R-47; P-59 и подготовка к изданию комплектов Госгеолкарты-1000/3 листов R-49; R-52; P-39; P-55; O-37; M-54; Q-53; Q-60» сотрудниками Федерального государственного бюджетного учреждения «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского» (ФГБУ «ВСЕГЕИ»).

Физико-географическая характеристика. Большая часть описываемой территории относится к северу Среднесибирского плоскогорья, в пределах северо-восточного склона плато Путорана и западного склона Котуйского плато, север листа R-47 относится к южной окраине Северо-Сибирской низменности (рис. 1).

В пределах Среднесибирского плоскогорья наиболее приподнятым массивом является плато Путорана, которое на юго-западе площади листа R-47 представлено своим северо-восточным склоном. Его абс. отм. 1000–1400 м, а наибольшие высоты – 1592 (гора Сотку-Исэ), 1564, 1560 м – расположены у западной кромки листа, на водоразделах верхних течений рек Котуй, Хугдякит и Хибарба. Свод плато Путорана является водоразделом основных рек региона. В глубоковрезанных узких долинах здесь расположена разветвленная сеть истоков крупных рек – Котуй, Маймеча, Аякли, Курейка и их притоков.

Котуйское плато занимает восточную часть рассматриваемой территории и представляет собой полого-увалистую, местами останцовую поверхность с высотными отметками в интервале 500–1000 м. Плато ступенчато понижается к долине среднего течения р. Маймеча и к Маймеча-Котуйскому водоразделу; его максимальные высотные отметки достигают 959 м, но чаще составляют 840–780 м (гора Маган-Тас – 778 м). Наиболее резким является понижение вдоль линии северо-западного направления от верховьев р. Чангада в долину р. Аякли (понижение трассируется Чангадинской системой разломов).

На юго-востоке площади, в пределах Мойеро-Котуйской равнины Среднесибирского плоскогорья выделяется отрицательная форма рельефа – Муруктинская впадина, которая простирается на юго-восток от восточной рамки листа. Минимальная отметка впадины (186 м) находится в устье р. Чангада, рельеф ее равнинной поверхности осложнен невысокими (десятки метров) холмами и валами. Территория заболочена, с многочисленными небольшими озерами.

Склоны Среднесибирского плоскогорья относительно пологие, но на некоторых наиболее возвышенных участках вследствие развития нагорных террас приобретают ступенчатый облик. По мере снижения склоны выволаживаются и имеют пологоувалистые очертания из-за сочетаний крупных увалов,



Рис. 1. Орогидрографическая схема листа R-47.

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.

Северо-Сибирская низменность, представленная на территории своей южной частью, является аккумулятивной равниной с абсолютными отметками, не превышающими 180 м. Основные положительные формы рельефа в пределах низменности – небольшие возвышенности, образованные пологими краевыми моренными грядами, протягивающимися в северо-восточном направлении вдоль водоразделов основных рек – Дудыпта, Боганида, Хета, Маймеча. Моренные гряды разделены широкими слабоврезанными заболоченными долинами с многочисленными озерами.

Речная сеть района принадлежит к бассейнам среднего течения р. Хета, верхнего течения р. Котуй и, частично, на юго-западе территории – к бассейну р. Курейка. Левые притоки нижнего и среднего течения р. Котуй берут свое начало на востоке территории, на Маймеча-Котуйском водоразделе и в районе Муруктинской равнины; крупнейший приток Котуя на площади листа – р. Чангада. В Хету впадают реки Аякли (за западной рамкой листа), Боярка, Бол. Романиха, Маймеча. На юго-западе исследуемой территории берет свое начало р. Курейка, в бассейне ее верхнего течения самыми крупными притоками являются реки Эрупчу и Гонгда.

Наиболее разветвленная речная сеть развита в верховьях плато Пutorана, где берет начало большое количество рек территории. В пределах плато реки текут в глубоко врезанных нешироких 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 режим рек отличается большой изменчивостью, что связано с наличием многолетней мерзлоты, и определяется количеством выпадающих атмосферных осадков в разные времена года. Наибольший подъем воды происходит в начале июня, в период весеннего таяния снега и в середине августа – в период выпадения обильных осенних дождей и максимальной оттайки многолетней мерзлоты. Летом и осенью крупные реки резко мелеют, а малые почти пересыхают. Ледостав на реках в пределах плоскогорья начинается в конце сентября, а вскрытие рек происходит в начале июня. На Северо-Сибирской низменности ледостав отодвигается до 5–10 октября, а вскрытие рек начинается в конце мая.

Судоходна только р. Хета, которая в условиях полного отсутствия автомобильных дорог является главной транспортной артерией района. На всем протяжении она пригодна для прохождения катеров и мелкосидящих барж, а в зимний период по ней организовано движение автотранспорта. Передвиже-

ние по остальным рекам осуществляется лишь в «большую воду» на плесовых участках с использованием плоскодонных или резиновых надувных лодок.

Многочисленные озера приурочены преимущественно к пониженным участкам рельефа: Северо-Сибирской низменности и Муруктинской впадине. Как и реки, они более 8 месяцев в году покрыты льдом, а придонные температуры в озерах даже летом отрицательные (до -4°C). В пределах плато Путорана, в южной части территории листа расположено крупное щелевидное оз. Дюпкун длиной 30 км, шириной до 4,5 км и глубиной до 150 м, приуроченное к руслу р. Котуй.

Климат района резко континентальный, с постепенным смягчением к морскому арктическому в северо-восточной части территории листа. Для района характерна суровая зима длительностью до 8 месяцев (средняя температура в январе около -28°C) и непродолжительное относительно теплое лето (средняя температура в июле около $+12^{\circ}\text{C}$). Наибольшие колебания температуры на юге территории – от -58°C в январе до $+35^{\circ}\text{C}$ в июле. В течение года выпадает до 600 мм осадков, из них на лето и осень приходится до 200 мм. Первый снег выпадает в середине августа, а устойчивый снеговой покров устанавливается в сентябре. Для зимнего времени характерны сильные ветры – до 40 м/с. Несмотря на то, что рассматриваемая территория находится в зоне сплошного распространения мощной многолетней мерзлоты (300 м и более), под руслами наиболее значительных рек обычны талики. Сезонное оттаивание и промерзание маломощного поверхностного грунтового горизонта существенным образом влияет на образование почвенного покрова и развитие растительности.

Растительность района довольно бедная, характерная для зон лесотундры, горной тундры и тундры; северная тайга развита на небольших площадях по берегам крупных озер и некоторых рек. 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 даурской лиственницей, иногда с примесью ели. Граница леса проходит на высоте 500 м над уровнем моря. В пойме и на нижних надпойменных террасах развита болотно-луговая растительность из кустарника карликовых ольхи и березы.

Животный мир района богат в количественном отношении, но беден в видовом. Из копытных широко распространен северный олень. На территорию иногда заходят лоси. Из отряда хищных в зоне тундры водятся волк, песец, ласка, горностай. В зоне лесотундры водятся также росомаха, бурый медведь. Из грызунов широко распространены лемминг, полевка, домовая мышь, заяц. Из птиц постоянными обитателями района являются куропатки, кушки, полярные совы. В реках и озерах встречаются чир, сиг, хариус, налим, щука, тугун, омуль и др.

Местное население района – преимущественно долганы и нганасаны. Основное занятие – оленеводство, заготовка пушнины, рыбная ловля и другие промыслы.

В районе три населенных пункта: поселки Катырык, Хета и Новая. Согласно переписи населения 2010 г., в Катырыке и Хете проживают преимущественно долганы (342 и 376 человек соответственно), в Новой – нганасаны (301 человек). С 1.01.2006 г. поселки входят в муниципальное образование «сельское поселение Хатанга» и расположены на р. Хета в 175 (Катырык), 132 (Хета) и 52 (Новая) км от административного центра – села Хатанга. Село Хатанга является самым крупным населенным пунктом района, расположено на одноименной реке в 20 км от восточной рамки площади листа R-47. Здесь расположены хозяйственно-административные учреждения района, аэропорт, морской порт, больница, почта.

На территории листа R-47 автомобильные и железные дороги отсутствуют. Основными средствами связи между населенными пунктами и участками деятельности человека (охота, рыбалка, геологоразведка и др.) являются водный и воздушный транспорт.

Геологическая изученность площади листа неравномерна и в целом недостаточна. На сегодня геологическое строение региона на 100 % освещено работами масштаба 1 : 1 000 000 – всего подготовлено три комплекта карт. Геологами НИИГА подготовлены два комплекта – R-46,47 (1958 г., под редакцией Н. Н. Урванцева) и R-(45)–47 (новая серия) (1975 г., под редакцией Ф. Г. Маркова). Последний издавался без объяснительной записки, и через 20 лет, в 1996 г. сотрудниками Всероссийского научно-исследовательского института им. А. П. Карпинского было подготовлено еще одно издание Государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 на лист R-(45)–47 под редакцией Е. К. Ковригиной.

Геологосъемочными работами масштаба 1 : 200 000 покрыто 88 % территории (площадь 32 номенклатурных листов), из них на 28 % территории (на 10 листах) проводилось только аэрофотогеологическое картирование, а большая часть изданных Государственных геологических карт – первого поколения (подготовлены до 1990 г.). Последние подготовленные листы Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000 составлены по материалам ГДП-200 на Авамской площади (R-47-XIII,XIV [189]) и ГГС-200 на Гулинской площади (R-47-XI,XII [352]) – карта не издана).

Долгое время регион оставался слабоизученным ввиду труднодоступности и удаленности 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. Первые сведения по географической характеристике и геологическому строению территории листа получены в 1843 г. А. Ф. Миддендорфом в ходе маршрутных исследований по р. Хета.

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 дважды пересекли территорию бассейнов рек Маймеча и Котуй – с севера на юг по р. Котуй и по водоразделам рек Маймеча, Бол. Романиха, Хета. По результатам экспедиции

была составлена первая маршрутная геологическая карта района 100-верстного масштаба (1 : 4 200 000) с краткой пояснительной запиской, изданной в 1912 г.

Следующий этап исследования территории относится к началу систематического изучения севера Сибирской платформы. В 1919–1929 гг. Н. Н. Урванцевым в Норильском районе были составлены первые геологические карты, подсчитаны запасы каменного угля, открыто Норильское месторождение сульфидных медно-никелевых руд. С результатами этих работ были связаны последующие геологические исследования, направленные на создание собственной топливной базы в период интенсивного освоения районов Крайнего Севера.

В 1935–1936 гг. геологический отряд поисково-разведочной экспедиции Горно-геологического управления Севморпути под руководством Т. Н. Емельянцева проводил маршрутные геологические исследования берегов р. Хета и региональные геологические наблюдения масштаба 1 : 1 000 000.

С 1937 г. начался этап планомерных площадных геологических работ масштаба 1 : 1 000 000 и крупнее. Исследования проводились геологами Горно-геологического управления Главсевморпути, НИИГА, Норильского комбината и трестов «Арктикразведка» и «Аэрогеология».

В 1937–1938 гг. А. А. Кордиковым и П. Н. Кабановым впервые были проведены маршрутные геологические исследования масштаба 1 : 1 000 000 в бассейне правых притоков р. Хета – рек Маймеча, Боярка, Бол. Романиха. В подготовленном совместно с Г. Г. Моором отчете приведено описание отложений нижнего и среднего палеозоя, пермо-триаса, юры, мела и четвертичных отложений. Пермо-триасовые отложения разделены на толщи: продуктивную, туфовую, туфолавовую и лавовую. Впервые выделены своеобразные щелочные породы типа ийолитов, мельтейгитов, лимбургитов, авгититов и мелилитовых базальтоидов. Высказаны предположения о перспективности территории в отношении алмазности.

Конец 1930-х годов – этап планомерных геологических исследований: западнее площади листа R-47, в Норильском районе проводились разведка и подсчет запасов месторождения Норильск 1, были развернуты геологические съемки масштабов 1 : 500 000 и 1 : 1 000 000 в районе озер Лама, Глубокое, Кета и Хантайское. На территории, примыкающей к восточной рамке листа, в 1937–1938 гг. в долине р. Котуй среди терригенных осадков перми отрядом геолога «Нордвикстроя» Г. Д. Аллера [97] были открыты месторождения каменного угля Горное и Каякское. В ходе геолого-поисковых и картосоставительских работ в районе месторождений, прилегающих к площади листа R-47, выделены отложения кембрия, силура, перми, мезозоя, уточнено геологическое строение территории.

Непосредственно на площади листа в 1943–1944 гг. геологи Норильского комбината Ю. М. Шейнманн и П. С. Фомин проводили геологические исследования в бассейнах рек Маймеча, Бол. Романиха, Аякли и Боярка. В результате этих работ впервые был обнаружен Гулинский массив ультраосновных и щелочных пород [258].

В 1945–1949 гг. в районе нижнего течения р. Маймеча Северо-Хетской экспедицией треста «Арктикразведка» в составе геологов А. А. Волосатова, Я. И. Полькина и др. произведены геолого-геоморфологические исследования масштаба 1 : 500 000 и поиски алмазов. В ходе этих работ на Гулинском массиве проведены поисково-съёмочные работы, в результате которых выявлено широкое распространение жильных ультраосновных–щелочных пород, сделано предположение о магматическом происхождении карбонатитов, доказана перспективность месторождения флогопита, составлена геологическая карта Гулинского массива в масштабе 1 : 100 000 [298]. В это же время геолого-геоморфологические исследования и поиски алмазов проводили Р. Ф. Гуголь и В. П. Петелин в долине р. Хета и в нижнем течении рек Маймеча, Бол. Романиха и Боярка [307]. Позже, в 1950–1953 гг. В. Н. Кузнецов и П. Б. Вайнерман выполнили крупнообъемное опробование на алмазы в низовьях р. Маймеча. В приустьевой части ее левого притока – р. Деликан были найдены три мелких кристалла алмаза [335].

С 1948 до 1955 г. НИИГА и трестом «Арктикразведка» проводились планомерные площадные и маршрутные геологические исследования восточной и юго-восточной частей территории листа в масштабе 1 : 1 000 000. Геологическое картирование выполнялось С. С. Степашиным (в нижнем течении р. Хета и бассейне р. Хатанга) [388], В. М. Басовым (на междуречье Котуя и Маймечи, в их среднем течении) [287], С. Ф. Бискэ (в среднем и нижнем течении р. Хета и на ее правых притоках – реках Боярка, Маймеча и Бол. Романиха) [291], Я. И. Полькиным (в бассейнах среднего течения р. Маймеча и верхнего течения р. Тукалан) [369], Е. И. Подкопаевым (в южной части бассейна р. Тукалан) [368], Н. А. Борщевой (на юго-восточном краю листа R-47, в долине р. Котуй) [293], К. Г. Акимовой и В. А. Марковским (в бассейнах верховьев рек Котуй, Курейка, Маймеча, Аякли) [281]. В результате этого этапа работ были получены первые систематические данные по геологии района. Авторам удалось выделить фаунистически охарактеризованные отложения силура, среднего и верхнего девона, нижнего карбона и изучить особенности развитых на территории листа лавовых покровов.

Одновременно с работами НИИГА, в 1950–1951 гг. трестом «Арктикразведка» были начаты геологосъёмочные и разведочные работы на Гулинском месторождении флогопита. Т. В. Юшкиной впервые проведена предварительная оценка месторождения [415], эти работы продолжены геологами НИИГА: Е. М. Эпштейн по результатам оценочных работ 1952–1956 гг. установил промышленную ценность месторождения редкоземельных элементов [413]; в 1954–1955 гг. Т. Л. Гольдбурт и др. впервые провели детальную кондиционную геологическую съёмку плутона в масштабе 1 : 100 000 [305]; Ю. С. Глебовский в 1954 г. впервые осуществил аэромагнитную съёмку плутона и прилегающих к нему территорий [303]. В результате этих работ установлено, что интрузия площадью 2000 км² имеет в плане эллипсовидную форму, вытянутую на север, размерами около 40 × 50 км.

В 1953 г. В. Д. Козырев и Г. А. Полякова (ВНИГРИ) занимались изучением стратиграфии и нефтебитумопроявлений в районе нижнего течения р. Маймеча. В ходе проведенных первых маршрутных исследований, ориен-

тированных на оценку перспектив нефтегазоносности Севера Тунгусской синеклизы, был обнаружен ряд проявлений твердых и жидких битумов, но в целом сделан вывод о бесперспективности района с точки зрения его нефтегазоносности [330].

В итоге геологосъемочных и поисковых работ в районе была составлена и издана в 1958 г. Государственная геологическая карта СССР по листам R-46,47 [57]. Комплект подготовленных карт включал в себя геологическую карту, карту полезных ископаемых и объяснительную записку к ним. В ходе подготовки ГК первого поколения Я. И. Польшкин, А. М. Виленский выполнили увязочные маршрутно-геологические исследования по рекам Хета, Аян, Аякли, Прав. Боярка, Бол. Романиха.

В эти годы завершен ряд сводных тематических и картосоставительских работ различного содержания: в 1955 г. появилась сводная работа Я. И. Польшкина по геологии и геоморфологии бассейнов рек Котуй и Маймеча, Е. Л. Бутакова подготовила работу по интрузивным породам их междуречья. В 1956 г. коллективом авторов НИИГА (М. А. Картошкина, Я. И. Польшкин, С. А. Стрелков и др.) составлена карта четвертичных отложений Советской Арктики в масштабе 1 : 2 500 000. С. В. Воскресенский завершил тематическую работу по тектонике северо-запада Сибирской платформы [300].

В 1957 г. В. Н. Саксом проведено изучение и стратиграфическое расчленение осадочных юрско-меловых образований юго-восточной части Енисей-Хатангского прогиба. В этой работе впервые произведено детальное расчленение мезозойских отложений до подъярусов (для морских отложений) и свит (для континентальных отложений), выделены янтароносные отложения ледяной свиты [376].

С 1958 г. на территории листа начались планомерные геологосъемочные работы масштаба 1 : 200 000. Геологами НИИГА Л. П. Смирновым, В. П. Сафроновым и др. проведены съемочные работы в западной части листа R-47-XVII, XVIII [383], а на следующий год – в бассейне среднего течения р. Маймеча (в восточной части этой же трапеции) [382]. В ходе этих работ впервые выявлена и изучена интрузия маймеча-котуйского комплекса Седете. По материалам этих работ к 1962 г. была подготовлена первая ГК-200 территории листа R-47, объяснительная записка к которой издана в 1968 г.

В это же время геолого-поисковыми партиями № 2 и 3 Маймечинской экспедиции НИИГА (в полевых сезонах 1958 и 1959 гг.) проведены детальные поисковые работы на массивах центрального типа Романиха и Чангит [319] и интрузиях Далбыхской группы [320]. В ходе съемочных и поисковых работ выявлены две новые интрузии – Большой и Малый Аттырдык, впервые выявлены штоки карбонатитов среди палеозойских осадочных пород, уточнено геологическое строение интрузии Далбыха (впервые описана Е. Л. Бутаковой в 1957 г. [294]), даны рекомендации по постановке детальных поисково-оценочных работ на пироклор.

В 1961 г. геологи Красноярского геологического управления Ф. А. Старшинов и В. Н. Лосев продолжили геолого-поисковые работы в Котуй-Маймечинском районе и на Гулинском месторождении флогопита. Ими пройдены

геолого-поисковые маршруты в районе нижнего течения р. Котуй и по р. Маймеча в районе Гулинского массива [387].

В 1960–1961 гг. сотрудники НИИГА С. М. Прохорова, Л. С. Егоров, Н. З. Иванова изучали флогопитоносность девяти интрузий маймеча-котуйского ийолит-карбонатитового комплекса, в том числе Гулинского массива, интрузий Романиха и Седете. В ходе этих работ впервые обобщен и проанализирован материал многолетних исследований щелочно-ультраосновного магматизма Маймеча-Котуйского района, составлена карта флогопитоносности провинции в масштабе 1 : 500 000 [371].

С 1959 г. коллектив авторов НИИГА (Б. Е. Гусев, Л. А. Чайка и др.) занимался интерпретацией магнитных аномалий Маймеча-Котуйского района [308], палеомагнитной характеристикой траппов северной части Сибирской платформы [310], в результате чего была подготовлена схема расчленения и корреляции пород траппового и щелочно-ультраосновного комплексов севера Сибирской платформы по геофизическим данным [309].

В это же время (летом 1963 г.) силами четырех отрядов НИИГА проводились работы по изучению геологического строения и полезных ископаемых Маймеча-Котуйского района с геолого-экономической оценкой месторождений флогопита. В рамках этих работ В. М. Рудяченко и Н. П. Сурина изучали разрез нижнепалеозойских отложений по р. Маймеча и на участке нижнего течения р. Амбардах. К. М. Шихорина исследовала базальты и щелочные базальтоиды в районе нижнего течения р. Маймеча, Т. Л. Гольбурт проводила геолого-петрологические исследования маймечитов на участке, прилегающем к р. Маймеча в районе устья р. Деликан. С. М. Прохорова, Л. С. Егоров, Э. Н. Ланда занимались изучением петрологии интрузивных образований и связанных с ними проявлений полезных ископаемых. В ходе работ была впервые проведена геолого-экономическая оценка месторождений флогопита, обобщены все имеющиеся данные о геолого-петрографических и минералогических особенностях района [370].

В 1964 г. геологи ВСЕГЕИ Н. С. Малич и Е. В. Туганова проводили тематические исследования в бассейне р. Амбардах с целью изучения палеозойских отложений и выявления дифференцированных интрузий основного состава. По результатам работ составлена маршрутная схематическая карта окрестностей оз. Баселак, дана петрохимическая характеристика интрузий, выявлено несколько участков с редкой вкрапленностью сульфидов в долеритах [249].

С 1965 г. продолжались планомерные геологосъемочные работы масштаба 1 : 200 000. В северно-восточной части листа R-47-XIX,XX в бассейнах рек Прав. и Лев. Боярка проводили геологическую съемку В. П. Сафронов и И. А. Соловьев [378], В. А. Марковский и В. А. Семенов – в южной части того же листа – в районе верхних течений рек Аякли и Хибабра и на площади листа R-47-XXI,XXII [356], а на следующий год – в центральной части листа R-47-XIX,XX [377]. В 1967 г. Л. П. Беляков и В. П. Сафронов проводили съемку в районе верхних течений рек Амбардах и Кунтыкахи [288]. По материалам этих работ к 1969 г. составлена ГК-200 листа R-47-XIX,XX, объяснительная записка к которой издана в 1980 г. Геологическая съемка на площади листов R-47-XIX,XX и R-47-XXI,XXII под руководством В. А. Марковского

сопровождалась поисками медно-никелевых руд на Хунгтукунской интрузии под руководством П. Н. Сигунова. В ходе работ в основании интрузии найдена серия линзовидных тел медно-никелевых вкрапленных руд [380].

С 1966 г. сотрудниками ВАГТ проводились геологосъемочные работы на юге территории листа – в бассейне р. Чангада (R-47-XXXV,XXXVI) [283, 292, 401]; на южной половине листа R-47-XXXIII [323, 324], на территории листов R-47-XXVII, R-47-XXVIII [285].

В 1966–1967 гг. в северо-восточной части Тунгусской синеклизы Г. Н. Старицына, Л. И. Кравцова, Ю. И. Томановская проводили тематические исследования по изучению интрузивной фации траппов. В бассейнах рек Маймеча, Чангада, Кунтыкахи, Амбардах, Тукалан и Аякли впервые установлены дифференцированные и слабодифференцированные типы интрузий, выделена Маймечинская рудоносная интрузия, но степень ее рудоносности не установлена [385].

В 1967–1968 гг. в долине верхнего течения р. Котуй [408] и в 1968–1969 гг. в долине р. Маймеча [280] сотрудниками Экспедиции № 20 Всесоюзного шестого производственного объединения и ВАГТ проведены поисково-оценочные работы на исландский шпат. В результате описано геологическое строение территории, изучены и оценены все шпатопроявления и даны рекомендации по дальнейшим детальным работам.

В 1969 г. отряд Кунтыкахинской партии НИИГА в составе А. Н. Тараховского, Л. З. Липкова и др. проводили геологосъемочные работы в верховьях рек Прав. Боярка и Прав. Атырдых, а в 1971 г. – в районе р. Баты-Юрях (листы R-47-XV, XVI) [392, 393]. Маймечинская и Туколанская партии НИИГА проводили геологосъемочные работы в районе верхнего течения р. Маймеча, на территории номенклатурных листов R-47-XXIII, XXIV, R-47-XXIX, XXX [346]. Хетская партия (Ю. С. Бушканец, Г. Д. Беляков и др.) летом 1971 г. проводила геологическую съемку в верховьях рек Ледяная и Лев. Боярка, у западной кромки листа R-47, на площади трапеции R-47-XIII, XIV [295]. В результате проведенных геологосъемочных работ были уточнены данные по стратиграфии и литологии палеозойского разреза региона, подробно изучена туфоловая толща, выделен Каменский погребенный массив. Отмечена вторичная битуминозность пермских и триасовых пород, даны рекомендации к проведению нефтепоисковых работ.

Результаты геологосъемочных, поисковых и оценочных работ этого периода обобщены в подготовленном к 1972 г. в НИИГА комплекте Государственных геологических карт СССР масштаба 1 : 1 000 000 (новая серия) под редакцией Ф. Г. Маркова. Комплект включает в себя карты дочетвертичных образований, четвертичных отложений, две геофизические, тектоническую и карту полезных ископаемых. Позже комплект карт был издан [58], но без объяснительной записки.

С 1972 г. геологосъемочные работы масштаба 1 : 200 000 продолжались сотрудниками НПО «Севморгео» М. И. Митрошиным, А. В. Невской, В. Д. Крюковым в бассейнах рек Прав. и Лев. Боярка [362]. С 1974 по 1978 год трест «Аэрогеология» проводил геологическое доизучение площадей на западе территории листа R-47 [389], а В. С. Скундин, Э. Л. Фишер, Л. Л. Исаева в это же время проводили аэрофотогеологическое картирование на севере лис-

та – в пределах Енисей-Хатангского регионального прогиба. В результате этих работ для площади 12 номенклатурных листов (R-47-I–XII) была подготовлена аэрофотогеологическая карта масштаба 1 : 200 000, совмещенная с картой полезных ископаемых [381, 402].

Со второй половины 1970-х годов территория листа была охвачена маршрутными, поисково-оценочными и ревизионными работами геологов ВСЕГЕИ, ПГО «Красноярскгеология», НПО «Севморгео», которые были нацелены на оценку перспектив района на медно-никелевое оруденение.

В 1975 г. Г. Н. Старицына, Н. Н. Нагайцева и др. выполнили тематическую работу по перспективам никеленосности северного и южного обрамления Енисей-Хатангского прогиба в связи с формационными особенностями траппов. В результате работ выделена Енисейско-Котуйская краевая зона – важная в металлогеническом отношении шовная структура. На территории этой зоны выявлен Авамо-Котуйский магматический пояс, сложенный ассоциацией щелочных и щелочно-ультраосновных пород с восточной Маймеча-Котуйской и западной Авамо-Малороманихинской зонами. Различия в строении и составе щелочных и щелочно-ультраосновных пород этих зон, вероятно, обязаны существованию двух родоначальных магматических очагов различной глубины залегания [386].

Позже, в 1978–1980 гг. в пределах Боярско-Дельканской мульды Л. А. Маркович, В. И. Межубовская и др. проводили ревизионные работы, в ходе которых выделены Ханарская, Циногирская, Нижняя и Биотитовая интрузии долеритов. Обнаруженные медно-никелевые проявления приурочены к подошве Ханарской интрузии. На Хунгтукунской и Ханарской интрузиях в 1977 г. силами Полярной ГРЭ были проведены поисковые работы [297], показано, что оруденение на последней не имеет промышленного значения, даны рекомендации для последующих поисковых работ на массиве Хирги.

Геологи ВСЕГЕИ Е. В. Туганова, В. Н. Егоров, Ю. И. Дараган-Сушев и др. проводили регионально-геологические исследования на северо-восточной окраине Тунгусской синеклизы в Маймеча-Котуйском, а позже в Маймеча-Чокурдахском и Курейско-Котуйском районах. По результатам работ даны рекомендации по постановке геолого-поисковых работ в Маймеча-Котуйском районе, сделано предположение о перспективности районов верховьев р. Котуй и оз. Дюпкун на медно-никелевое оруденение [394, 395].

В это же время силами геологов ПГО «Красноярскгеология» в Маймеча-Котуйском районе проводились поиски месторождений апатита на массивах Далбыха, Сабыда, Чангит, Романиха и др. [311]. По результатам работ было рекомендовано продолжить поиски апатита в пределах Гулинской интрузии. В 1982–1984 гг. были проведены работы в центральной части интрузии [360], а в 1984–1985 гг. в пределах ее карбонатитовых массивов и в близлежащих флогопитоносных метасоматитах [302]. В ходе работ в бассейне р. Сабыда найдены несколько знаков платиноидов. В связи с находками платиноидов силами Полярной ГРЭ на ряде массивов маймеча-котуйского комплекса (в том числе и Гулинском) были начаты поиски россыпей металлов платиновой группы с применением бурения и среднеобъемного опробования [351].

В этих районах силами Норильской комплексной и Полярной ГРЭ были проведены геологосъемочные и поисковые работы крупного масштаба. Гео-

логосъемочные работы осуществлялись в бассейне среднего течения р. Маймеча на Маймечинской [325], Хинидинской [349], Хунгтукунской [350], Романихинской [306] площадях. Работы были ориентированы на поиски, в первую очередь, медно-никелевых руд и других полезных ископаемых, связанных с раннетриасовыми базитовыми комплексами района.

В конце 1980 – начале 1990-х годов издан ряд работ Л. С. Егорова, которые стали результатом 20-летних исследований щелочных и щелочно-ультраосновных массивов в пределах бассейнов рек Котуй и Маймеча, содержащих концентрации редкоземельных компонентов, флогопит, апатит и железные руды. 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 1996 г. НРС МПР РФ был утвержден подготовленный во ВСЕГЕИ Е. К. Ковригиной и др. комплект Государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 листа R-(45)-47 – Норильск. Комплект карт был издан в 2000 г., стал вторым изданием карты миллионного масштаба новой серии на территорию листа R-47 и включал в себя карты дочетвертичных и четвертичных образований, полезных ископаемых, а также эколого-геологическую карту в масштабе 1 : 2 500 000.

Геологосъемочные работы масштаба 1 : 200 000 (ГГС-200) середины 1990-х годов проводились силами ПГП «Норильскгеология» на Авамской площади в 1993–1998 гг. [372] и на Гулинской площади в 1990–1996 гг. [352]. По итогам работ на Авамской площади дана оценка прогнозных ресурсов по категории P_3 на различные виды полезных ископаемых, выделены перспективные участки на обнаружение углеводородного сырья, сульфидных медно-никелевых руд, каменной соли и комплекса полезных ископаемых, связанных со щелочно-ультраосновным магматизмом. На Гулинской площади даны рекомендации по проведению ГГС-50 с общими поисками для оценки значимости золото- и платинометалльных россыпей, выявленных в ходе геологосъемочных работ масштаба 1 : 200 000 в пределах Енисей-Хатангского прогиба и обнаженной части Гулинского массива. На обеих площадях были подготовлены к изданию и прошли НРС листы Государственной геологической карты R-47-XI, XII (издан в 2006 г.) и R-47-XIII, XIV (издан не был).

На юго-востоке площади листа во второй половине 1990-х годов для решения проблем топливного обеспечения отдаленных поселков Эвенкии проводились поисковые и поисково-оценочные работы на месторождении каменного угля Чопко [315, 384]. По результатам работ прослежены два угольных пласта рабочей мощностью и подсчитаны запасы месторождения по категориям В и C_1 .

С 1996 по 2002 год Г. Г. Лопатин, В. Р. Трофимов и др. (Полярная ГРЭ) проводили на Гулинской площади групповую геологическую съемку масштаба 1 : 50 000 с общими поисками [353]. На западной границе площади в ходе опережающих геофизических работ ЦАГРЭ в 1996 г. впервые была обнаружена Крестовская интрузия и по материалам интерпретации гравиметри-

ческих материалов выдвинуто предположение о наличии в долине р. Контай-Балаганнах интрузивных массивов, погребенных под мезозойско-кайнозойским чехлом Енисей-Хатангского прогиба. Непосредственно в ходе производства ГГС-50 была впервые изучена Крестовская интрузия, в ее пределах подсчитаны прогнозные ресурсы категорий P_1 , P_2 и $P_1 + P_2$ по благородным металлам, титану, лантаноидам, редким металлам и радиоактивным элементам; единственной скважиной в эпицентре аномалии силы тяжести в долине р. Контай-Балаганнах на глубине 214,5 м вскрыта Контайская интрузия умереннощелочного состава.

В связи с прекращением финансирования работы на Гулинской площади были завершены информационным отчетом, в который не была включена большая часть аналитических материалов. Подсчитанные прогнозные ресурсы приняты не были. В работах на Гулинской площади по договору приняла участие группа сотрудников Красноярской государственной академии цветных металлов и золота и Томского госуниверситета под руководством А. М. Сазонова. В 2001 г. по материалам проведенных работ коллективом авторов опубликована монография, посвященная вопросам платиноносности Гулинского и Крестовского массивов [177].

Поисковые работы, связанные с оценкой нефтегазоносности территории, являются единичными, распределены крайне неравномерно и сводились к проходке поисковых и структурно-колонковых скважин. В северо-западной части листа, на Новой площади в 1979–1981 гг. пробурены поисковые скважины Новая 1 и Новая 2 (3510 и 3492 м соответственно); обе скважины сухие, в Новой 2 – с незначительным притоком газа (500 м³). Структурно-колонковые скважины Л-2 и Л-3 и параметрическая Л-358 пробурены в 1988–1991 гг. по опорному профилю через Ледянский свод. На территорию листа R-47 попадает только скв. Л-2, а две другие расположены в непосредственной близости от западной рамки трапеции. По результатам бурения признаков нефтегазоносности разреза не выявлено; параметрическая скв. Л-358 достигла глубины 3996 м и вскрыла отложения аяклинской толщи рифея [72].

Обобщение данных о признаках и перспективах нефтегазоносности территории листа проводилось в разные годы, начиная с 1940-х, в ходе региональных тематических работ геологами СНИИГиМС, КНИИГиМС, ВСЕГЕИ: Г. Г. Григорьевым, А. К. Бобровым, В. В. Петропавловским, И. П. Атласовым, В. Е. Савицким, В. Н. Щукиным и др. Специальные литолого-геохимические 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, 120, 316, 326, 341]. Геолого-геофизические предпосылки нефтегазоносности площади на основе комплексной интерпретации накопленных гравимагнитных, сейсмических данных и материалов глубокого бурения рассматривались в работах А. И. Ларичева, А. В. Исаева, Л. Л. Кузнецова, Л. А. Пантелеевой и др. [328, 342, 367 и др.].

Геохимическая изученность. Геохимические работы (ГХР) масштабом 1 : 1 000 000–1 : 50 000 на площади листа R-47 выполнялись в период с 1970 по 2002 г. производственными подразделениями Норильской комплексной и Полярной геологоразведочных экспедиций, Геологосъемочной экспедицией Красноярского геологического управления (ПГО), ПГО «Енисейнефтегазгео-

логия», НПО «Севморгео», ПГО «Аэрогеология», АО «Норильский ГМК», а также научно-исследовательскими организациями ВСЕГЕИ и СНИИГГиМС.

Наибольший прирост геохимической изученности территории листа был получен в ходе проведения ГХР в комплексе с геологическими работами, в частности ГСР-200 и разномасштабными поисковыми работами.

В рамках опережающих картосоставительских работ в ФГУП ИМГРЭ подготовлена геохимическая основа Госгеолкарты-1000/3 территории листа R-47 [333]. На основе сбора ретроспективных данных и материалов собственных полевых работ выполнено геолого-геохимическое доизучение территории листа. Проведена оценка изученности площади листа и анализ качества геохимических работ. Показано, что геохимические работы разной степени детальности и качества были проведены на площади 105,8 тыс. км² (100 % всей территории листа), в т. ч. геохимические работы масштабов 1 : 1 000 000–1 : 500 000 и масштаба 1 : 200 000 на площади 105,8 тыс. км² (100 % территории листа), масштаба 1 : 100 000 и крупнее – на площади 30 тыс. км² (28 % всей территории листа). С разной степенью детальности и качества геохимических работ на территории листа R-47 были изучены следующие природно-геологические среды: коренные породы – литогеохимические работы по первичным ореолам, почвы – литогеохимические работы по вторичным ореолам рассеяния, донные отложения – литогеохимические работы по потокам рассеяния, поверхностные и подземные воды – геохимические работы по гидрогеохимическим ореолам в поверхностных и подземных водах.

Основные результаты исследований при подготовке опережающей основы отражены на картах геохимической специализации геологических комплексов, прогнозно- и эколого-геохимической.

Геофизическая изученность с разной степенью детальности и разными методами охватывает всю рассматриваемую территорию. Планомерные геофизические исследования территории листа начали проводиться с середины 1950-х годов.

Аэромагнитные исследования в масштабах 1 : 200 000 и 1 : 1 000 000 выполнялись с 1952 по 1961 год сотрудниками НИИГА и ЗГТ Д. В. Левиным, С. М. Крюковым, Ю. С. Глебовским, Е. А. Каспаровой, А. М. Малявкиным. Мелко- и среднемасштабными аэромагнитными исследованиями охвачена вся площадь листа. По результатам работ составлены карты магнитного поля, подтвержден и выявлен ряд новых интрузий щелочного, щелочно-ультраосновного и ультраосновного составов, определены границы крупных тектонических структур, выделено значительное количество дизъюнктивных нарушений, выделены области развития туфоловых образований и интрузий долеритов.

Крупномасштабными аэромагнитными исследованиями (масштабов 1 : 25 000, 1 : 50 000, 1 : 100 000) покрыта вся территория листа. Работы проводились с 1954 г. сотрудниками НИИГА, Северо-Енисейской геофизической экспедицией ПГО «Красноярскгеология», НПО «Нефтегеофизика», ЦАГРЭ. В работах принимали участие Ю. С. Глебовский, Д. Б. Давыденко, Л. Г. Новикова, В. У. Звягин, В. Л. Клименко, В. А. Махнач, С. В. Лапин, Ф. Д. Лазарев и др. Целевым назначением исследований являлось геокартирование, вы-

деление участков, перспективных на медно-никелевое оруднение, алмазы, поиски структур на нефть. Кроме составления карт магнитного поля, был определен тектонический план территории, закартированы эффузивные образования, систематизированы разрывные нарушения, площади районированы по интенсивности и характеру проявления базитового магматизма и тектонической раздробленности, выделены участки для постановки сейсмических работ.

Последние аэромагнитные исследования на территории листа R-47 проводились силами ЦАГРЭ на Гулинской площади. В ходе работ масштаба 1 : 25 000 был составлен комплект карт аномального магнитного поля, содержащий урана, тория, калия. По результатам интерпретации геофизических материалов подготовлены региональная структурно-тектоническая схема и схема прогнозно-поисковой интерпретации; на площади была выявлена Крестовская интрузия щелочно-ультраосновных пород, которая до настоящего времени не была закартирована ни на одной Государственной геологической карте [340].

Гравиметрические исследования площади листа R-47 начали проводиться с конца 1950-х годов Красноярским геологическим управлением и заключались в производстве работ масштаба 1 : 1 000 000 [348]. Результаты гравиметрических съемок периода 1958–1967 гг. позволили существенно уточнить структурно-тектоническое строение зоны сочленения Тунгусской синеклизы, Анабарской антеклизы и Енисей-Хатангского прогиба.

С 1975 г. на рассматриваемой территории проводились гравиметрические съемки масштаба 1 : 200 000. Работы выполнялись ПГО «Красноярскгеология» под руководством А. П. Четвергова, В. П. Ключко, Ю. М. Шульгина, С. А. Козлова. За весь период исследований (с 1975 по 1982 год) работы проводились в основном на севере листа R-47, а также на небольшой площади в среднем течении р. Маймеча. По результатам работ были составлены гравиметрические карты, уточнены тектонические схемы, оконтурены интрузии центрального типа и намечены участки, перспективные на полезные ископаемые.

В период 1996–2002 гг. с целью оценки перспектив Гулинской площади на поиски полезных ископаемых в северо-восточной части листа R-47 ДГУП ЦАГРЭ (ВСЕГЕИ) была проведена гравиметрическая съемка масштаба 1 : 50 000. По результатам единственных крупномасштабных гравиметрических работ на территории листа, кроме подготовленного комплекта кондиционных гравиметрических карт, выделены объекты, перспективные на обнаружение платиноидно-хромитового и редкоземельного оруденения, а также проявлений сульфидов, выдвинуто предположение о наличии в долине р. Контай-Балаганна интрузивных массивов, погребенных под мезокайнозойским чехлом Енисей-Хатангского прогиба.

Сейсморазведочные работы на территории листа R-47 выполнялись методом общей глубинной точки (МОГТ) и методом отраженных волн (МОВ). Исследования проводились силами сейсморазведочных партий треста «Красноярскнефтегазразведка», ПГО «Енисейгеофизика», НПО «Союзгеофизика».

С начала 1970-х годов исследования были сосредоточены в восточной части Енисей-Хатангского прогиба и на Анабаро-Хатангской седловине. В ре-

зультате работ методами МОВ, МОГТ был изучен структурный план восточной части Енисей-Хатангского прогиба по отражающим горизонтам в юрско-меловых отложениях. Выявлены локальные антиклинальные структуры, часть из которых была передана под глубокое бурение: на севере междуречья Котуя и Маймечи было намечено Сабыдинское поднятие. В работах принимали участие Э. И. Казарина, Н. Е. Котт, С. А. Дигиль, С. В. Айрапетян, В. Е. Грабовская [348].

Сейсморазведочные работы МОВ, выполненные Л. А. Седых и Л. И. Левандовской в верховьях и среднем течении р. Котуй, позволили получить первые сведения о сейсмологических условиях района [348]. Был выделен и прослежен ряд отражающих границ в отложениях среднего и нижнего палеозоя, венда и рифея. По характеру волновой картины выявлены Чириндинское и Чанготское поднятия.

Последующими работами МОВЗ вдоль р. Котуй [329] было подтверждено наличие выделенных ранее структур. По поверхности фундамента выявлены и подтверждены крупные поднятия, в составе осадочного чехла намечено несколько локальных положительных структур.

По территории листа R-47 проходит опорный сейсмический профиль Воркута–Тикси (проект «Горизонт»), выполненный методами ГСЗ-МОВЗ. По результатам работ была получена информация о характере распространения сейсмических границ в осадочном чехле и консолидированной коре.

На момент подготовки к изданию настоящего комплекта карт на Таймыре развернут новый этап региональных сейсморазведочных работ МОГТ повышенной кратности и глубинности, направленных на лицензирование нефтегазоперспективных земель, большая часть из которых до сих пор остается нераспределенной. В конце 2016 г. АО «Таймыргеофизика» завершило работы по проведению комплексных полевых геофизических работ с целью подготовки новых зон нефтегазонакопления в центральной части Енисей-Хатангского прогиба, на Центрально-Таймырской площади [327]. Юго-восточная окраина этой площади попадает на северо-западную часть листа R-47. Полученные предварительные первичные материалы по территории исследуемого листа в авторской интерпретации использованы при подготовке карты прогноза на нефть и газ настоящего комплекта карт.

Электроразведочные работы на рассматриваемой территории проводились неравномерно и в незначительном объеме. В основном исследование выполнялись вдоль рек Котуй, Мойеро, Маймеча силами И. А. Федуновой, Л. А. Варламовой, С. А. Литвинова в составе Илимпейской геофизической экспедиции ПГО «Енисейгеофизика».

В 1986–1987 гг. проведены электроразведочные работы с целью изучения геоэлектрических свойств и выявления зон повышенной проводимости в осадочном чехле вдоль р. Маймеча и изучения проводимости осадочного чехла для оценки коллекторских свойств по профилю Енисейск–Маковское. По результатам работ прослежена подошва рифейских образований вдоль р. Маймеча и выделено Янгиканское поднятие [348].

В 1987 г. с целью геоэлектрического районирования и выявления зон повышенной проводимости в разрезе платформенного чехла были выполнены региональные электроразведочные работы методом МТЗ. По результатам ра-

бот в зоне сочленения Тунгусской синеклизы и Анабарской антеклизы выделены проводящие горизонты в разрезе всего осадочного чехла на уровнях пермо-карбона, ордовика, кембрия и венда–риффея. Прослежена поверхность кристаллического фундамента. По геотраверсу «Горизонт» земная кора и верхняя мантия изучены до глубины 200 км.

В 1990–1991 гг. проведены региональные электроразведочные работы методом МТЗ в пределах северной части Эвенкийской синеклизы. На участке установлены две области с различными геоэлектрическими условиями разреза осадочного чехла, соответствующие северной окраине Сибирской платформы и южному борту Енисей-Хатангского прогиба [348].

Комплексные *аэрогамма-спектрометрические измерения* на территории листа R-47 проводились Северо-Енисейской геофизической экспедицией Красноярского ГУ в 1976–1977 гг. В отчетные материалы вошли карты гамма-поля и карты концентраций урана, тория, калия масштаба 1 : 50 000. Участок указанной съемки покрывает менее 50 % площади номенклатурного листа R-47.

Геофизические исследования территории листа R-47 обобщены в подготовленной в 2015 г. в ФГУП «ВСЕГЕИ» опережающей геофизической основе номенклатурного листа R-47 (ГФО-1000) [348]. Основа представлена комплектом карт геофизического и геологического содержания и объяснительной запиской к комплекту. Опережающая геофизическая основа 2015 г. от предшествующей ГФО-1000 (2004 г.) отличается своей полнотой и целостностью: при ее подготовке использованы материалы крупномасштабной аэромагнитной съемки, что позволило обновить карту аномального магнитного поля на 50 %; гравиметрическая карта переобработана с применением современных технологий, добавлены материалы по обрамлению (26 листов масштаба 1 : 200 000); подготовлены новые карты трансформант, построенные по актуализированным цифровым моделям геофизических полей масштаба 1 : 1 000 000; матрицы аномальных магнитного и гравитационного полей построены в укрупненном масштабе (по сети 500 × 500 м).

В ходе подготовки комплекта Государственной геологической карты листа R-47 – Хета в 2015 г. проведен ограниченный объем полевых работ, выполненный силами сотрудников ФГУП «ВСЕГЕИ». Полевые исследования были нацелены на уточнение возраста, состава и позиции щелочно-ультраосновного магматизма, уточнение структурного положения и литостратиграфических объемов перспективных нефтегазоносных комплексов, уточнение стратиграфического расчленения, распространения, мощности и генетических типов четвертичных отложений. В ходе работ были составлены опорные разрезы различных фаций четвертичных отложений, произведено детальное опробование палеозойских стратифицированных образований для проведения геохимических, петрографических, палеонтологических, петрофизических исследований. Выполнено крупнообъемное опробование щелочно-ультраосновных и основных интрузивных пород для проведения геохимических и изотопно-геохимических исследований. Результаты аналитических работ частично отражены в настоящей объяснительной записке и полностью помещены в сопровождающую подготовленный комплект карт базу первичных данных.

В соответствии с «Методическим руководством...» [157] комплект цифровых материалов Государственной геологической карты листа R-47 сопровождается базой данных, которая содержит информацию по месторождениям, проявлениям полезных ископаемых; информацию по авторским первичным материалам, полученным в ходе подготовки настоящего листа (описания точек наблюдений, линий геологических маршрутов, выполненных в ходе проведения полевых работ); информацию по авторским аналитическим исследованиям и исследованиям предшественников; дистанционную основу листа с файлами привязки к полотну карты, опережающие геофизическую и геохимическую основы территории листа R-47.

СТРАТИГРАФИЯ

На территории листа R-47 установлены: 1) терригенно-карбонатные образования нижнего палеозоя (кембрий–ордовик); 2) морские карбонатные, карбонатно-терригенные и сульфатно-карбонатно-терригенные отложения среднего палеозоя (силур–девон); 3) лагунно-континентальные угленосные породы среднего–верхнего карбона и перми; 4) вулканогенные образования нижнего триаса; 5) терригенные осадки среднего–верхнего триаса, юры, мела и палеогена; 6) рыхлые отложения четвертичной системы. Стратиграфическое

Таблица 1

Геологическое районирование листа R-47 Норильской серии листов ГГК-1000/3

Структурный ярус	Система	Структурно-формационная область (СФО)	Структурно-формационная зона (СФЗ)	Структурно-формационная подзона (СФпЗ)
Палеогеновый	Р	Приенисейско-Хатангская	Сыранская	
		Среднесибирская	Муруктинская	
Среднетриасово-меловой	К	Лено-Енисейская	Дудыптинская	
	J		Хетская	
	T			
Среднекаменноугольно-среднетриасовый	Р	Анабаро-Тунгусская	Маймеча-Котуйская	Гулинская
				Маймечинская
	С		Аяно-Верхнекотуйская	Нижнеаяклинская
Силурийско-нижнекаменноугольный	D	Вилуйско-Котуйская	Маймеча-Нижнекотуйская	
			Маймеча-Чангадинская	
			Мойеронская	
Кембрийско-ордовикский	О	Лено-Тунгусская	Маймечинская	
	Є		Мойеронская	

расчленение геологических образований проведено согласно СЛ-1000 Норильской серии листов [344], существующим региональным стратиграфическим схемам, принятым и утвержденным МСК в 1969–1983, 2004 гг. [192, 193, 194, 197], с учетом дополнений и изменений, внесенных в последние Постановления МСК, касающиеся уточнения и усовершенствования региональных стратиграфических схем соответствующих систем для Сибирской платформы [102, 181, 182, 183, 184, 185].

В основу районирования территории листа R-47 положен принцип выделения структурно-формационных единиц (областей, зон, подзон) для каждого структурного яруса, соответствующего определенному этапу геологического развития территории. Установленные на листе R-47 доплиоценовые геологические образования представляют собой пять структурных ярусов (тектонических циклов): нижнепалеозойский (кембрийско-ордовикский), среднепалеозойский (силурийско-нижнекаменноугольный), верхнепалеозойско-нижнемезозойский (среднекаменноугольно-среднетриасовый), средне-верхнемезозойский (среднетриасово-меловой) и палеогеновый. Перечень выделенных для каждого этапа структурно-формационных единиц приведен в табл. 1.

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Кембрийская система на территории листа представлена всеми тремя отделами. Подошва системы не вскрыта. Наиболее древние отложения нижнего отдела – верхняя часть медвежинской свиты, кугдаюряхская свита и нижняя часть улахан-арымасской свиты – изучены только по скважинам, пробуренным на Маймечинской площади ГС-50. Более молодые отложения выходят на дочетвертичную поверхность в Маймечинской СФЗ, приуроченной к западному склону Анабаро-Оленёкской антеклизы, где они занимают значительную площадь в бассейнах р. Маймеча и верхнего течения р. Тукалан. Почти изометричное поле выхода верхов улахан-арымасской свиты размером $\sim 40 \times 40$ км расположено у восточной границы территории листа. По направлению к периферии антеклизы оно последовательно окаймляется извилистыми полосами развития урюнгтасской (\mathcal{C}_{1-2}), далбыхской (\mathcal{C}_2), атырдахской (\mathcal{C}_{2-3}) и томпокской (\mathcal{C}_3) свит, ширина которых колеблется от 2–3 до 45 км. Перерывы в разрезе кембрийской толщи не установлены. Собственно кембрийские отложения в пределах Маймечинской СФЗ без видимого несогласия перекрыты нерасчлененными верхнекембрийско-нижнеордовикскими отложениями (бысьюряхской свитой).

Медвежинская свита (\mathcal{C}_{1md}) выделена в 1969 г. В. Е. Савицким и Л. И. Егоровой [87, 224]. Названа по р. Медвежья (правый приток р. Котуй), где в районе устья р. Далдын (лист R-48-IX) расположен ее стратотип, описанный с использованием материалов В. М. Рудяченка.

В стратотипе свита согласно залегает на вендско-кембрийской немакит-далдынской свите. Сложена известняками и глинистыми известняками, в нижней и верхней частях преимущественно красноцветными, в средней ча-

сти – сероцветными. В верхней части наблюдаются многочисленные археоциатовые биогермы. Археоциаты распространены как в биогермах, так и во вмещающих породах, в последних значительно реже. Среди них определены *Archaeolynthus polaris* (Vologd.), *Ajacyathus anabarensis* (Vologd.), *Ajacyathus* sp., *Kotuyicyathus kotuyikensis* Zhur., *Robustocyathus robustus* (Vologd.), *Robustocyathus* sp., *Coscincyathus rojkovi* Vologd., *Coscincyathus* sp., *Retecoscinus retetabulae* (Vologd.), *Dictyocyathus translucidus* Zhur., *Dictyocyathus* sp., *Loculicyathus membranivestites* Vologd., *Protopharetra laxa* Born., *Protopharetra* sp., *Nochoroicyathus* sp., *Batchathocyathus* sp., *Tumulocyathus* sp. Кроме того, встречены гастроподы *Aldanella attleborensis* (Shaler et Foerste), *Oelandiella* cf. *sibirica* Vost., *Helcionella* ex gr. *rugosa* Hall и хиолиты *Hyolithes kotujensis* Sav. [87]. Мощность свиты в стратотипе составляет 50–55 м.

На территории листа свита не выходит на дневную поверхность, но она вскрыта скв. 5 на левом берегу р. Маймечя в 5 км (по прямой) ниже устья р. Амбардах в интервале 504,0–466,3 м [76]. Отложения представлены серыми и темно-серыми известняками, в отдельных прослоях – коричневатой и желтовато-серыми глинистыми известняками. Вверху ее разреза прослеживаются пестроокрашенные (зеленовато-серые и красно-коричневые) известняки. В скважине собраны археоциаты Monocyathidae, Ajacyathidae, *Dokidocyathus* sp., *Dictyocyathus* sp., хиолителминты *Hyolithellus isiticus* Miss., *H. tenuis* Miss., *Torellella* sp., хиолиты *Conotheca mammilata* Miss., *Microcornus simus* Miss., трубчатые проблематики *Anabarites trisulcatus* Miss., *A. ternarius* Miss., *Cambrotubulus decurvatus* Miss., *Tiksiheca licis* Miss., *T. korobovi* (Miss.), *Coleolus trigonus* Sys., виваксииды *Sachites proboscideus* Meshk., *S. sacciformis* Meshk., *S. costulatus* Meshk., ханцеллорииды *Chancelloria* cf. *simmetrica* Vass., конодонтоморфы *Fomitchella infundibuliformis* Miss., *F. acinaciformis* Miss., *Protohertzina anabarica* Miss. [76]. Комплекс окаменелостей отнесен к томмотскому ярусу. Мощность вскрытой в скв. 5 части медвежинской свиты составляет 37,7 м.

Кугдаюряхская свита (Є₁к₁р) 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 (лист R-48-XIV) [301]. Свита залегает на подстилающих породах согласно, 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. Возраст отложений кугдаюряхской свиты в стратотипической местности определяется на основании находок скелетной фауны и по микрофитолитам 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 атабанского. Мощность в стратотипе составляет 133,2 м [301].

На территории листа R-47 свита вскрыта скв. 5 в интервале 466,3–350,4 м. Сложена серыми и темно-серыми, реже зеленовато-серыми и буро-коричневыми известняками, иногда глинистыми. Среди известняков встречаются детритовые, ооидные и микрофитолитовые разности. В верхах свиты наблюдаются прослои доломитов [76].

В разрезе скв. 5 собраны археоциаты *Archaeolynthus* cf. *polaris* (Vologd.), *Archaeolynthus* sp., *Dokidocyathus* ex gr. *regularis* Zhur., *Robustocyathus* cf. *aperstus* Korsh., *Robustocyathus* sp., *Nochoroicyathus* ex gr. *grandis* Zhur., *Aldanocyathus tkatchenkoi* (Vol.), *A.* cf. *sunnaginicus* (Zhur.), *A. anabarensis* (Vol.), *A.* Ex gr. *arteintervallum* (Vol.), *Cryptoporocyathus* sp., *Leptosocyathus?* sp., *Tumulocyathus?* sp., *Kotuyicyathus* cf. *kotuyikensis* Zhur., *Coscinocyathus* ex gr. «*dianthus*» Born., *Coscinocyathus* sp., *Dictyocyathus* sp., хиолительминты *Hyolithellus tenuis* Miss., *H. insolitus* Grigor., *H. grandis* Miss., *H. acuticostatus* Meshk., *H. isiticus* Miss., *H. vladimirovae* Miss., *Torellevella biconvexa* Miss., *T. lentiformis* (Sys.), *T. curvae* Miss., виваксииды *Sachites proboscideus* Meshk., *S. sacciformis* Meshk., *Sachites* sp., ханцеллориды *Chancelloria* cf. *spinulosa* Vass., *Ch. marroccana* Sdzuy., *Ch.* cf. *fragilis* Vass., *Platyspinites digitatus* Vass., *Stellaria* sp., *Archiasterella* sp., *Allonia stelliformis* Vass., *Archiasterella* cf. *robusta* Vass., томмотииды *Tommotia kozlowskii* Miss., *Camenella* sp., *Lapworthella bella* Miss., *L. tortuosa* Miss., конодонтоморфы *Protohertzina* ex gr. *cultrata* Miss., хиолиты *Conotheca mammilata* Miss., *Microcornus simus* Miss., трубчатые проблематики *Coleoloides trigeminatus* Miss., *Anabarithes isiticus* Miss. и другие окаменелости. В 40 м ниже кровли найдены трилобиты *Delgadella lenaica anabara* (Toll). [76].

Возраст свиты определяется как раннекембрийский в объеме верхов томмотского яруса–нижней части атдабанского яруса. Мощность свиты в скв. 5 составляет 115,9 м.

Улахан-арымасская свита (С_{ул}) 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, в районе которого находится стратотип. Нижняя граница свиты согласная. Свита представлена доломитами светло-серыми неравномерно-глинистыми тонко- и мелкозернистыми, прослоями пористыми, кавернозными, с водорослево-археоциатовым биогермами (археоциаты плохой сохранности) и с линзами известняков. В стратотипической местности мощность свиты составляет около 260 м [158].

На исследуемой территории в естественных выходах свита представлена лишь верхней частью (60–70 м) своего разреза, которая обнажена в основании склонов долины низовьев р. Амбардах и по долине р. Маймеча. Обе долины на указанных отрезках характеризуются каньонообразно врезанным руслом, где отвесные скальные обнажения возвышаются над уровнем рек на высоту до 50 м. Разрез описываемой свиты представлен доломитами светло-серыми (почти белыми) и пятнистыми по окраске и структуре. Имеются прослой тонкополосчатых доломитов водорослевого типа и обломочных доломитов. Иногда породы кавернозные, возможно, и по фитоолитовым образованиям [289]. Кавернозные доломиты образуют прослой мощностью от 0,2–0,5 до 5–8 м, каверны в них часто располагаются параллельно напластованию, их размеры колеблются от долей мм до нескольких см, редко до 10–20 см. Интенсивность кавернозности в отдельных прослоях достигает такой степени, что порода приобретает скелетное, сотовое строение. Кавернозность часто сопровождается вторичной доломитизацией, выражающейся в развитии по кавернам кристаллов, щеточек, реже друз доломита светло-желтого цвета [286].

Наиболее полные разрезы улахан-арымасской свиты вскрыты скв. 5 в интервале 350,4–87,0 м и скв. 1, пробуренной в верховьях р. Чара (лист R-48-XIII) в интервале 381,0–87,4 м. Отложения нижней части представлены серыми, голубовато-серыми, коричнево-серыми мелкозернистыми и пелитоморфными массивными или полосчатыми доломитами с прослоями черных аргиллитов и среднезернистых массивных доломитовых песчаников. Верхняя часть разреза сложена серыми, серо-желтыми слабоизвестковистыми, глинистыми, часто кавернозными крупнокристаллическими, иногда микрофитолиловыми доломитами, с тонкими пропластками черных и зеленых аргиллитов [76].

Обнаружены трилобиты *Delgadella lenaica anabara* (Toll.), археоциаты *Taylorcyathus* sp., хиолительминты *Hyolithellus insolitus* Grigor., *H. tenuis* Miss., *Torellella lentiformis* (Sys.), *T. cf. biconvexa* Miss., ханцеллорииды *Chancelloria* sp., виваксииды *Rhombocorniculum cancellatum* (Cobb.), гастроподы *Pelagiella* sp., беззамковые брахиоподы, губки *Protospongia* sp. [76].

Улахан-арымасская свита установлена также в скв. 2, пробуренной на левом берегу р. Далбыха в 5 км выше ее устья, в интервале 501,0–223,8 м, где ее нижняя часть (инт. 501,0–401,5 м) по составу и строению резко отличается от отложений в скважинах 1 и 5. В самых низах свиты наблюдаются известково-доломитовые перекристаллизованные породы коричнево-серого и темно-коричневого цвета с органическими остатками. Выше – известняки темно-серые мелкозернистые тонковолнистослоистые, переслаивающиеся с более массивными, имеющими раковистый излом глинисто-доломитовыми породами. Они сменяются известняками темно-серыми и коричневыми неясно-слоистыми массивными с прослоями по 30–40 см органогенно-обломочных известняков [76].

В этом интервале найдены археоциаты *Irregularia*, *Archaeolynthus* ex gr. *nalivkini* (Vol.), *Aldanocyathus* sp., *Irinaecyathus* ex gr. *grandiperforatus* (Vol.), *Squamosocyathus?* sp., *Coscinocyathus* sp., *Coscinocyathus* «*dianthus*» Born., трилобиты *Aldonaia pokrovskaya* Kor., *Bergeroniaspis dualis* Jegor., *Neocobboldia dentata* (Lerm.), *Micmaccopsis tarynica* Rep., *Triangulaspis lermontovae* Laz., *Hebediscus* cf. *atleborensis* (Shaler et Foerste), *Delgadella lenaica anabara* (Toll.), брахиоподы *Linnarssonina* aff. *rowelli* Pelm., *Linnarssonina* sp., *Lingulella* sp., *L. variabilis* Pelm., *Trematobolus* cf. *pristinus bicostatus* Gor. Разрез верхней части свиты сходен с разрезами по скважинам 1 и 5 [76].

По заключению Л. Н. Репиной, трилобиты принадлежат к тарынскому горизонту ботомского яруса нижнего кембрия. Археоциаты, по мнению И. Н. Дятловой, характерны для верхов атабанского–низов ботомского яруса.

Мощность отложений свиты в разрезах скважин довольно постоянна, составляет 263,4 м в скв. 5, 277,2 м в скв. 2 и увеличивается до 293,4 м в скв. 1, находящейся за пределами территории листа [76].

Урюнгтасская свита (Є_{1-2Ur}) выделена М. А. Минаевой в 1985 г. Стратотип установлен в нижнем течении р. Котуй, вблизи руч. Урюнг-Тас-Юрях, по которому она и получила свое название [158, 224]. Согласно залегает на массивных светлых доломитах улахан-арымасской свиты. Сложена доломитами, часто битуминозными доломитистыми известняками, иногда водорослевыми, содержит желваки кремней. В стратотипе мощность свиты составляет 210–220 м.

На территории листа R-47 свита вскрывается в бассейне р. Маймеча. Согласно залегает на массивных светлых доломитах улахан-арымасской свиты. В основном характер ее разреза здесь сохраняется, но отмечается более значительная насыщенность отложений темноцветными битуминозными доломитами. Начинается свита коричневато-серыми (до коричневых) доломитами, слабобитуминозными, онколитовыми. В доломитах присутствуют обособления кремней неправильной, кубковидной, палочковидной и червеобразной формы. Пачка (20–35 м), сложенная этими доломитами, является маркером в долине р. Маймеча. Выше прослеживается пачка (60–70 м) светло-серых, почти белых доломитов, заключающих прослой и линзы светло-серых водорослевых известняков и коричнево-серых битуминозных доломитов. Затем наблюдается чередование доломитов светло-серых массивных кавернозных, полосчатых с доломитами светло-коричневыми микрозернистыми тонкоплитчатыми. Местами в нижней части пачки отмечаются линзы доломитов коричнево-серых онколитовых, прослой и линзы известняков светло-серых водорослевых (мощность пачки – до 60 м). Далее в разрезе прослеживается пачка (15–20 м) коричнево-серых битуминозных доломитов. Заканчивает разрез свиты пачка (до 100 м), сложенная чередованием светло-серых массивных интенсивно кавернозных доломитов и коричневато-серых нередко онколитовых доломитов. Вверху встречаются обособления кремней. Мощность отложений урюнгтасской свиты в долине р. Маймеча составляет 255 м [158].

Неполные разрезы свиты были также вскрыты скважинами 1 (в интервале 87,0–0,0 м), 2 (в интервале 223,8–2,5 м) и 5 (в интервале 87,0–0,0 м). Отложения представлены темно-серыми, светло-серыми, темно-коричневыми слабобоглинистыми песчанистыми массивными, иногда с примесью гравийного материала, среднезернистыми и крупно-гигантокристаллическими неслоистыми, а также горизонтально-слоистыми, косослоистыми, полосчатыми, нередко пятнистыми кавернозными и битуминозными доломитами с прослоями черных глин и микрофилитовых разностей. Фаунистические остатки не обнаружены [76].

В естественных выходах нижней части свиты М. А. Минаевой найдены обломки трилобитов *Bathyriscellus robustus* Lerm., Protolenidae (определения Л. И. Егоровой), брахиопод беззамковых *Kutorgina* sp., замковых *Nisusia kotujensis* Andr., *Matutella amgensis* Andr., двустворчатых моллюсков *Stenothecoides* sp. (определения Ю. Л. Пельмана). В верхней части свиты В. М. Рудяченком и Р. Г. Рейхардом в 1963 г. на правом берегу р. Маймеча в 10–11 км ниже устья р. Далбыха обнаружены трилобиты *Chondragraulos* cf. *granulatus* N. Tchern. (определения Н. П. Лазаренко) и брахиоподы *Kutorgina cingulata* (Bill.) (определение В. Ю. Горянского) [158].

Свита отнесена к верхней части ботомского яруса нижнего кембрия–амгинскому ярусу среднего кембрия.

Далбыхская свита (Є_{2dl}) выделена В. М. Рудяченком и Р. Г. Рейхардом в 1963 г. [370]. Стратотипический разрез установлен в долине р. Маймеча вблизи устья р. Далбыха. Свита залегает согласно на кавернозных доломитах урюнгтасской свиты. В нижней части представлена чередованием (нередко ритмичным) коричнево-серых и коричневых строматолитовых до-

ломитов со светло-зеленовато-серыми доломитами. В нижних 10–15 м имеются прослои доломитовых конгломерато-брекчий. Мощность этой части свиты составляет 80–90 м. Выше на протяжении 110–120 м наблюдается неравномерное чередование светло-коричневых глинистых доломитов с коричневато-серыми строматолитовыми доломитами. В нижних 10–15 м породы насыщены желваками серых (до темно-серых) полосчатых кремней. Мощность стратотипического разреза составляет 190–210 м [158].

В. Е. Савицким и В. М. Рудяченком было установлено, что характерными признаками свиты по всей периферии северного и западного склонов Анабаро-Оленёкской антеклизы являются четко выраженная ритмичность строения, обусловленная переслаиванием тонкоплитчатых и массивных разновидностей доломитов; широкое развитие строматолитовых доломитов; обилие желваков, включений и линзовидных прослоев кремней; повышенное количество прослоев желто-серых, темно-коричневых битуминозных доломитов [370].

На территории листа R-47 в нижнем течении р. Маймеча разрез свиты сложен толсто- и среднеплитчатыми коричневыми, темно-коричневыми битуминозными мелкозернистыми доломитами с пластовыми и столбчатыми формами строматолитов, ритмично переслаивающимися с прослоями тонко- и среднеплитчатых светло-серых, зеленовато-серых плотных окремненных мелкозернистых доломитов. По всему разрезу отмечаются многочисленные желваки, стяжения и линзовидные прослои кремней. В средней и верхней частях разреза встречаются маломощные прослои глинистых доломитов и линзовидные прослои окремненной доломитовой брекчий. В бассейне р. Амбардах и в верхнем течении р. Маймечы в разрезе увеличивается количество светлоокрашенных пород [370].

На территории листа R-47 фаунистические остатки не обнаружены. К востоку от изучаемой территории в верховьях р. Урюнг-Тас-Сулуда (бассейн р. Эричка, лист R-48) отложения нижней половины разреза далбыхской свиты фациально замещаются 100–120-метровой пачкой ритмично переслаивающихся толсто- и среднеплитчатых серых комковатых известняков с прослоями тонкоплитчатых листоватых глинистых и кремнисто-глинистых известняков с многочисленными трилобитами. По заключению В. Е. Савицкого, здесь присутствуют *Urjungaspis* sp., *Semicyclocephalus* sp., *Lioparia* sp., *Aojia punctata* Endo et Resser, *Liostracus* sp., *Proasaphiscus* sp. n., *Olenoides* sp., *Peronopsis* ex gr. *fallax* (Linnar.), позволяющие датировать вмещающие породы майским возрастом. В верхней трети пачки совместно с указанными выше трилобитами встречаются граптолиты рода *Aellograptus* и брахиоподы *Cambrotrophia* sp., *Nisusia* sp. [201, 370].

В 1964 г. при редакционно-увязочных работах В. П. Сафроновым был собран дополнительный фаунистический материал, среди которого И. А. Соловьевым были определены трилобиты *Semicyclocephalus* sp., *Lioparia* sp., *Aojia* sp., *Proasaphiscus* sp., *Kotulia anomocarioides* Kob., *Anomocaripsis? salairensis* Siv., *Paracoosia? sp.*, *Urjungaspis anabarica* Egor. et Sav., *Peronopsis* ex gr. *fallax* (Linnar.), также подтверждающие майский возраст известняковой пачки [370].

Таким образом, майский возраст далбыхской свиты на площади листа определен по положению в разрезе и подкреплён фаунистическими находками из этого интервала на соседней территории. Мощность далбыхской свиты на территории листа довольно постоянна, составляет обычно 190–220 м и лишь в верхнем течении р. Маймеча увеличивается до 250 м.

Атырдыхская свита (Є_{2-3at}) выделена В. М. Рудяченко и Р. Г. Рейхардом в 1963 г. [370]. Стратотипический разрез свиты был описан ими в районе устья р. Атырдых (левый приток р. Амбардах), по которой она и была названа [158, 224]. Согласно залегает на далбыхской свите. Подразделяется на две подсвиты. Нижняя (до 150 м) представлена светло-серыми до серых строматолитовыми доломитами. Имеются прослои оолитовых доломитов и глинистых тонкоплитчатых доломитов. В верхней подсвите (100–120 м) наблюдается чередование (нередко ритмичное) коричневато-серых и светло-серых кавернозных массивных доломитов с зеленовато-светло-серыми неравномерно глинистыми доломитами с трещинами усыхания, ходами червей и другими гиероглифами. В верхних 30–40 м встречены желваки кремней с четким оолитовым строением. Полная мощность свиты в стратотипической местности составляет 250–270 м [158].

Двучленное строение свиты четко устанавливается на всей изученной территории – как в стратотипическом разрезе р. Амбардах, так и в разрезах нижнего и верхнего течения р. Маймеча [370]. Нижняя подсвита на р. Амбардах и в нижнем течении р. Маймеча представлена монотонной толщей толсто-среднеплитчатых слабокавернозных, волнистослоистых светло-серых, светло-коричневых мелкозернистых доломитов с редкими прослоями тонкоплитчатых их разновидностей. В основании отмечаются маломощные прослои тонкоплитчатых глинистых доломитов. Мощность этой части разреза – 120–140 м.

В бассейне верхнего течения р. Маймеча вблизи ее левого притока р. Оччугуй-Амбардах (ранее – Амбардах, Мал. Амбардах, лист R-47-XXIX) в нижней подсвите наблюдается фациальное замещение отдельных доломитовых горизонтов известняками. Разрез сложен толсто-среднеплитчатыми светло-серыми, бежевыми, розоватыми, желтыми, часто кавернозными доломитами, известковистыми доломитами и доломитизированными известняками с прослоями светло-коричневых или коричневых известняков, переходящих по простиранию в доломиты. В основании разреза отмечаются маломощные прослои пестроцветных сиреневых и красных глинистых известняков среди серых и темно-серых известняков. Мощность этой части разреза – 100–120 м.

Вышележащая часть разреза (верхняя подсвита) повсеместно имеет ярко выраженное ритмичное строение. На р. Амбардах и в нижнем течении р. Маймеча разрез представлен чередованием прослоев толсто-среднеплитчатых бледно-коричневых, бледно-серых, розовых, реже коричневых мелкозернистых доломитов с маломощными прослоями тонкоплитчатых глинистых, иногда песчаных зеленовато-серых, коричневых доломитов. Отмечаются прослои строматолитовых и оолитовых, микроонколитовых доломитов. В нижнем течении р. Маймеча для нижней части разреза верхней подсвиты характерна онколитовидная отдельность в доломитах и маломощные

прослой карбонатной брекчии. Мощность этой части разреза в бассейне нижнего течения р. Маймеча составляет 130–140 м.

В бассейне верхнего течения р. Маймеча, как и в нижележащих отложениях, в этой части свиты наблюдается фациальное замещение доломитов известняками. В целом разрез верхней подсвиты атырдыжской свиты в этом районе представлен ритмично-чередующимися горизонтами толсто- и среднеплитчатых светло-серых, коричневых мелкозернистых доломитов, известковистых доломитов и известняков с прослоями тонкоплитчатых глинистых и светло-серых, зеленых, коричневых доломитов и известковистых доломитов, замещающихся также мелкоплитчатыми известняками. Мощность разреза верхней подсвиты этого района составляет 140–160 м [370].

Южнее, в бассейне р. Тукалан известняковый состав свиты сохраняется. Наиболее полно разрез вскрыт на левом склоне долины р. Тукалан, в 2,5 км выше устья р. Киенг-Юрях [286]. Здесь над светло-коричневыми и розовато-серыми массивными доломитами далбыхской свиты после задернованного интервала (20–30 м) наблюдаются выходы пород низов атырдыжской свиты, которые представлены светло-серыми, коричневато-серыми, желтовато-серыми глинистыми мелкозернистыми доломитизированными известняками, иногда с плоской мелкой (до 2 см) галькой глинистых доломитов. Встречаются отдельные пачки ракушняковых, детритовых и оолитовых известняков. Общая мощность нижней части разреза – 60 м.

Верхняя часть разреза (180–200 м) слабо обнажена, но, судя по небольшим глыбовым развалам и высыпкам щебенки в верхних частях склонов долин и на водоразделах, она представлена такими же мелкозернистыми, часто детритовыми известняками, доломитизированными известняками, редко известковистыми доломитами (в верхах разреза). Органогенные известняки присутствуют практически по всему разрезу. На водоразделе рек Тукалан и Тюэкей до 10 % разреза составляют строматолитовые известняки, особенно характерные для его средней части. Известняки имеют мелкозернистую либо разнoзернистую, а в органогенных разностях брекчированную структуры, полосчатую, сгустковую и псевдооолитовую текстуры. Верхняя существенно доломитовая часть разреза (30–40 м) представлена желтовато-серыми, желтовато-коричневыми плитчатыми, часто глинистыми доломитовыми известняками и известковистыми доломитами. Доломиты мелкозернистой, иногда неравномернозернистой, мозаичной, реже псевдооолитовой структуры, обладают полосчатой (за счет послонного обогащения гидроксидами железа), слабослоистой и слабобрекчированной текстурами. Мощность атырдыжской свиты в бассейне р. Тукалан составляет 240–260 м [286].

В долине р. Амбардах и в верховьях р. Маймеча В. М. Рудяченко, В. Е. Савицким и Р. Г. Рейхардом найдены трилобиты *Brassiccephalus* ex gr. *jakuticus* Laz., *B. planus* Laz., *Koldinia* (*Parakoldinia*) sp., *Koldinia* ex gr. *minor* Kob., *Bolaspidina insignis* N. Tchern., *Plethopeltis* ex gr. *stenorhachis* (Kob.), *Kuraspis similis* N. Tchern., *Pesaiella perfida* N. Tchern., *Faciura* sp., *Acidaspides borealis* N. Tchern., *Acidaspidina* sp., *Acidaspidella bella* Pokr., *Raashellina* sp., *Caulaspina* sp., *Idahoia* sp., Norwoodiidae gen. et sp. indet. (определения Н. П. Лазаренко), брахиоподы *Billingsella coloradoensis* (Shum.), *Eoorthis*

aff. winfieldensis (Walc.), *Lingulella* sp., *Paterina* sp., *Schizambon aff. australis* Ulrich et Cooper, *Iphidella* sp. (определения В. Ю. Горянского) [370].

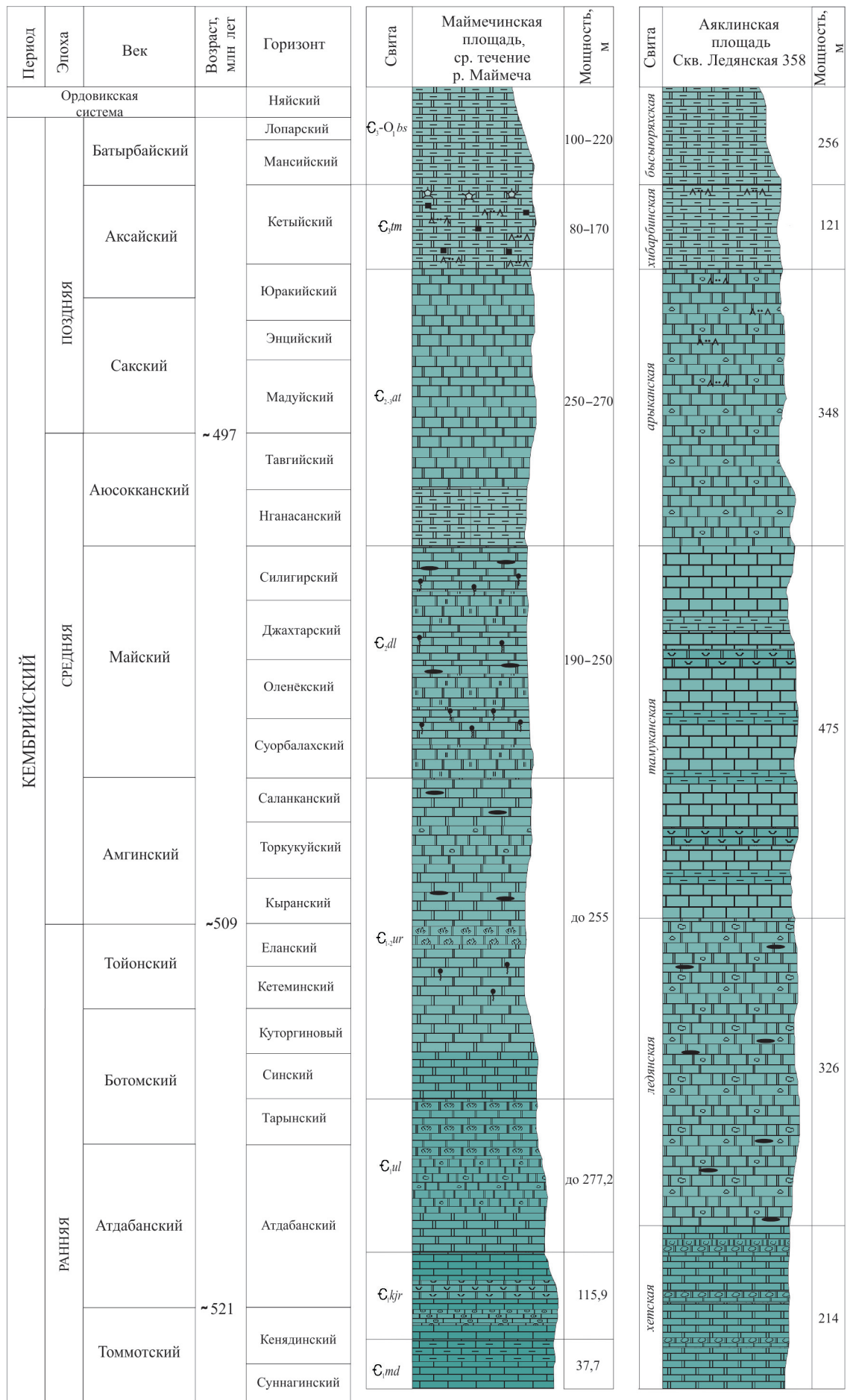
На основании палеонтологических находок возраст атырдыхской свиты определен как средне-позднекембрийский в объеме аюсокканского, сакского и низов аксайского ярусов. Мощность свиты составляет 240–280 м.

Томпокская свита (ϵ_3tm) выделена в 1956 г. А. И. Ивановым и Г. В. Милашевой. Стратотип находится в устье р. Томпоко (левый приток р. Медвежья, лист R-48-VII), по которой она и получила свое название [97, 224]. Согласно залегает на отложениях атырдыхской свиты. Сложена зелеными, серыми, желтовато-серыми преимущественно тонкоплитчатыми глинистыми доломитами (до мергелей) с подчиненным количеством прослоев средне- и толстоплитчатых доломитов, оолитовых и строматолитовых доломитов [370]. Мощность в стратотипе – около 100 м.

На территории листа R-47 породы томпокской свиты без видимого прерыва залегают на отложениях атырдыхской свиты верхнего кембрия. Состав и характер разреза свиты сходен со стратотипическим. Повсеместно преобладают тонкоплитчатые глинистые зелено- и сероцветные доломиты. Отдельные прослои плитчатых доломитов окрашены в бледные вишневые и лиловые цвета. Встречаются прослои строматолитовых доломитов мощностью до 2–3 м, реже – микрофитолитовых доломитов. На плоскостях напластования отмечаются знаки ряби, следы течений, фукоиды и глиптоморфозы галита. Присутствуют прослои и линзы внутриформационных мелкогалечных доломитовых конгломератов, в нижней части разреза – линзы розового и светлосерого гипса и голубого целестина, конкреции пирита и кремнистые стяжения [141, 213, 286, 370].

Надежных фаунистических данных для установления возраста свиты в пределах рассматриваемого района не имеется. Известные из этих отложений находки остатков граптолитов *Dendrograptus* sp. и брахиопод *Obolus* sp. определяют возраст вмещающих пород в широких пределах: от позднего кембрия до ордовика. По положению в разрезе отнесена к аксайскому ярусу верхнего кембрия. Мощность свиты на большей части территории составляет 80–120 м, к югу (в бассейне р. Тукалан) возрастает до 170 м [286, 370].

Непосредственно за западной границей территории листа R-47 непрерывный разрез кембрийских отложений вскрыт на Ледянской площади параметрической скв. Л-358, пробуренной в 1990–1991 гг. на правом берегу р. Хета в 18 км от слияния рек Аян и Аякли. В 1996 г. на основе литологических, палеонтологических и геофизических материалов Т. А. Дивиной с соавторами [72] была предложена схема расчленения этого разреза: выделены (снизу вверх) хетская, ледянская, тамуканская, арыканская и хибарбинская свиты (рис. 2). Они вошли в Легенду Маймеча-Котуйской серии листов ГК/200 и в практику геологосъемочных работ в ранге толщ [75, 373]. В обобщающей работе по кембрию Сибирской платформы [226] и в современной региональной стратиграфической схеме, утвержденной бюро МСК в 2015 г. [185], уточнена датировка выделенных Т. А. Дивиной с соавторами подразделений, все они рассматриваются как свиты, а их разрезы по скв. Л-358 закреплены в качестве стратотипических.



Условные обозначения:

известняки	доломиты глинистые	водорослевые	оолитовые	трещины усыхания
мергели	доломиты окремненные	раковинная фауна без разделения на группы	стяжения кремня	гипс, ангидрит
доломиты	кавернозные	микрофитоликовые	пирит	битум

Рис. 2. Схема корреляции кембрийских отложений.

Хетская свита названа по р. Хета. Стратотип установлен в интервале 3050–3264 м. Согласно залегает на тамакской свите венда–кембрия и перекрывается ледянской свитой нижнего кембрия.

Свита сложена серыми и темно-серыми неяснослоистыми пористо-кавернозными доломитами замещения с реликтами органогенных структур, более обильными в верхней части толщи. Местами отмечены комковатые текстуры. В пустотах, по трещинам, в виде гнезд присутствует ангидрит. Характерны многочисленные стилолитовые швы с примазками глинисто-битуминозного материала, включения пирита; ощущается запах сероводорода. На глубине 3204,2 м найдены моллюски *Barskovia hemisymmetrica* Gol., *B. sinistrivolubilis* (Miss.), *Igorella* sp., *Philoxenella* sp., *Securiconus simus* Zhang., *Anabarella plana* Vost., хиолиты *Spinulitheca billingsi* (Sys.), ангустиокреиды *Kugdatheca voluta* Miss., *Cambrotubulus decurvatus* Miss., *C. conicus* Miss, *Angustiochrea lata* Val. et Sys.

Свита отнесена к томмотскому ярусу и низам атдабанского яруса нижнего кембрия. Мощность свиты составляет 214 м.

Ледянская свита названа по Ледянскому своду. Стратотип установлен в интервале 2724–3050 м. Согласно залегает на хетской свите и перекрывается тамуканской свитой среднего кембрия.

Свита сложена очень характерными желтовато-белыми порово-кавернозными, местами сахаровидными доломитами замещения с теньевыми реликтами водорослевых, иногда мшанкоподобных структур. Изредка в нижней половине отмечаются реликты обломочных карбонатов. Характерны стяжения кремней и замещение ими доломитов, стилолитизация контактов, наличие кристаллов ангидрита в порах выщелачивания. На глубине 2745,8 м определены скелетные остатки губок *Cjulanciella* sp. По положению в разрезе отнесена к верхней части атдабанского яруса, ботомскому и тойонскому ярусам и ее кровля условно соотнесена с границей нижнего и среднего кембрия. Мощность свиты составляет 326 м.

Тамуканская свита названа по р. Тамукан (Тэмукан), правому притоку р. Хета. Стратотип установлен в интервале 2724–2249 м. Согласно подстилается ледянской свитой, перекрывается арыканской свитой.

Свита сложена органогенно-детритовыми тонкокristаллическими известняками в разной степени доломитовыми, прослоями глинистыми до мергелей, редко – алевритистыми. Нижняя часть свиты окрашена в серые и темно-серые цвета, средняя – пестроцветная с преобладанием красных тонов, верхняя – серо-зеленоцветная. Характерна избирательная (пятнистая) доломитизация по органическим остаткам и вдоль трещин. Максимальное количество доломитов отмечено в верхней части свиты. В породах тамуканской свиты определены разнообразные органические остатки: трилобиты *Chondranomocare bidjensis irbinica* Rep., *Kounamkites* sp., *Peronopsis* sp. (определение Ю. Я. Шабанова), *Pseudanomocarina plana* N. Tchern., *Corynexochus tersus* Laz., *Acadagnostus fallax* (Linnar.), *Strictaspis leve* Laz. et Sal, *Stella* sp., *Vega plana* Polet., *Buitella buitensis* Laz., *Popigaia popigaica* Egor., *Kontrastina samodiica* Ros., *Sacha alata* Egor., *S. perexigua* Ros., *Koldiniella convexa* Laz., *Tchuostachia* cf. *convexa* Khram. и др.; брахиоподы *Stilpnotreta* sp., *Prototreta* sp., *Acrothele* sp., *Clivosolingula* sp.; губки *Sardospongia* cf. *triradiata* Most.,

S. triplexa Most., *Probetractina polymorpha* Reif, *Dodecaactinella furcata* (Most.), *D. oncera* (Reif); ханцеллорииды *Archiasterella pentactina* Sdzuy, *Chancelloria* cf. *maroccana* Sdzuy; конодонты *Hertzina* sp. Свита отнесена к среднему кембрию в объеме амгинского и майского ярусов, граница между которыми с учетом материалов каротажа условно проведена на глубине 2605 м. Мощность свиты составляет 475 м.

Арыканская свита названа по р. Арыкан, правому притоку р. Хета. Стратотип установлен в интервале 2249–1901 м. Согласно залегает на тамуканской свите и перекрывается хибарбинской свитой.

Свита сложена светлоокрашенными серыми и буровато-серыми доломитами с прослоями (до 60 см мощностью) и гнездами ангидритов белого и светло-серого цветов. В разрезе преобладают тонко- и мелкокристаллические массивные доломиты замещения с реликтовой сгустково-водорослевой структурой, чередующиеся с глинисто-алевритистыми тонкослоистыми доломитами. Встречаются оолитовые, микрофитолитовые, в нижней части – строматолитовые разности. Отмечены внутриформационные окатанные обломки слоистых глинистых доломитов, стилолитовые швы, изредка прослой мелкопористых доломитов. Ангидриты массивные неравномернозернистые. Поры часто залечены аутигенными кристаллами ангидрита, доломита, редко кальцита; по доломиту развиваются агрегаты микрокристаллического кварца. На глубине 2122 м в отложениях толщи обнаружены конодонты *Phakelodus tenuis* (Müll.) и губки *Hyalostelia clinopentactinoides* Butl. Свита отнесена к аюсокканскому ярусу среднего кембрия, сакскому–низам аксайского яруса верхнего кембрия. Предполагается, что арыканская свита является стратиграфическим аналогом атырдахской свиты (рис. 2). Мощность свиты составляет 348 м.

Хибарбинская свита названа по р. Хибарба (левый приток р. Аякли). Стратотип установлен в интервале 1901–1780 м. Залегает согласно на арыканской свите и перекрывается верхнекембрийско-раннеордовикской бысыряхской свитой.

Хибарбинская свита представлена плитчатыми серыми и пестроцветными тонкопереслаивающимися доломитами микро-, тонко- и мелкозернистыми, глинистыми и алевритовыми их разностями, аргиллитами доломитовыми алевритистыми, ангидритами. Последние образуют прослой мощностью до 40 см, гнезда заполняют поры, участками замещают кристаллы доломита. Глинисто-алевритовый материал равномерно рассеян между зернами доломита, иногда образует линзовидные скопления. Вокруг обломочных зерен кварца и полевых шпатов отмечены регенерационные каемки, встречаются внутриформационные обломки доломитов и мергелей доломитовых, подводно-оползневые текстуры. Свита палеонтологически не охарактеризована. По положению в разрезе, вещественному составу и геофизическим данным хибарбинская свита параллелизуется с томпокской свитой, отнесена к верхней части аксайского яруса верхнего кембрия. Мощность свиты составляет 121 м.

ВЕРХНИЙ КЕМБРИЙ И НИЖНИЙ ОРДОВИК НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Нерасчлененные верхнекембрийско-нижнеордовикские отложения представлены двумя свитами, относящимися к разным структурно-формацион-

ным зонам. В Маймечинской СФЗ, занимающей значительную площадь, развита пестроцветная мергельно-доломитовая сульфатоносная бысынярская свита, а в Мойеронской СФЗ, лишь небольшая часть которой попадает на территорию листа в его юго-восточной части, условно закартирована мергельно-карбонатная ирбуклинская свита.

Бысынярская свита ($\text{Є}_3\text{-O}_1\text{bs}$) выделена Н. П. Головановым в 1960 г. [47, 223] в среднем течении р. Маймеча и названа по ее правому притоку – р. Бысы-Юрях (лист R-47-XVIII), вблизи которого наблюдались основные ее разрезы, послойно описанные [382] и рассматриваемые как стратотипические [173]. Отмечалась Н. П. Головановым также восточнее, в бассейне р. Бысы-Юрях и в верховьях рек Лев. Кындын и Халтай-Пастах, и западнее, в верхнем течении рек Лев. Атырдах и Хэрки. Залегает согласно на томпокской свите верхнего кембрия, граница с которой проводится по кровле 15-метровой пачки светло-зеленых глинистых доломитов, венчающих ее разрез. Свита сложена вишнево-красными, сиренево-серыми, реже зеленовато-серыми глинисто-алевритистыми доломитами и мергелями. Содержит линзы внутриформационных конгломератов и прослои пестроокрашенных известняков. В нижней части разреза присутствуют линзы кремнистых пород, в верхней – прослои темно-серых известняков, линзы и прослои розовых гипсов, кремней и конкреции пирита. Перекрывается согласно доломитами устькуранахской свиты ордовика. Мощность бысынярской свиты в стратотипической местности составляет 100–125 м [47, 213].

В целом на территории листа бысынярская свита закартирована в виде извилистой полосы шириной от 2 до 30–40 км, протягивающейся по периферии западного склона Анабаро-Оленёкской антеклизы и окаймляющей отложения кембрия. Наиболее полно отложения свиты изучены в северной части полосы, где в 1980-х годах проводились поисково-съёмочные работы масштаба 1 : 50 000 и где данные по естественным выходам дополнены материалами колонкового бурения [306, 349].

Пестроцветные отложения свиты залегают на зеленовато-серых доломитах томпокской свиты кембрия без видимого несогласия. Отмечается однако ряд фактов, которые могут свидетельствовать о локальных размывах на отдельных участках дна бассейна осадконакопления [306]: невыдержанность мощности верхней пачки томпокской свиты, увеличение доли терригенной составляющей в породах бысынярской свиты, наличие в ней пород с текстурой взмучивания и прослоев конгломератов. Последние рассматриваются как внутриформационные, т. к. имеют ограниченное распространение и малую мощность, состоят из не несущих следов выветривания мелких плоских галек местных пород. Отложения бысынярской свиты почти повсеместно согласно перекрываются доломитами устькуранахской свиты ордовика и лишь в крайней северо-восточной части полосы выхода – залегающими с размывом известняками лландовери.

Преимущественно мергельно-доломитовый состав свиты сохраняется на всей территории, однако ей присуща заметная фациальная изменчивость, проявленная даже на сближенных участках [306] в невыдержанности по площади прослоев внутриформационных конгломератов, строматолитовых и онколитовых доломитов, доломитов с кремнями, массивных доломитов. Для

отложений свиты характерно наличие тонкой косо́й слоистости, знаков ряби, трещин усыхания, отпечатков кристаллов каменной соли и редких конкреций пирита [18, 231]. В целом роль пестроцветных пород в южной части полосы сокращается, преобладают сероцветные или желтоватые доломиты [108, 235]. В этом же направлении уменьшается загипсованность пород. Максимальная мощность свиты (около 220 м) в пределах полосы ее выхода на дневную поверхность зафиксирована в наиболее западных районах [108, 141].

За пределами полосы выхода на дневную поверхность бысыоряхская свита вскрыта скв. Л-358, пробуренной на р. Хета (Ледянская площадь) непосредственно за западной рамкой листа R-47, в интервале глубин 1780–1524 м (мощность 256 м). Граница с подстилающей хибарбинской свитой кембрия (параллелизующейся с томпокской свитой Маймечинской СФЗ) проведена условно в связи с близостью их вещественного состава и малым отбором кернa в этом интервале [72]. Отложения бысыоряхской свиты представлены чередованием доломитов от светлых, почти белых, до серых и коричневых, в различной степени глинистых, доломитовых мергелей коричнево- и сероцветных, прослоями красно- и зеленоцветных, и аргиллитов с примесью алевритовых зерен. Отмечается уменьшение глинистой составляющей вверх по разрезу. Характерны текстуры биотурбации. В отдельных интервалах присутствует ангидрит, реже гипс, которые образуют линзовидные прослои, гнездовидные скопления либо заполняют трещины [173, 227]. Легенду Норильской серии листов ГКК-1000 необходимо дополнить, указав на распространение бысыоряхской свиты не только на Маймечинско-Амбардахской, но и на Ледянской стратиграфической площади.

Палеонтологические находки в бысыоряхской свите крайне редки. На территории листа R-47-XXVIII, где отложения свиты вскрываются в долине р. Маймеча и в низовьях р. Чигиды, в нижней части разреза встречены остатки гастропод *Pararaphistoma* sp. и брахиопод *Angarella* sp., а примерно в 50 м выше по разрезу – брахиопод *Finkelburgia* sp., а также колпачковых гастропод *Archinacella* sp. и *Palaeacmaea* aff. *humilis* Ulr. et Scof. [108]. На Хининдинской площади, где проводились поисково-съёмочные работы масштаба 1 : 50 000, при изучении разрезов свиты по рекам Хиннангна (Хининда) и Маймеча (листы R-47-59-А,Б, R-47-60-А,Б, R-48-37-В) были обнаружены остатки моноплакофор *Moyerokania miagkovaе* S. Ros., *Moyerokania* sp., гастропод *Pararaphistoma* sp. и брахиопод плохой сохранности [349]. По данным В. В. Ермолова, в верховьях р. Дяргалах (Джаргалах) в развалах пестроцветных отложений, вероятно, принадлежащих к бысыоряхской свите, встречена гастропода *Ophileta* cf. *levata* Vanux. [370].

Возраст бысыоряхской свиты на всех картах масштабов 1 : 200 000 и 1 : 1 000 000 предыдущего поколения, а также в подавляющем большинстве специальных работ рассматривался как раннеордовикский [47, 52, 173 и др.] и лишь в единичных – как позднекембрийский [18, 223] или позднекембрийско–раннеордовикский [231]. На унифицированной схеме, опубликованной в 1983 г. [194], объём свиты отвечал мансийскому, лопарскому, ныйскому и угорскому горизонтам нижнего ордовика, а в монографии «Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири» [227] – мансийскому, лопарскому и ныйскому. Согласно региональным стратиграфическим схемам ордовикских и

кембрийских отложений Сибирской платформы, утвержденным бюро МСК в качестве унифицированных в 2013 и 2015 гг. соответственно [102, 184, 185], два базальных горизонта ордовика – мансийский и лопарский – перемещены в терминальную часть кембрия, в связи с чем возраст бысырюхской свиты рассматривается как позднекембрийско-раннеордовикский (в объеме мансийского, лопарского и нийского горизонтов).

Мощность свиты на территории листа составляет 100–220 м.

Ирбуклинская свита ($\text{Є}_3\text{-O}_1\text{ir}$) выделена А. А. Высоцким и Ю. И. Тесаковым в 1975 г. [224, 231] и названа по р. Ирбукли (правый приток р. Мойеро). В основу ими были положены опубликованные в 1963 г. материалы Е. И. Мягковой, О. И. Никифоровой, А. А. Высоцкого и А. Б. Ивановского, послыбно описавших данный интервал разреза под названием устькутского яруса [167]. Стратотип составлен по серии обнажений в среднем течении р. Мойеро (лист Q-47-III). Наиболее низкие горизонты обнажаются примерно в 6 км выше устья р. Делингнэ (0,4 км выше устья р. Ирэкэтэчи); вверх по течению р. Мойеро разрез постепенно надстраивается, и приблизительно в 6 км ниже устья р. Бугарикта (верхняя) наблюдается контакт с вышележащей кочаканской свитой.

Непосредственный контакт ирбуклинской свиты с подстилающими отложениями в стратотипе не наблюдался. Граница установлена условно между кровлей верхнекембрийских немых пестроцветных равноплитчатых доломитов и мергелей с линзами и пропластками сахаровидного гипса толщиной до 1,5 м и основанием толщи сероцветных фаунистически охарактеризованных карбонатных пород.

В стратотипе свита представлена преимущественно светло- и темно-серыми оолитовыми, строматолитовыми, сферолитовыми и неравномерно-зернистыми, иногда глинистыми толсто- и тонкоплитчатыми известняками, нередко доломитизированными. В нижней части толщи встречаются прослои и линзы карбонатных аутигенных брекчий толщиной от 2 до 15 см. В средней части наблюдаются пласты светлых пепельно-серых тонкослоистых плитчатых доломитов, а также два пласта гипсо-доломитов, нижний из которых (толщиной 2 м) имеет красно- и зелено-бурую окраску, а верхний (6 м) – светло-серую. Для верхней части свиты характерны 1–1,5-метровые пачки тонкослоистых мергелей, на поверхностях наложения которых довольно часто присутствуют глиптоморфозы кристаллов каменной соли; в кровле свиты мергели содержат значительную примесь кварцевого алевритового материала. Общая мощность свиты в стратотипическом разрезе составляет 60–70 м [167, 231].

Органические остатки в отложениях свиты немногочисленны. В стратотипическом разрезе обнаружены остатки брахиопод *Finkelburgia bellatula* Ulr. et Coop., *Apheorthis* cf. *melita* (Hall et Whit.), трилобитов *Pseudoacrocephalites?* sp., наутилоидей *Ellesmeroceras elongatum* Kob. Кроме того, в слоях, переходных к вышележащей кочаканской свите, встречены брахиоподы *Finkelburgia tchunica* Yadr., *Rhyselasma mojeroense* Yadr., конодонты *Oneotodus variabilis* Lind., *Gliptokonus quadraplicatus* (Br. et M.), гастроподы *Hormotoma* aff. *artemis* (Bill.), *Ophileta* sp. и *Pararaphistoma* sp. [167, 227, 231].

В региональной стратиграфической схеме ордовикских отложений Сибирской платформы, опубликованной в 1983 г. [194], объем свиты отвечал мансийскому, лопарскому и ныйскому горизонтам нижнего ордовика; самые верхние слои были условно отнесены к угорскому горизонту. Принадлежность верхов ирбуклинской свиты к основанию угорского горизонта показана на схеме ордовика, утвержденной бюро МСК в качестве унифицированной в 2013 г. [102, 184]. Мансийский и лопарский горизонты в этой схеме перемещены в верхнюю часть кембрия, в связи с чем возраст ирбуклинской свиты рассматривается как позднекембрийско-раннеордовикский.

В целом в Мойеронской СФЗ отложения ирбуклинской свиты слагают полосу северо-западного простирания шириной 20–40 км, которая проходит севернее оз. Ессей, а далее через водораздельные вершины рек Котуй и Мойеро (лист R-48-XXXI,XXXII) протягивается к верховьям р. Оленёк (лист Q-47-III,IV). За пределами долины р. Мойеро отложения ирбуклинской свиты обнажены весьма слабо и обычно прослеживаются в высыпках и небольших развалах, причем наиболее полно – на водораздельных вершинах рек Прав. Арга-Сала и Лев. Моленокан.

Наиболее полные сведения о строении ирбуклинской свиты на всей площади ее развития были собраны при проведении ГГС-200 В. Г. Черенковым, С. С. Кичкиной и др. [404], закартировавшими ее под названием устькутского яруса. По их данным, свита повсеместно сложена чередующимися 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. Толща имеет цикличное строение, обусловленное чередованием нормально-морских отложений с лагунными, нередко гипсоносными; мощность циклитов колеблется от долей метра до десятков метров.

На стратотипической площади во врезе р. Мойеро при ГГС-200 были изучены обнажения на том же участке реки, что и Е. И. Мягковой с соавторами, однако сопоставления обнажений были проведены по-разному: если последние считали, что по берегам реки многократно повторяются одни и те же интервалы разреза, а суммарная мощность составляет 60–70 м [167], то, по мнению В. Г. Черенкова, С. С. Кичкиной и др., отдельные обнажения в большей мере надстраивают друг друга, а мощность в стратотипе с учетом перерывов в обнаженности достигает 230–250 м.

Отсутствующие в стратотипе низы разреза ирбуклинской свиты и контакт ее с подстилающими отложениями описаны С. С. Кичкиной по материалам Б. И. Рыбакова и др., полученным в 1956 г. в среднем течении р. Прав. Арга-Сала, где на красноцветных алевритовых мергелях и аргиллитах верхнего кембрия залегает 13-метровая пачка серых водорослевых, оолитовых и глинистых известняков с прослоями внутриформационных известняковых конгломератов. Таким образом полная мощность ирбуклинской свиты оценивается в 240–265 м.

На водоразделе рек Прав. Арга-Сала и Лев. Моленокан в северной части возвышенности Букочан, где повторы отдельных частей разреза маловероят-

ны, неполная мощность ирбуклинской свиты превышает 170 м. Цикличное строение разреза на этой территории сохраняется, однако резко увеличивает количество и мощность прослоев плоскогалечных конгломератов и доломитов, а роль водорослевых известняков снижается, уменьшается загипсованность в регрессивных частях циклитов, появляются отдельные зерна глауконита.

На территории листа R-47 отложения ирбуклинской свиты, по всей видимости, скрыты под ледниковыми, флювиогляциальными и озерно-ледниковыми четвертичными образованиями. Свита закартирована условно на небольшом участке Мойеронской СФЗ севернее р. Сигмоян, исходя из геометрии ее распространения на территории соседнего листа R-48-XXXI-XXXII, где ближайший выход свиты зафиксирован в 3 км к востоку от рамки листа R-47-XXXVI, а полоса выхода имеет северо-западное направление [404]. Позднекембрийско-раннеордовикский возраст в объеме мансийского, лопарского, ныйского горизонтов и низов угорского принят в соответствии с региональной стратиграфической схемой [102]. Предполагаемая мощность свиты – более 60 м.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Ордовикская система представлена отложениями нижнего и среднего отделов. В значительной по площади Маймечинской СФЗ выделены нижне-среднеордовикская сероцветная доломитовая устькурунахская свита и среднеордовикская кунтыкахинская свита, сложенная преимущественно песчаниками. В Мойеронской СФЗ, лишь небольшая доля которой попадает на территорию листа в его юго-восточной части, закартирована нижне-среднеордовикская пестроцветная алевролитомергельно-карбонатная кочаканская свита. Завершается разрез ордовика на площади листа пестроцветной аргиллитово-мергельно-известняковой мойеронской свитой, развитой в обеих структурно-формационных зонах.

Устькурунахская свита (O_{1-2uk}) выделена Н. П. Головановым в 1960 г. [47, 224] в среднем течении р. Маймеча и названа по ее правому притоку – р. Куранах (лист R-47-XVIII), в районе устья которого наблюдались основные ее разрезы, послойно описанные [382] и рассматриваемые как стратотипические [173]. Прослежена Н. П. Головановым в долинах рек Маймеча, Бысы-Юрях, Сетте (Седете), около оз. Бысы-Кюель, в верховьях р. Халтай-Пастах, а также на более западном участке, в верхнем течении рек Лев. Атырдах и Хэрки. Залегают согласно на нижнекембрийско-верхнеордовикской бысьюряхской свите, граница с которой проводится по подошве массивных светло-серых водорослевых доломитов. Свита сложена серыми с зеленоватым и желтоватым оттенками часто глинистыми, реже песчанистыми плитчатыми доломитами с очень редкими прослоями вишнево-красных разновидностей, линзами конгломератов, песчаников, кремнистых пород и мергелей. В низах разреза присутствуют массивные светло-серые сливные доломиты, иногда с крупными водорослевыми стяжениями. В верхней части отмечаются водорослевые доломиты с конкрециями пирита и лимонита [47, 213]. В стра-

тотипической местности перекрывается со стратиграфическим несогласием отложениями лландовери. Мощность устькуранахской свиты увеличивается с востока на запад и достигает 175 м.

В целом на территории листа устькуранахская свита закартирована в виде дугообразной извилистой полосы шириной от 1–2 до 10–20 км, окаймляющей в Маймечинской СФЗ отложения верхнекембрийско-нижнеордовикской бысыюряхской свиты, а также в виде небольших (менее 10 км в поперечнике) пятен на фоне развития последней. Наиболее детально отложения свиты изучены в северной части полосы, где в 1980-е годы проводились поисково-съёмочные работы масштаба 1 : 50 000 и где данные по естественным выходам дополнены материалами колонкового бурения [306, 349, 350]. Залегаёт согласно на пестроцветных отложениях бысыюряхской свиты. Перекрывается на большей части территории без видимого несогласия песчаниками кунтыкахинской свиты среднего ордовика, а в северо-восточной (севернее водораздела рек Орачи и Лев. Атырдах) и крайней юго-восточной частях полосы выхода – залегающими с размывом силурийскими отложениями.

Состав свиты на всей площади выхода близок к таковому на стратотипической площади. Преобладают доломиты в различной степени глинистые, реже песчаные, иногда известковистые, плитчатые либо массивные. Окраска их преимущественно серая, светло-серая, зеленовато-серая, изредка красноватая и пестрая. Встречаются прослой строматолитовых, микрофитолитовых и оолитовых доломитов. Мергели, известняки, линзовидные прослой песчаников и внутрiformационных конгломератов играют подчиненную роль. Часто отмечаются прослой и линзы кремней. На плоскостях напластования наблюдаются трещины усыхания, следы илоедов, глиптоморфозы кристаллов каменной соли, знаки волновой ряби, следы подводных оползней [18, 231, 370]. Сульфатоносность проявлена незначительно, лишь на отдельных площадях присутствуют гипсоносные мергели и встречаются послойные и секущие прожилки белого гипса толщиной около 2 см, а также линзы и бесформенные выделения розового гипса размером до 4 см, приуроченные в основном к верхней части нижней трети разреза свиты. Иногда встречаются кристаллы целестина размером от 0,1 до 1,0 мм в поперечнике [141, 350].

Для отложений свиты, особенно для ее верхней части, характерна значительная фаціальная изменчивость, выражающаяся в резком колебании мощностей литологически сходных пачек на соседних участках или в замещении одних разновидностей пород другими даже на небольших расстояниях [306]. В целом на территории листа изменчивость состава свиты проявлена в возрастании роли пестроцветных пород в южной половине полосы ее выхода [108, 141, 235], а также в некотором увеличении количества глинистого и песчаного материала в направлении выклинивания свиты в северо-восточной части полосы [349].

За пределами полосы выхода на дневную поверхность устькуранахская свита пройдена скв. Л-358, пробуренной на р. Хета (Ледянская площадь) непосредственно за западной рамкой листа R-47, в интервале глубин 1524–1325 м (мощность 199 м). Керна из этого интервала отобран не был, но изучение разреза по каротажу и шламу позволяют предположить, что свита сложена сероцветными доломитами с различной степенью глинистости и сульфат-

тоносности [173, 227]. Легенду Норильской серии листов ГГК-1000 необходимо дополнить, указав на распространение устькуранахской свиты не только на Маймечинско-Амбардахской, но и на Ледянской стратиграфической площади.

Палеонтологические находки в устькуранахской свите довольно редки. Б. И. Бгатовым и С. А. Кашенко были обнаружены остатки брахиопод *Finkelburgia bellatula* Ulr. et Coop. (определения А. Т. Ядренкиной) [18]. Из их же коллекции В. А. Востоковой были определены гастроподы *Pararaphistoma* ex gr. *aequilaterum* Koken (= *Raphistoma* ex gr. *aequilaterum* Koken?, *Pararaphistoma* ex gr. *qualteriatum* (Schloth.)), а В. М. Рудяченком и Р. Г. Рейхардом в базальных слоях свиты были найдены остатки гастропод рода *Megalophala* [173, 227, 370]. Кроме того, при геологосъемочных работах масштабов 1 : 200 000 и 1 : 50 000 были собраны остатки брахиопод *Angarella lopatini* Asat., *Tetralobula* sp., гастропод *Hormotoma* sp., колпачковых гастропод *Archinacella* sp. и *Palaeacmaea* aff. *humilis* Ulr. et Scof., моноплакофор *Moyerokania miagkovae* S. Ros., *Moyerokania* sp., *Romaniella* sp., наутилоидей *Protocycloceras* sp. [108, 141, 349], а также конодонты *Scolopodus quadraplicatus* Br. et Mehl (= *Glyptoconus quadraplicatus* (Br. et Mehl)?), *Drepanodus* sp., *Oneotodus* sp. [173, 350].

Устькуранахская свита условно относится к угорскому и кимайскому горизонтам региональной шкалы [173, 227] и, таким образом, в соответствии с региональной стратиграфической схемой ордовикских отложений Сибирской платформы [102] возраст ее рассматривается как ранне-среднеордовикский. Мощность свиты меняется в широких пределах – от 90–100 м в бассейне р. Тукалан [286] до 190–230 м в бассейне р. Амбардах [141].

Кунтыкахинская свита (*O₂kn*) выделена Н. С. Маличем и Е. В. Тугановой в 1975 г. [224, 231] в бассейнах р. Амбардах и верхнего течения р. Маймеча. Ими было изучено два опорных разреза, один из которых расположен на р. Амбардах, а другой – на р. Кунтыкахы (левый приток р. Маймеча), по которой свита и получила свое название. В некоторых работах эти разрезы рассматриваются как стратотипические [173]. В обоих разрезах свита сложена белыми, светло-серыми, кремово-желтыми и розоватыми мелко- и среднезернистыми кварцевыми песчаниками. Залегает согласно на карбонатных породах устькуранахской свиты. В бассейне р. Кунтыкахы перекрывается мойеронской свитой среднего ордовика, мощность составляет около 50 м. К северу мойеронская свита выклинивается, и в разрезе на р. Амбардах кунтыкахинская свита перекрывается залегающими со значительным перерывом лландоверийскими отложениями, а мощность ее сокращается до 35 м.

В целом на территории листа кунтыкахинская свита закартирована в виде узкой (1–2 км) извилистой полосы, протягивающейся от междуречья Орачи–Лев. Атырдых на севере до района оз. Сумна на юге и окаймляющей в Маймечинской СФЗ отложения устькуранахской свиты. Повсеместно она представлена серыми, светло-серыми, буровато-серыми, изредка красноватыми или пятнистыми массивными либо плитчатыми почти мономинеральными мелко- и среднезернистыми кварцевыми песчаниками. Зерна кварца обычно окатанные или угловато-окатанные, цемент песчаников карбонатный,

глинистый или кремнистый. На большей части территории толща имеет монотонный характер и лишь на площади листа R-47-XXIX в верховьях р. Чомугурдах намечается ее деление на две части: в нижних 10 м разреза наблюдается чередование плитчатых косо- и горизонтальнослоистых песчаников (толщина пачек до 0,2 и до 0,5 м соответственно), а вышележащая часть разреза (25 м) представлена массивными неслоистыми песчаниками со знаками волноприбойной ряби на плоскостях напластования [286]. На водоразделе рек Маймеча и Сыанганах (лист R-47-XXVIII), где разрез изучался лишь по высыпкам и развалам глыб, в нижней части свиты отмечены крупнозернистые кавернозные песчаники и редкие линзовидные прослои кварцевых гравелитов толщиной не менее 0,5–0,7 м [108, 285]. Палеонтологические остатки в отложениях кунтыкахинской свиты в естественных выходах не обнаружены.

В южной части полосы выхода песчаники кунтыкахинской свиты перекрываются отложениями мойеронской свиты среднего ордовика, а в северной (севернее горы Конус) – залегающими с большим перерывом отложениями лландовери. Мощность свиты возрастает от 20 м на хр. Сумна-Джангы на юге до 70 м на границе листов R-47-XXII и R-47-XXVIII в районе среднего течения р. Агланкан (левый приток р. Маймеча) и вновь уменьшается к северу вплоть до полного выклинивания [240, 286, 357].

За пределами полосы выхода на дневную поверхность кунтыкахинская свита вскрыта скважинами на Ледянской площади, где ее состав и мощность существенно меняются.

Наибольшее сходство с разрезами стратотипической местности отмечается в скв. Л-2, пробуренной на территории листа R-47-XIX в низовьях р. Хибарба [73]. К кунтыкахинской свите отнесен интервал от забоя скважины (1009,0 м) до глубины 902,1 м [397] или 903,5 м [173]. Таким образом, неполная мощность свиты составляет около 106 м. Свита сложена сероцветными, пестроцветными, иногда бурыми кварцевыми песчаниками и алевропесчаниками, алевролитами, глинистыми доломитами, алевритистыми домеритами, алевропелитами. Часто наблюдается косая, волнистая или горизонтальная слоистость; отмечаются брекчии взмучивания и ходы илоедов. Присутствуют включения и прослои сульфатов, приуроченные преимущественно к нижней половине разреза. Наиболее типичный для кунтыкахинской свиты облик имеет средняя часть разреза (~50 м), сложенная песчаниками и алевропесчаниками. В нижней части песчаники слагают отдельные прослои среди преобладающих доломитов. Верхняя часть разреза представляет собой частое переслаивание преобладающих алевропелитов и доломитов с подчиненными прослоями песчаников и единичными тонкими (до 1 см) пропластками известняков. В интервале 902–930 м наблюдалось выделение капельно-жидкой черной нефти из мелких пор и трещин в мелкозернистых песчаниках. Из палеонтологических остатков в скв. Л-2 обнаружены лишь брахиоподы рода *Lingulella*, известного, по заключению А. Г. Ядренкиной, от кембрия до среднего ордовика [397].

В скважинах, пробуренных на Ледянской площади непосредственно за западной рамкой листа R-47 на р. Хета (скв. Л-358) и у слияния рек Аян и Аякли (скв. Л-3), состав отложений меняется еще более существенно, резко воз-

растает роль глинистых пород и сокращается количество песчаников. В скв. Л-358, вскрывшей и нижележащий разрез, кунтыкахинская свита пройдена с малым отбором керна и зафиксирована по каротажу в интервале 1325–1145 м. Представлена бурыми, буровато-серыми, зелеными переслаивающимися аргиллитами, мергелями, алевролитами, доломитами и известняками; на глубине 1316,1 м встречен 10-сантиметровый прослой ангидрита [227]. Большую часть этого интервала (около 135 м) занимает силл долеритов [173], что не дает возможности достоверно определить мощность свиты в этом разрезе. В скв. Л-3 к кунтыкахинской свите отнесен интервал от забоя скважины (1000,0 м) до глубины 918,8 м [227, 397]. Таким образом неполная мощность свиты составляет 81,2 м. В разрезе свиты преобладают пестроцветные доломитовые мергели, аргиллиты и алевролиты, прослой кварцевых песчаников редки и маломощны. Породы довольно сильно сульфатизированы; присутствуют редкие глиптоморфозы кристаллов каменной соли и частые ходы илоедов. Вверх по разрезу карбонатность пород возрастает, появляются прослой доломитов и редкие тонкие (до 3 см) прослой известняков, в одном из которых (в кровле свиты) встречены остатки табулят *Cryptolichenaria miranda* Sok. (определение Ю. И. Тесакова), характерные для муктэйского горизонта [227].

В связи с тем, что в скважинах Ледянской площади состав отложений, описанных первоначально под названием кунтыкахинской свиты, существенно отличается от разрезов стратотипической местности, в 1995 г. при составлении легенды Маймеча-Котуйской серии листов ГКК-200 Ю. И. Тесаковым и Т. А. Дивиной этот интервал разреза был выделен в *мегунскую толщу*, названную по р. Мегун, правому притоку р. Лев. Боярка. В качестве ее стратотипа в легенде был указан интервал глубин 1009,0–902,1 м в скв. Л-2. В принятой редакции легенды соотношение кунтыкахинской свиты и мегунской толщи было показано как неопределенное, они вошли в состав объединенного стратона, включающего и вышележащую часть разреза среднего ордовика и отвечающего в целом вихоревскому, муктэйскому и волгинскому горизонтам. Мегунская толща вошла и в легенду Норильской серии листов ГКК-1000, составленную в 2004 г., где ее соотношение с кунтыкахинской свитой еще менее определено: в Маймечинско-Хетском стратиграфическом районе кунтыкахинская свита введена для Маймечинско-Амбардахской площади и отнесена к вихоревскому горизонту, а мегунская толща введена для Ледянской площади и отнесена в текстовой части легенды к муктэйскому горизонту, в то время как в графической части легенды (возможно, из-за технической ошибки) ее подошва совпадает с основанием волгинского горизонта. Принятая в легенде Норильской серии листов разновозрастность кунтыкахинской свиты и мегунской толщи входит в противоречие с тем, что обе они подстилаются ранне-среднеордовикской устькуранахской свитой, известной не только в естественных выходах, но и вскрытой скв. Л-358 [29, 173, 227], которая (как и позднекембрийско-раннеордовикская бысьноряхская свита) вообще не была введена в легенду для Ледянской площади. В связи с этим в легенду необходимо внести изменения.

В практику геологосъемочных работ мегунская толща вошла при составлении геологической карты листа R-46-XVII–XVIII и объяснительной запис-

ки к ней, утвержденных в 2001 г. В соответствии с Легендой Маймеча-Котуйской серии она выделялась во всех трех скважинах, однако рассматривалась не как часть разреза ордовика, надстраивающая кунтыкахинскую свиту, а как результат ее фациального замещения. Большая часть толщи была условно отнесена к вихоревскому горизонту, а ее кровля по находкам табулят – к муктэйскому [75].

В 2003 г. Ю. И. Тесаковым и Т. А. Дивиной [173] было опубликовано по-слойное описание разреза рассматриваемого стратиграфического интервала по Ледянским скважинам, мегунская толща была переведена в ранг свиты, а в качестве ее стратотипа был выбран разрез по скв. Л-3 в интервале глубин 1000,0–918,8 м; в скв. Л-358 граница с подстилающей устькуранахской свитой была проведена на глубине 1325,0 м, а с перекрывающими силурийскими отложениями – на глубине 1121,8 м. Свита была отнесена к вихоревскому горизонту, включавшему и муктэйский подгоризонт, который в то время еще не был официально утвержден в качестве самостоятельного горизонта. Интервал 1009,0–903,5 м в скв. Л-2 был в полном объеме скоррелирован со стратотипом мегунской свиты в скв. Л-3, однако рассматривался как кунтыкахинская свита, т. к. по составу пород разрез по этой скважине имеет наибольшее сходство со стратотипом последней. Таким образом, мегунская и кунтыкахинская свиты рассматривались в этой работе как разнофациальные стратиграфические аналоги.

В монографии по ордовикау Сибирской платформы, опубликованной А. В. Каньгиным с соавторами в 2007 г., Ледянская площадь включена в Маймечинскую СФЗ, для всей зоны выделена единая кунтыкахинская свита, в скважинах отмечено некоторое наращивание разреза вверх по сравнению с интервалом, наблюдавшимся в естественных выходах на р. Амбардах, а возраст свиты в целом рассматривается как среднеордовикский в объеме вихоревского и муктэйского горизонтов [227].

Судя по опубликованной литературе, нет оснований считать, что на Ледянской площади отсутствуют отложения вихоревского и нижележащих горизонтов ордовика, а мегунская толща занимает стратиграфически более высокое положение, чем кунтыкахинская свита на Маймеча-Амбардахской площади. В легенду Норильской серии листов ГКК-1000 необходимо внести изменения и рассматривать эти подразделения как разнофациальные возрастные аналоги, объем которых отвечает вихоревскому и муктэйскому горизонтам. Несмотря на то, что мегунская толща (свита) не была введена в утвержденную в 2013 г. унифицированную стратиграфическую схему ордовика Сибирской платформы, утвержденную бюро МСК в качестве унифицированной в 2013 г. [102, 184]. Это подразделение, уже вошедшее в практику геологосъемочных работ, желательно сохранить, отнеся к нему мергельно-аргиллитовую толщу, вскрытую скважинами Л-3 и Л-358, пробуренными на территории листа R-46. Существенно песчаная толща, вскрытая скв. Л-2 на территории листа R-47, может рассматриваться как кунтыкахинская свита, поскольку ее состав сходен с составом стратотипа.

Вопрос о соотношении кунтыкахинской свиты с подстилающей ее устькуранахской свитой остается дискуссионным. Непосредственный контакт их в естественных выходах, как правило, не наблюдался, и представления тех или

иных исследователей о наличии или отсутствии перерыва между ними во многом связаны с тем, в составе какого стратиграфического подразделения ими рассматривалась толща песчаников. Впервые отметившие эту толщу в конце 1930-х годов А. А. Кордикив и П. И. Кабанов [164] предполагали, что 10-метровая пачка песчаников заканчивает разрез отложений, относящихся к нижнему силуру (ордовику в современном понимании). Соотношение ее как с подстилающими пестроцветными мергелями, так и с перекрывающими известняками «верхнего силура» рассматривалось ими как согласное, причем указывалось на значительное обогащение песчаным материалом верхних горизонтов пачки пестроцветных мергелей.

В 1950-х гг. при проведении геологосъемочных работ масштаба 1 : 1 000 000 первого поколения [57, 281 и др.] толща песчаников рассматривалась как базальные отложения силура, а в ее основании предполагался размыв. Такая точка зрения в единичных случаях высказывалась и позже, в 1970–1980-х годах, при проведении работ на тех площадях, где мощность песчаников невелика [350, 392].

С 1960-х толща песчаников, как правило, рассматривалась в составе ордовика. Многими исследователями она включалась в состав устькурунахской свиты в качестве ее верхней части [18, 240, 345, 370], при этом отмечался постепенный переход между песчаниками и подстилающими их доломитами. Другие исследователи выделяли толщу песчаников в качестве самостоятельного подразделения под названием «байкитская свита» [108, 141, 285, 286]. Часть из них предполагала наличие перерыва в ее подошве по аналогии с некоторыми разрезами байкитской свиты на западе Сибирской платформы, а также на основании резкой смены состава пород и присутствия линз гравелистов. Такой же точки зрения относительно соотношения кунтыкахинской свиты с подстилающими отложениями придерживались и составители карты масштаба 1 : 1 000 000 предыдущего поколения [52].

Вслед за обобщающими монографиями по ордовику Сибирской платформы, опубликованными в 2000-е годы [173, 227], соотношение кунтыкахинской и устькурунахской свит в настоящей работе условно рассматривается как согласное. В соответствии с региональной стратиграфической схемой ордовика Сибирской платформы, утвержденной бюро МСК в качестве унифицированной в 2013 г. [102, 184], возраст свиты установлен как среднеордовикский в объеме вихоревского и муктэйского горизонтов.

Кочаканская свита ($O_{1-2}k\dot{c}$) выделена А. А. Высоцким и Ю. И. Тесаковым в 1975 г. [224, 231] и названа по р. Кочокан (левый приток р. Мойеро). В основу ими были положены опубликованные в 1963 г. материалы Е. И. Мягковой, О. И. Никифоровой, А. А. Высоцкого и А. Б. Ивановского, подробно описавших данный интервал разреза под названием «чуньский ярус» [167]. Стратотип составлен по серии обнажений в среднем течении р. Мойеро (лист Q-48-III) на субмеридиональном ее отрезке, начинающемся в 6 км ниже и заканчивающемся в 1,5 км выше устья р. Бугарикта. Граница с ирбуклинской свитой согласная и проводится по появлению среди известняков и доломитов прослоев красноцветных мергелей и алевролитов. Авторами кочаканская свита подразделялась на две подсвиты [231]. В региональной стратиграфической схеме ордовикских отложений Сибирской плат-

формы, опубликованной в 1983 г. [194], и в более поздних работах [227] принято трехчленное деление.

Нижняя подсвита (90 м) в нижней части сложена сероцветными доломитами и известняками, иногда водорослевыми, с редкими прослоями плоскогалечных известняковых конгломератов. Выше залегают пестроцветные аргиллиты, алевролиты, доломиты, а также известняки с многочисленными биогермами. Встречаются прослои песчаников, многочисленные прослои и линзы гипсов. Характерной особенностью карбонатных пород является присутствие примеси терригенного материала и глауконита. Распределение органических остатков неравномерное. Особенно характерны брахиоподы *Nanorthis hamburgensis* (Walc.), *Rhyselasma mojeroense* Yadr., *Finkelburgia tchunica* Yadr., трилобиты *Biolgina sibirica* Z. Max., *Pseudomera weberi* (Z. Max.), рибейрииды *Tolmachovia concentrica* Kob., конодонты *Glyptoconus quadruplicatus* (Br. et Mehl), *Histiodela angulata* Mosk., *Loxodus asiaticus* Ab., проблематичные *Soanites bimuralis* Miagk.

Средняя подсвита (55 м) характеризуется чередованием красноцветных и пестроцветных мергелей, аргиллитов, алевролитов, песчаников и, частично, доломитизированных оолитовых, реже сгустково-водорослевых известняков; встречаются линзы и прослои гипсов толщиной до 0,6 м. Особенность толщи заключается в наличии в породах органогенного детрита и целых скелетных остатков *Angarella*, образующих местами банки и вместе с водорослями небольшие биогермы линзовидной формы [166]. В составе фаунистического комплекса преобладают брахиоподы *Angarella bugarctica* Yadr., *A. mojeronica* Yadr.; встречены остракоды *Cherskiella* sp., *Aechmina fallax* V. Ivan., *Soanella prisca* V. Ivan. и конодонты *Coleodus mirabilis* Mosk., *Erismodus asymmetricus* (Br. et Mehl).

Верхняя подсвита (11 м) сложена пестроцветными мергелями и зеленовато-серыми органогенно-детритовыми и водорослевыми известняками с прослоями и линзами аутигенных брекчий, брахиоподовыми банками и водорослевыми биогермами с табулятами, ангареллами и мойерониями. Фаунистический комплекс включает табуляты *Cryptolichenaria miranda* Sok., пелелиподы *Miagkovia moyeronica* S. Ros.; брахиоподы *Angarella bugarctica* Yadr., *A. mojeronica* Yadr., *A. mirabilis* Asatk., остракоды *Cherskiella* sp., конодонты *Cardiodella lyrata* Mosk., *C. tumida* (Br. et Mehl), *Ptiloconus? costulatus* Mosk., *Polyplacognathus angarensis* Mosk. и проблематики *Moyeronia belostotzkayae* Nikif. et S. Ros.

Общая мощность свиты в стратотипическом разрезе составляет около 155 м.

В соответствии с региональной стратиграфической схемой ордовика Сибирской платформы, утвержденной бюро МСК в качестве унифицированной в 2013 г. [102, 184], возраст свиты рассматривается как ранне-среднеордовикский, при этом нижняя пачка нижней подсвиты отнесена к верхней части угорского горизонта, а вышележащие отложения – к кимайскому, вихоревскому и муктэйскому горизонтам.

В целом в Мойеронской СФЗ отложения кочаканской свиты слагают полосу северо-западного простирания шириной 10–30 км, протягивающуюся от водораздельных вершин западнее оз. Ессей к юго-востоку через долины рек

Мойеро и Мойерокан в верховья р. Оленёк (лист Q-47-III,IV), ограничивая с юго-запада выходы отложений ирбуклинской свиты. За пределами долины р. Мойеро породы свиты обычно перекрыты рыхлыми ледниковыми и водноледниковыми четвертичными образованиями и выходят на дневную поверхность на изолированных водораздельных участках и во врезках рек. Коренные выходы крайне редки и малы по размерам, поэтому отложения свиты прослеживаются в основном по развалам и высыпкам щебня и глыб.

Наиболее полные сведения о строении кочаканской свиты на всей площади ее развития были собраны при проведении ГГС-200 В. Г. Черенковым, С. С. Кичкиной и др. [404], закартировавшими ее под названием чуньского яруса. По их данным, свита повсеместно сложена чередующимися мелкозернистыми, иногда среднезернистыми, оолитовыми, обломочно-детритовыми, пелитоморфными доломитами, реже известняками, водорослевыми (строматолитовыми) разностями, глинистыми доломитами, мергелями, аргиллитами, часто загипсованными, гипсами; реже встречаются внутриформационные конгломераты, кварцевые и доломитовые песчаники и алевролиты. В верхней части разреза появляются многочисленные крупные раковины ангарелл и мойероний, местами образующие банки, и линзовидные водорослевые биогермы. Породы часто окрашены в красные, желтые, зеленые, серые цвета, иногда они приобретают пятнистый или узорчатый характер. На поверхностях наложения часто наблюдаются трещины усыхания и знаки ряби. Толща имеет цикличное строение, обусловленное чередованием нормально-морских отложений с лагунными, нередко гипсоносными; мощность циклитов колеблется от долей метра до десятков метров. Отложения свиты характеризуются довольно значительной фациальной изменчивостью: пестроцветная окраска по простиранию иногда сменяется сероцветной, варьирует степень загипсованности пород, меняются мощности отдельных частей циклов, в наиболее восточных разрезах по-видимому увеличивается роль массивных доломитов. Общая мощность кочаканской свиты оценена в 210–220 м.

На территории листа R-47 отложения кочаканской свиты вскрываются лишь в долине р. Сигмоян (лист R-47-XXXVI). По обоим берегам долины и на склонах отмечен ряд небольших коренных обнажений, а также высыпки и развалы [20, 401]. Нижняя граница свиты не вскрыта. Толща представлена грубо- и тонкоплитчатыми, реже массивными доломитами и известняками с подчиненными прослоями алевролитов. Окраска карбонатных пород преимущественно темно- и светло-серая, реже желтая, вишневая, зеленоватая или сиреневая, алевролитов – кирпично-красная или вишневая. Изредка встречаются оолитовые разности известняков, а также маломощные (до 0,1 м) прослои плоскогалечных известняковых конгломератов. Из органических остатков встречены лишь беззамковые брахиоподы родов *Obolus* и *Angarella*. Мощность вскрытой на территории листа части разреза составляет около 40 м.

Мойеронская свита (O_2m_0) выделена А. А. Высоцким и Ю. И. Тесаковым в 1975 г. [224, 231] и названа по р. Мойеро. В основу ими были положены опубликованные в 1963 г. материалы Е. И. Мягковой, О. И. Никифоровой, А. А. Высоцкого и А. Б. Ивановского, послыбно описавших данный интервал разреза под названием криволуцкого яруса [167]. Стра-

тотип составлен по обнажениям, находящимся на обоих берегах р. Мойеро в 1,5–3,5 км выше устья ее правого притока – р. Бугарикта. Граница с подстилающими отложениями кочаканской свиты в стратотипе считается согласной и проводится в основании пласта (1,4 м) ржаво-красных детритово-оолитовых известняков с прослойками мергелей, переполненных детритом и оолитами, и с рассеянными гальками зеленого скрытокристаллического известняка. Перекрывается согласно джеромской свитой верхнего ордовика. Подразделяется на две подсвиты [194, 227, 231].

Нижняя подсвита мощностью около 20 м имеет в целом мергельно-известняковый состав. В нижней части сложена чередованием зеленовато-серых и красно-бурых мергелей и глинистых мергелей с зеленовато-серыми, реже красноцветными глинистыми тонкозернистыми и плотными бугристо-наслоенными органогенными, преимущественно брахиоподовыми, известняками. В верхней части представлена в основном сероцветными тонкозернистыми, детритовыми, иногда оолитовыми известняками плитчатыми и комковатыми. Иногда в известняках в значительных количествах содержатся остатки разнообразной нормально-морской фауны – остракод, трилобитов, иглокожих, особенно характерно присутствие разрозненных створок брахиопод рода *Evenkina*. Линзовидные прослои известняковых аутигенных брекчий приурочены преимущественно к верхней части подсвиты. Известняки и брекчии обогащены фосфатом, присутствующим в виде фосфатизированных обломков раковин и мелких зерен. В составе фаунистического комплекса присутствуют 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 rara* V. Ivan., *Egorovella defecta* Kan., конодонты *Phragmodus flexuosus* Mosk. и др. [166, 227, 404].

Верхняя подсвита мощностью около 30 м разделяется на две пачки – мергельную и песчано-аргиллитовую. Первая (~22 м) представлена пестроцветными, пятнистыми известковыми, известково-доломитовыми, глинистыми и алевритистыми тонкослоистыми мергелями и аргиллитами с редкими линзами и прослоями (до 0,3 м) зеленовато-серых, редко красноватых оолитово-детритовых и органогенно-детритовых, иногда доломитизированных известняков с 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 м) начинается серыми и черными косослоистыми фосфатными гравелитами (0,15–0,3 м), выше которых прослеживаются пестроцветные слабосцементированные песчаники с пропластками песчаных аргиллитов, и венчается вишнево-красными, реже зелеными аргиллитами с прослоями алевритистых органогенных известняков с редкими мелкими фосфатизированными гальками. Из этой пачки определены беззамковые брахиоподы *Ectenoglossa derupta* Yadr., *Lingulella* sp. и конодонты *Stereoconus* sp. и *Evencodus* sp. [166, 227, 404].

В соответствии с региональной стратиграфической схемой ордовика Сибирской платформы, утвержденной бюро МСК в качестве унифицированной в 2013 г. [102, 184], возраст свиты рассматривается как среднеордовикский,

при этом нижняя подсвета отнесена к волгинскому горизонту, а верхняя – к киренско-кудринскому.

На территории листа R-47 мойеронская свита установлена в обеих структурно-формационных зонах. Под этим названием была показана на геологической карте масштаба 1 : 1 000 000 предыдущего поколения [52]. До этого, при проведении геологической съемки масштаба 1 : 200 000, эти отложения были закартированы как криволуцкий ярус [20, 108, 141] или как криволуцкая свита [235].

В Мойеронской СФЗ в целом мойеронская свита слагает узкую (1–3 км) полосу, обрамляющую выходы кочаканской свиты с юга и с запада. В северо-западной части этой полосы отложения свиты наблюдаются лишь в очень редких изолированных выходах в поле развития ледниковых и водноледниковых четвертичных образований. На территории листа R-47 отложения мойеронской свиты в пределах одноименной СФЗ установлены лишь в долине р. Сигмоян (лист R-47-XXXVI), где они наблюдаются в виде высыпок щебенки по бортам долины. Нижняя граница не обнажена и проводится условно по смене пестроцветных пород кочаканской свиты преимущественно серыми мелкогалечными известняковыми конгломератами (до 0,5 м). Выше они сменяются светло-серыми глинистыми известняками, содержащими прослой ракушняковых известняков с остатками остракод *Tetradella* sp. и брахиопод *Rafinesquina amara* Andr. Перекрываются залегающими с большим стратиграфическим перерывом отложениями лландовери, непосредственный контакт с которыми не вскрыт. Мощность видимой части разреза мойеронской свиты не превышает 10 м [20, 401].

В Маймечинской СФЗ отложения мойеронской свиты выходят в виде узкой (1–3 км) извилистой полосы северо-западного направления, протягивающейся от района оз. Сумна на юге до района горы Конус на севере и обрамляющей полосу выхода песчаников кунтыкахинской свиты, на которых они залегают без видимого несогласия. Перекрываются залегающими с размывом силурийскими отложениями. Отложения свиты слабо обнажены и изучались главным образом по небольшим коренным выходам, развалам и высыпкам щебенки на склонах.

В юго-восточной части полосы выхода, в районе хр. Сумна-Джангы, отложения свиты представлены переслаивающимися зеленовато- и желтовато-серыми, зелеными, красными тонкоплитчатыми, реже среднеплитчатыми и листоватыми известняками, часто глинистыми и алевритистыми доломитами, мергелями, известковистыми алевролитами; среди известняков встречаются псевдооолитовые и детритовые разности. Мощность свиты оценивается в 35 м [235, 286]. В средней части полосы выхода свиты, в верховьях левых притоков р. Маймеча, впадающих ниже р. Илюма, на водорозделе рек Маймеча и Чигиды и на правобережье последней, мощность и состав свиты в целом сохраняются, но отмечаются редкие прослой и линзы аргиллитов и несколько увеличивается количество алевролитов, особенно в нижней части свиты, что дает возможность выделять в ней две пачки: нижнюю – пестроцветную, преимущественно терригенную, и верхнюю – карбонатную [108, 285]. Далее к северо-западу, в районе рек Тэнкэкон и Кунтыкахы, мощность свиты постепенно сокращается от 30 м до полного выклинивания южнее горы Конус,

преобладающими в разрезе становятся доломиты и известковистые доломиты, часто глинистые, песчанистые и алевритистые, появляются редкие прослой и линзы известняково-доломитовых гравелитов и конгломератов [141, 357].

Из известняков мойеронской свиты в пределах Маймечинской СФЗ определены брахиоподы *Evenkina anabarensis* Andr., *Evenkina lenaica* (Gir.), *Rafinesquina* cf. *amara* Andr., *Strophomena* sp., остракоды *Tetradella rara* V. Ivan., *Primitia abundans* V. Ivan., *Schmidtella dorsicostata* V. Ivan. [141, 286].

За пределами полосы выхода на дневную поверхность описываемый интервал разреза среднего ордовика мощностью от 23,3 до 29,2 м вскрыт скважинами Л-2 и Л-3 на Ледянской площади. Первоначально он рассматривался под названием «мойеронская свита» [73, 397], протягивающейся из Мойеронской подзоны Котуй-Маймечинской фациальной зоны [194]. В 1995 г. при составлении Легенды Маймеча-Котуйской серии листов ГКК-200 Ю. И. Тесаковым и Т. А. Дивиной этот интервал разреза был выделен в **кайялакскую толщу**, названную по р. Кайялак (Хаялах), левому притоку р. Аска (бассейн р. Хета). В качестве ее стратотипа в легенде был указан интервал глубин 902,1–877,9 м в скв. Л-2. Вошла в практику геологосъемочных работ при составлении геологической карты листа R-46-XVII–XVIII [75]. Под этим же названием толща вошла и в Легенду Норильской серии листов ГКК-1000. В 2003 г. было опубликовано послойное описание разреза рассматриваемого стратиграфического интервала по Ледянским скважинам, толща была переведена в ранг свиты, а в качестве ее стратотипа был выбран разрез по скв. Л-3 в интервале глубин 918,8–889,6 м; в скв. Л-2 интервал залегания свиты был уточнен – 903,5–880,2 м [173]. Несмотря на это, кайялакская толща (свита) не была введена в утвержденную в 2013 г. унифицированную стратиграфическую схему ордовика Сибирской платформы, в которой этот интервал разреза во всей Маймечинской СФЗ, включающей и Ледянскую площадь, рассматривается как мойеронская свита.

В обеих скважинах нижняя часть мойеронской (кайялакской) свиты сложена преимущественно зеленоцветными, реже коричневато-серыми аргиллитами с многочисленными тонкими прослоями органогенных известняков. В скв. Л-2 вблизи подошвы встречен прослой гравелитов мощностью 0,3 м, почти нацело состоящих из обломков органических остатков. Верхняя часть свиты представлена кремовыми, иногда зеленовато-серыми и буроватыми доломитами, реже известняками горизонтально- и волнистослоистыми, иногда неяснокорковатыми. Встречаются единичные линзы черных кремней. Для всей свиты характерны многочисленные ходы илоедов и вкрапленность пирита. В единичных случаях отмечаются запах сероводорода и слабая битуминозность. Из единичных свиты определены брахиоподы *Evenkina anabarensis* Andr., *Atelelasma peregrinum* (Andr.), *Platymena amara* (Andr.), конодонты *Ptiloconus gracilis* (Br. et M.), *Dichognathus decipiens* Br. et M., *Stereoconus* cf. *bicostatus* Mosk., *Cordylodus primus* (Br. et M.) [73, 173, 397].

Вопрос о присутствии отложений мойеронской (кайялакской) свиты в скв. 358, пройденной с малым отбором керна в этом интервале разреза, решается неоднозначно: одни исследователи относят к ней интервал мощно-

стью около 30 м [227], другие считают, что отложения этой свиты уничтожены вследствие предсилурийского размыва [75].

При проведении геологосъемочных работ масштаба 1 : 200 000 на территории листа R-47 залегание мойеронской свиты в большинстве случаев рассматривалось как несогласное [108, 285, 286]. Этой же точки зрения придерживались и составители ГГК-1000 предыдущего поколения. Непосредственный контакт свиты с подстилающими отложениями в естественных выходах не обнажен, а в верховьях р. Тэнкэкон (лист R-47-XXI–XXII), где разрез был вскрыт расчистками, несогласие не отмечалось [141, 357]. Основным аргументом в пользу несогласного залегания являлось отсутствие подстилающих мойеронскую свиту кунтыкахинских («байкитских») песчаников на смежной с юго-востока территории и их предполагаемый размыв. Однако еще в середине 1960-х годов некоторые исследователи сопоставляли толщу песчаников Маймечинского района с верхней частью разреза чуньского яруса (кочаканской свиты) бассейна р. Мойеро [370]. Это же латеральное замещение отражено и в региональных стратиграфических схемах ордовика Сибирской платформы, где объем кунтыкахинской свиты отвечает средней и верхней подсвитам кочаканской свиты Мойеронского района. В связи с этим нижняя граница мойеронской свиты на территории листа в настоящей записке условно рассматривается как согласная.

В отличие от стратотипа, где мойеронская свита согласно перекрывается отложениями верхнего ордовика, на территории листа R-47 она повсеместно перекрыта залегающими с размывом отложениями силура, а объем ее, судя по фаунистическому комплексу, ограничивается волгинским горизонтом [227]. Мощность свиты на территории листа – 10–35 м.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

На территории листа силурийская система представлена всеми четырьмя отделами. В Мойеронской СФЗ выделены нерасчлененные мойероканская, хаастырская и агидыйская свиты лландовери, хакомская свита венлока и янгадинская свита горстийского яруса лудлова. На остальной территории, в Маймеча-Чангадинской и Маймеча-Нижнекотуйской СФЗ, выделены нерасчлененные правоатырдяхская, орачинская и херкиминская свиты лландовери, долготнинская свита венлока и баханайская свита горстийского яруса лудлова. Более молодые отложения силура (лудфордского яруса лудлова и пржидольского отдела) рассматриваются в составе нерасчлененного верхнесилурийско-нижнедевонского стратона.

Правоатырдяхская, орачинская и херкиминская свиты нерасчлененные (S_1^{pr-hr}). Все три свиты выделены в 1986 г. Ю. И. Тесаковым, Н. Н. Предтеченским и др. [211, 228, 245, 246, 290] со стратотипами в скв. X-36, пробуренной на Хунгтукунской площади на левом борту р. Прав. Атырдах (бассейн р. Амбардах) в 0,7 км северо-восточнее отметки русла 512 м.

Правоатырдяхская свита названа по р. Прав. Атырдах. Стратотип установлен в интервале 228,2–179,5 м. Характеристика базальной части свиты на

стратотипической местности дополнена по естественным выходам, прослеживаемым на обоих бортах р. Прав. Атырдах приблизительно в 2 км к юго-востоку от скв. Х-36. Нижняя граница свиты резкая, проводится по подошве горючих сланцев, с параллельным несогласием перекрывающих светло-серые кварцевые песчаники среднего ордовика. Горючие сланцы черного цвета с матовым шелковистым блеском неизвестковистые слабоалевритистые листоватые, классифицируемые как сапропелиты коллоальгинитовой группы, сменяются сверху коричневато-серыми и коричневыми известковистыми детритистыми и детритовыми разностями. Граница между двумя разновидностями сапропелитов маркируется линзами и конкрециями органогенного известняка. Верхняя поверхность наложения пласта сплошь усеяна дихотомизирующими ходами илоедов. Ориктоценоз черных горючих сланцев, накапливавшихся в обстановке застойных вод в депрессиях в пределах открытого мелкого шельфа, специфичен и состоит из лингулид, пелеципод и тонкостенных замковых брахиопод. Фаунистическое сообщество сапропелитов верхней части пачки, формировавшихся в более мелководных условиях, значительно разнообразней. Кроме многочисленных беззамковых и замковых брахиопод *Coolinia gracilis* (Andr.), *Alispira gracilis* (Nikif.), *Zygospiraella duboisi* (Vern.) и др., в них часто встречаются трилобиты, остракоды, реже табуляты, хиолиты, корнулиты, тентакулиты *Costatulites inferus* Berg., граптолиты, мшанки и ругозы *Streptelasma corniculum*. Мощность пачки – 0,6 м.

Вышележащая толща (48,1 м) сложена известняками. Лишь в нижних 2,3 м в них наблюдаются 1–3-сантиметровые прокладки темного до черного глинистого мергеля или зеленовато-серого мергеля, а остальная часть разреза представлена коричневато-серыми и серыми бугристонаслоенными и комковатыми детритистыми известняками с пленочными глинистыми прокладками. Характерны конкреции серых «мучнистых» кремней и стилолитовые швы. В составе фаунистического комплекса определены брахиоподы *Alispira gracilis* (Nikif.), *Isorthis neocrassa* (Nikif.), *Brevilamnelles undatiformis* Rosm., *Cryptothyrella lacrima* (Nikif.), ругозы *Brachyelasma sibiricum* Nik., табуляты *Catenipora escharoides* Lam., *Favosites gothlandicus gothlandicus* Lam., *Mesofavosites dualis* Sok., *Paleofavosites asper* (Orb.), *Calamopora alveolaris* Goldf., конодонты *Distomodius kentuckyensis* Brans. et Brans и др. [211, 290].

Правоатырдахская свита относится к мойероканскому горизонту (руддан-нижний аэрон). Мощность в стратотипе составляет 48,7 м.

Орачинская свита названа по р. Орачи, левому притоку р. Прав. Атырдах. Стратотип установлен в интервале 179,5–111,5 м. Залегает согласно на правоатырдахской свите. Нижняя граница не очень отчетлива, проводится по смене неяснокомковатых плотных известняков относительно более рыхлыми сильно биотурбированными комковатыми известняками с высоким (участками до 40 %) содержанием органогенного детрита. Стратотипический разрез имеет отчетливое крупноциклическое строение и представлен чередованием коричневато-серых массивных детритистых известняков и менее плотных зеленовато-серых или серых мелкокомковатых обычно мелкодетритистых глинистых известняков. Мощности чередующихся пачек – от 1 до 15 м. Встречаются неправильной формы конкреции серых и светло-серых кремней, приуроченные обычно к массивным пластам. В средней части свиты наблюдаются не-

большие банки пентамерид. В основании и в верхней части свиты присутствуют редкие горизонтальные ходы илоедов. В верхней части свиты залегают 15-метровая пачка серо-зеленых глинистых мергелей (до аргиллитов) с отдельными мелкими комками серого известняка, содержащая частые (через 10–20 см) прослои и линзы брахиоподовых ракушняков толщиной 2–10 см и аутигенных известняковых брекчий толщиной 2–5 см.

Для свиты характерно большое количество и разнообразие остатков бентосных беспозвоночных, особенно кишечнорастворных. В составе фаунистического комплекса определены табуляты *Favosites gothlandicus gothlandicus* Lam., *Multisolenia tortuosa* Fritz, *Cystihalysites mirabilis* Tchern., *Subalveolites volutus* Sok. et Tes., ругозы *Entelophyllum articulatum* (Wahl.), *Streptelasma whittardi* Smith., *Tungussophyllum conulus* (Lindstr.), строматопоры *Clathrodictyon boreale* (Rosen), *Labechia venusta* Yavor., брахиоподы *Eocoelia hemisphaerica* (Sow.), *Pentamerus oblongus* (Sow.), остракоды *Daleiella decorata* Abush. и конодонты *Oulodus kentuckyensis* Brans. et Brans., *Panderodus unicostatus* Brans. et Mehl [211].

Свита относится к хаастырскому горизонту (средний–верхний аэрон). Мощность в стратотипе составляет 68 м.

Херкиминская свита названа по р. Херкими, левому притоку р. Амбардах. Стратотип установлен в интервале 111,5–58,4 м. Залегают согласно на орчинской свите. Состав свиты неоднороден.

Нижняя подсвита (26,5 м) сложена известняками и мергелями. В основании преобладают серые и зеленовато-серые глинистые, иногда комковатые, известняки с частыми линзами серых криноидно-раковинно-детритовых известняков с переменным количеством известняковых автокlastов. Зеленовато-серые мергели образуют прослои толщиной 5–10 см. Встречен 0,6-метровый пласт кораллового известняка, на 80 % состоящего из табулят, колониальных и одиночных ругоз. Выше наблюдаются плотные массивные частично доломитизированные известняки со стилолитовыми швами и стяжениями кремня. Венчает разрез нижней подсвиты пачка серо-зеленых оскольчатых известковистых аргиллитов.

Верхняя подсвита (26,5 м) сложена доломитами. В основании и в кровле интервала доломиты серые и коричневатые-серые массивные вторичные по детритовым и органогенным известнякам. В средней части интервала доломиты в разной степени глинистые (до домеритов), иногда полосчатые, в отдельных прослоях имеют зеленую, коричневатую-розовую или пеструю окраску. Верхняя граница свиты проведена по кровле пласта нацело доломитизированных криноидно-детритовых известняков, сменяющихся кораллово-строматопоровым биостромом вышележащей долготнинской свиты венлока. Присутствие аналогичного 1,5-метрового биострома и в верхнехеркиминской подсвите (в 9,1 м ниже ее кровли) делает эту границу не очень отчетливой.

В составе фаунистического комплекса определены табуляты *Mesofavosites dualis* Sok., *Subalveolites volutus* Sok. et Tes., *S. subulosus* Sok. et Tes., *Favosites gothlandicus moyeroensis* Sok. et Tes., *Mesosolenia festiva* Tchern., ругозы *Holophragma mitrata* (Schl.), гастроподы *Eotomaria supracingulata* Bill., *Murchisonia insignis* (Eichw.), *Pararaphistoma qualteriatum* Schl., *Strapa-*

rollus alacer Pern., остракоды *Thrallella vermiformis* Neck., *Tubulibairdia fumida* Abush., *Imangdites ambiguus* (Abush.), *Daleiella decorata* (Neck.) и др., брахиоподы *Alispira tenuicostata* Nikif., конодонты *Distomodus kentuckyensis* (Bran. et Bran.) [211].

Свита относится к агидыйскому горизонту (теличский ярус). Мощность в стратотипе составляет 53,1 м.

Суммарная мощность правоатырдыхской, орачинской и херкиминской свит в скв. X-36 составляет 169,8 м, а их общий объем в стратотипе отвечает лландоверийскому отделу силура.

Свиты закартированы совместно в связи с тем, что их распространение на площади недостаточно изучено. На всех изданных среднемасштабных геологических картах [20, 108, 141, 213, 240] и на ГКК-1000 предыдущего поколения [52] отложения лландовери показаны как нерасчлененные. В большинстве случаев они не были подразделены и при крупномасштабных поисково-съёмочных работах [306, 325, 349].

Нерасчлененные правоатырдыхская, орачинская и херкиминская свиты в целом в Маймеча-Нижнекотуйской и Маймеча-Чангадинской СФЗ слагают дугообразную извилистую полосу, окаймляющую отложения ордовика. Ширина полосы в южной половине листа составляет 10–12 км, а в северной части она постепенно сужается до 1 км. Залегают с размывом на разных уровнях ордовика: на большей части территории на известняках мойеронской свиты среднего ордовика, севернее горы Конус – на песчаниках кунтыкахинской свиты среднего ордовика, а в северо-восточной (севернее водораздела рек Орачи и Лев. Атырдых) и крайней юго-восточной частях полосы выхода – на доломитах устькуранахской свиты нижнего–среднего ордовика. Почти повсеместно перекрываются залегающей согласно долготнинской свитой венлока и лишь в крайней северо-восточной части полосы выхода – залегающей с перерывом каларгонской свитой верхнего девона.

Судя по имеющимся материалам, отложения нерасчлененного стратона характеризуются заметной фациальной изменчивостью, а также разным стратиграфическим объемом на разных участках территории. Изменения мощностей отдельных интервалов разреза отмечаются даже в пределах Хунгтукунской площади, где пробурена скв. X-36, в которой выделены стратотипы всех трех свит.

При проведении поисково-съёмочных работ масштаба 1 : 50 000 на этой площади разрез силурийских отложений был подразделен Л. А. Лопатиной на пачки, привязанные к региональным горизонтам [350], которые с некоторой долей условности можно увязать с выделенными позже Ю. И. Тесаковым с соавторами свитами [211, 244]. Нижняя пачка мощностью от 0 до 20 м, сложенная песчаниками и гравелитами с прослоями оолитовых доломитов и известняков и с пластом горючих сланцев в верхней части, была отнесена к основанию мойероканского горизонта. По мнению Ю. И. Тесакова и др., горючие сланцы начинают разрез силура, а нижележащие песчаники относятся к среднему ордовику. Ареал распространения горючих сланцев, по-видимому, ограничен стратотипическим участком в верховьях р. Прав. Атырдых.

Вышележащая пачка монотонных кремво-серых известняков с кремнями и многочисленными колониями кораллов и строматопор также была отнесена

Л. А. Лопатиной к мойероканскому горизонту. В скв. Х-36 эта пачка была выделена в интервале 225,3–163,5 м, т. е. ее верхняя граница проведена в 16 м выше основания орачинской свиты Ю. И. Тесакова. При ГС-50 пачка была прослежена на всей территории Хунгтукунской площади, но отмечалось значительное (до 36–40 м) уменьшение ее мощности к северо-востоку и юго-западу от бассейна р. Прав. Атырдах.

К хаастырскому горизонту Л. А. Лопатиной отнесена пачка чередующихся известняков, глинистых и органогенных известняков, содержащая прослой седиментационных брекчий. Ее кровля в скв. Х-36 (глубина 85,0 м) точно совпадает с границей нижне- и верхнехеркиминской подсвиты Ю. И. Тесакова. По данным ГС-50, мощность этой пачки на площади колеблется от 50 до 90 м, в отдельных разрезах в верхней ее части появляются прослой доломитовых мергелей.

К агидыйскому горизонту Л. А. Лопатиной отнесена выдержанная по мощности (10–15 м) пачка сложного переслаивания преимущественно красно- и пестроцветных доломитов, глинистых доломитов и мергелей. Эта пачка отвечает лишь нижней 14,5-метровой части верхнехеркиминской подсвиты Ю. И. Тесакова, а вышележащая ее часть, литологически сходная с долготнинской свитой, отнесена Л. А. Лопатиной к хакомскому горизонту. По данным ГС-50, пестроцветная пачка характеризуется значительной фациальной изменчивостью, отдельные пласты не выдерживаются по мощности. В некоторых разрезах отмечено присутствие линзовидных прослоев конгломератов с уплощенной галькой преимущественно доломитового состава, маломощные прослой гипса и редкие трещины усыхания.

К северо-востоку от Хунгтукунской площади мощность и, возможно, стратиграфический объем нерасчлененного стратона постепенно сокращаются. На Романихинской площади мощность отнесенных при ГС-50 к лландоверий отложений оценена в 44–70 м [306]. В разрезе выделены три пачки, нижние, большие по мощности, части каждой из которых сложены светло-коричневыми или серыми обычно кораллово-строматопоровыми известняками, а верхние – желтовато-серыми доломитами или чередованием доломитов и известняков. Судя по цикличному характеру разреза и присутствию в нем прослоев брахиоподовых ракушняков, эта толща отвечает орачинской свите и, возможно, нижней части херкиминской, а уменьшение общей мощности обусловлено выпадением из разреза правоатырдахской свиты или ее части. Залегающая выше описанной толщи пачка пестроцветных доломитов, отнесенная при ГС-50 к основанию венлока, вероятно, может быть сопоставлена со средней частью верхнехеркиминской подсвиты.

В бассейне среднего течения р. Маймечы пестроцветные доломиты, вероятно, уничтожены предверхнедевонским размывом. Лландоверийские отложения представлены серыми комковатыми и бугристонаслоенными, часто нацело доломитизированными известняками с обильными остатками кишечнорастворимых. По мнению Ю. И. Тесакова [244], в этом районе вся толща, залегающая между отложениями ордовика и девона, принадлежит к орачинской свите, а отложения правоатырдахской свиты здесь не накапливались. Мощность составляет ~40 м в районе устья р. Бысы-Юрях и 33,3 м в скв. Х-1 (верховья р. Сетте).

В южной половине территории листа отложения лландовери наблюдались только в естественных выходах. В бассейне р. Кунтыкахи на плитчатых доломитах и известняках мойеронской свиты среднего ордовика залегают серые и бежево-серые бугристонаслоенные почти массивные известняки, сменяющиеся выше несколько более глинистыми разностями с обильными органическими остатками, среди которых доминируют кишечнополостные. Стратиграфический объем этой примерно 50-метровой толщи оценивается по-разному: А. Я. Бергер [19] считает, что нижняя ее треть принадлежит к правоатырдахской свите, а Ю. И. Тесаков [244] всю толщу относит к орачинской свите. Разрез херкиминской свиты, мощность которой в бассейне р. Кунтыкахи составляет чуть менее 45 м, довольно сильно отличается от стратотипа отсутствием доломитов, пестроцветных пород и мергельных пачек, хотя не исключено, что последние приходятся на закрытые интервалы. Как и в стратотипе, в верхней части включает кораллово-строматопоровые биостромы мощностью до 2 м [244].

Южнее бассейна р. Кунтыкахи мощность лландоверийского стратона снова постепенно возрастает, в верхнем течении р. Маймеча она составляет 130–140 м, а в районе хр. Сумна-Джангы достигает 160–170 м. Нерасчлененный стратон сложен теми же породами, что и на остальной территории листа – коричневато-серыми и кремовыми известняками, часто органогенными, массивными и плитчатыми, участками слабо доломитизированными. Присутствуют пласты мергелей, линзовидные прослои известняковых конгломератов и ракушняков. Среди известняков появляются водорослевые разности. Основное отличие от разрезов северной части территории заключается в несколько ином распределении пород – пестроцветные прослои встречаются не только в верхней, но и в средней части толщи, а коралловые известняки приурочены в основном к ее кровле [108, 286].

Отложения рассматриваемого стратона содержат богатый как в количественном, так и в систематическом отношении комплекс органических остатков. Он насчитывает несколько десятков видов брахиопод, табулят, ругоз, строматопор, криноидей, гастропод, тентакулитов, конодонтов, криноидей, остракод и других групп. Наиболее полный список определений фаунистических остатков с привязкой к конкретным местонахождениям и интервалам разреза содержится в работе Ю. И. Тесакова [244].

Стратиграфический объем нерасчлененных правоатырдахской, орачинской и херкиминской свит в максимально полных разрезах отвечает лландоверийскому отделу силура (мойероканский, хаастырский и агидыйский горизонты). Наибольшая мощность составляет 170 м.

Долготнинская свита (S_1^2dl) выделена в 1986 г. Ю. И. Тесаковым, Н. Н. Предтеченским и др. [228, 245, 246, 290] со стратотипом в скв. Х-36, пробуренной на левом борту р. Прав. Атырдах (бассейн р. Амбардах), в интервале 58,4–26,2 м. Названа по р. Долготная, левому притоку р. Херкими. Залегает согласно на херкиминской свите.

В стратотипе сложена светло-серыми, иногда коричневатыми массивными вторичными доломитами, развитыми по известнякам с переменным количеством колоний табулят и строматопор: отдельные прослои биоморфны, в основании свиты наблюдаются два биострома мощностью 1,4 и 1,7 м. Встре-

чаются неправильной формы обособления кремней, стилолитовые швы, характерна кавернозность. Содержит единичные маломощные прослои доломитовых аутигенных брекчий, в верхней части – прослои неясногоризонтальных первичных доломитов. Мощность в стратотипе составляет 32,2 м.

В составе фаунистического комплекса свиты присутствуют строматопораты *Labechia condensa* Yavor., *Ecclimadictyon fastigiatum* (Nich.) и табуляты *Mesosolenia festiva* Tchern., *Sapporipora favositoides* Ozaki, *Subalveolites subulosus* Sok. et Tes. Свита относится к хакомскому горизонту (шейнвудский и гомерский ярусы венлокского отдела).

В целом на площади листа долготнинская свита закартирована в виде извилистой дугообразной полосы, окаймляющей отложения нерасчлененных правоатырдыжской, орачинской и херкиминской свит. Ширина полосы на юге достигает 10 км, а к северу постепенно уменьшается до 1 км. Залегает согласно на херкиминской свите. На большей части территории перекрывается согласно баханайской свитой, а на севере – залегающими с перерывом отложениями верхнего девона.

В Маймеча-Нижнекотуйской СФЗ наиболее полно этот интервал разреза изучен при ГС-50 на Хунгтукунской площади, где Л. А. Лопатиной в составе венлока было выделено три пачки [350], которые можно приблизительно увязать с подразделениями, установленными позже Ю. И. Тесаковым с соавторами в разрезе скв. Х-36 [211, 244]. Нижняя пачка, сложенная пестроцветными глинистыми доломитами и отнесенная Л. А. Лопатиной к агидыйскому горизонту, отвечает нижней части верхнехеркиминской подсвиты Ю. И. Тесакова и уже рассмотрена при описании предыдущего стратона. Верхняя пачка, сложенная преимущественно доломитовыми мергелями и глинистыми доломитами, часто красно- и пестроцветными, рассматривавшаяся как верхняя часть хакомского горизонта, принадлежит, вероятно, к выделенной Ю. И. Тесаковым баханайской свите тукальского горизонта лудлова. Залегающая между ними мощная толща серых и желтовато-серых кораллово-строматопоровых доломитов с многочисленными стяжениями кремней рассматривалась Л. А. Лопатиной как нижняя пачка хакомского горизонта. Объем этой пачки примерно соответствует объему долготнинской свиты в стратотипе, хотя не исключено, что в нее была включена и верхняя часть херкиминской свиты, имеющая сходный состав.

Л. А. Лопатиной была отмечена выдержанность мощности и состава рассматриваемых отложений, которые были прослежены по естественным выходам и скважинам в пределах всей Хунгтукунской площади, а также сопоставлены с разрезом скв. ГСП-1, пробуренной на Ханарской площади [350]. Доломиты имеют серую, желтовато- и светло-серую окраску, по составу известковистые, часто имеют «сахаровидный» облик. Колонии кораллов и строматопор нередко замещены кремнеземом, породы кавернозны, стилолитизированы. Иногда по плоскостям напластования развиты дендриты оксидов марганца сиреневого, черного и темно-серого цвета. Фаунистические остатки представлены строматопорами, табулятами, ругозами и наутилоидеями плохой сохранности. Мощность этой пачки оценена в 30–55 м.

В северной части Маймеча-Чангадинской СФЗ разрез долготнинской свиты изучался Ю. И. Тесаковым, Н. Н. Предтеченским и др. в бассейне р. Кун-

тыкахи [244, 290]. Состав и мощность свиты в этом разрезе близки к стратотипическим. Отличие заключается в более широком развитии строматопорво-коралловых биостромов, особенно в верхней части свиты, тогда как в стратотипе они приурочены к ее нижней части. Мощности отдельных биостромных построек достигают 2 м. Помимо доминирующих строматопор и табулят часто присутствуют колониальные ругозы. Кроме того, встречены нацело доломитизированные строматолитовые постройки диаметром до 1 м и высотой до 30 см. Фаунистическая характеристика свиты, приведенная при описании стратотипа, дополнена находками строматопор *Stelodictyon moierense* Nest., *Yavorskiina rzonnickii* (Yavor.), табулят *Favosites gothlandicus moyeroensis* Sok. et Tes., *Mesosapporipora porosa* Tes., *Syringoporus irregularis* (Tchern.), брахиопод *Anabaria* sp., *Eohowellella minimus* (Lop.) [211].

В южной части Маймеча-Чангадинской СФЗ, судя по материалам ГС-200 [108, 235, 286], состав и мощность венлокских отложений существенно меняются. Они представлены преимущественно известняками, часто водорослевыми. Окраска пород серая, темно- и коричневато-серая, иногда почти белая. Помимо массивных, встречаются плитчатые и комковатые. Доломитизация проявлена гораздо слабее, чем на северной территории: доломиты, среди которых наблюдаются массивные «искристые» разности, преобладают только в верхней части толщи, слагая 20–25 м разреза толщи, общая мощность которой достигает 80–100 м. Сходство с типичными разрезами долготнинской свиты проявлено только наличием довольно частых стяжений кремней, развитием каверн и присутствием колоний кораллов, часто перекристаллизованных. Кораллы представлены ругозами и табулятами; среди последних определены *Palaeofavosites* sp., *Multisolenia tortuosa* Fritz, *Favosites moyeroensis* Sok. et Tes., *Moyerolites* sp., *Syringopora gorskyi* Tschern. Вывод о венлокском возрасте вмещающих их пород был сделан на основании заключения В. Ф. Барской [108, 235, 286]. По своему стратиграфическому объему описанная толща отвечает долготнинской свите и несколько условно отнесена к ней, несмотря на значительные отличия ее состава и мощности от стратотипических.

Таким образом, мощность долготнинской свиты колеблется от 30 до 100 м, а ее стратиграфический объем постоянен и соответствует хакомскому горизонту венлокского отдела силура.

Баханайская свита (S_2^{bh}) выделена в 1986 г. Ю. И. Тесаковым, Н. Н. Предтеченским и др. [228, 245, 246] со стратотипом в скв. X-36, пробуренной на левом борту р. Прав. Атырдах, в интервале 26,2–3,3 м (нижняя подсвита) и в обнажении на правом борту безымянного правого притока р. Кунтыкахи, впадающего в 0,9 км ниже устья р. Чурбукакан (верхняя подсвита). Названа по р. Баханай, правому притоку р. Прав. Херкими (бассейн р. Амбардах). Залегает согласно на долготнинской свите.

В стратотипе нижней подсвиты выделяются две пачки. Нижняя (~12 м) сложена чередованием домеритов, тонкослоистых глинистых доломитов и оскольчатых доломитистых аргиллитов; окраска пород серая, зеленоватая, иногда красно-бурая или пестрая. На поверхностях наслоения часто встречаются шестоватые перекрещивающиеся гиероглифы. Верхняя пачка (~11 м) сложена сероцветными толстоплитчатыми и массивными вторичными доло-

митами с редкими остатками беспозвоночных, среди которых определены гастроподы *Straparollus alacer* Pern. и ругозы *Cyathactis tenuiseptatus* (Soshk.). Мощность нижней подсвиты в стратотипе составляет 22,9 м [211].

Верхняя подсвита в стратотипе сложена серыми неровноплитчатыми доломитами и глинистыми доломитами и (в верхней части) пестроцветными (красно-бурыми, лилово-красными и розово-серыми) средне- и тонкоплитчатыми до листоватых горизонтально-, реже линзовиднополосчатыми доломитовыми мергелями с отдельными прослоями (до 0,7 м) серых мелкозернистых доломитов, иногда имеющих водорослевую структуру. Встречаются единичные прослои зеленовато-серых оскольчатых аргиллитов. Породы сильно биотурбированы, изредка наблюдаются кольца Лизеганга. Фаунистические остатки не обнаружены. Мощность видимой части разреза верхней подсвиты составляет около 20 м. Контакт с перекрывающими нижедевонскими отложениями не вскрыт. Мощность задернованной части верхнебаханайской подсвиты предположительно составляет 8 м [211].

Видимая мощность свиты в составном стратотипе составляет около 43 м; полная мощность с учетом закрытого верхнего интервала – 51 м.

На площади листа баханайская свита закартирована в виде извилистой дугообразной полосы, окаймляющей отложения долготнинской свиты венлока. Ширина ее постепенно сокращается от ~7 км на юге, в бассейне р. Чангада до 1 км в районе р. Херкими. Повсеместно залегает согласно на долготнинской свите. В южной части полосы выходов согласно перекрывается верхнесилурийско-нижедевонской кольдинской свитой (граница с которой показана как предполагаемая по причине ее недостаточной изученности), а севернее оз. Дарима – залегающей с размывом ниже-среднедевонской сидинской свитой или более молодыми отложениями девона.

В Маймеча-Нижнекотуйской СФЗ отложения баханайской свиты изучены преимущественно по керну скважин, пробуренных при проведении ГС-50 на Хунгтукунской площади, где Л. А. Лопатиной они рассматривались в качестве верхней пачки хакомского горизонта [350]. Некоторые из них вскрыли большие по мощности (до 35 м) интервалы разреза, чем стратотипическая для нижебаханайской подсвиты скв. X-36, где граница между подсвитами проведена на глубине 3,3 м [211], выше которой вскрыто лишь 1,7 м зеленовато-серых аргиллитов, принадлежащих к верхней подсвите. Л. А. Лопатина одновременно с увеличением мощности пачки отмечала и возрастание доли красно- и пестроцветных мергелей в ее составе и, по-видимому, рассматривала и то, и другое как результат фациальной изменчивости пачки по простиранию. Не исключено, что в этих скважинах вскрыта стратиграфически более высокая часть разреза, относящаяся уже к верхнебаханайской подсвите, хотя фациальная изменчивость, безусловно, присутствует: в материалах ГС-50 зафиксировано, что в одной из скважин (X-20) весь разрез представлен исключительно пестроцветными (красными, бурыми, зелеными, серыми) тонкоплитчатыми косослоистыми мергелями. В некоторых точках наблюдений в приподошвенной части пачки отмечены единичные маломощные линзовидные прослои гравелитов и песчаников [350].

В северной части Маймеча-Чангадинской СФЗ баханайская свита изучалась Ю. И. Тесаковым, Н. Н. Предтеченским и др. в бассейне р. Кунтыкахи

[244, 290], где ими был установлен описанный выше стратотип верхней под-свиты. Разрез нижней подсвиты, составленный по р. Чурбукакан (правый приток р. Кунтыкахи), существенно отличается от стратотипического широким развитием строматолитов и отчетливо циклическим строением. Нижние (трансгрессивные) элементы циклитов представлены плотными массивными строматолитовыми биостромными вторичными доломитами, массивными и плитчатыми вторичными доломитами с отдельными водорослевыми биогермами (до 1 м в поперечнике и до 0,5 м высотой), доломитизированными фитолитовыми известняками, иногда плитчатыми седиментационными доломитами. Встречаются маломощные прослои и линзы автокластических брекчий. Фаунистические остатки редки, среди них определены брахиоподы *Hyattidina acutisummitatus* Nikif. et T. Modz., *Morinorhynchus proprius* (Lop.), *Pentlandina subcostatula* (Lop.), остракоды *Herrmannina nana* Abush., *Schrenkia* sp. Верхние элементы циклитов слагают рыхлые тонкоплитчатые, часто биотурбированные доломитовые мергели, не содержащие макрофаунистических остатков. Мощность нижней подсвиты в этом разрезе – 20 м [211, 244, 290].

Характеристика баханайской свиты в северной части Маймеча-Чангадинской СФЗ может быть несколько дополнена по данным ГС-200 [141]. В рассматриваемых отложениях были выделены две пачки, отвечающие, судя по составу, двум подсвитам баханайской свиты. Мощность нижней, сложенной доломитами с водорослевыми и строматолитовыми прослоями, оценена в 15–20 м. В верхней пачке, представленной доломитами и глинистыми доломитами, отмечены прослои гипсов мощностью от 1–2 см до 3 м. Мощность этой пачки составляет 30–40 м. Таким образом мощность свиты в целом в наиболее полных разрезах на этой территории достигает 60 м.

В южной части Маймеча-Чангадинской СФЗ к баханайской свите условно отнесена толща (45–50 м) серых и кремово-серых, участками водорослевых тонкоплитчатых доломитов, переслаивающихся с доломитовыми мергелями и серыми гипсами (1–5 см), с прослоями зеленых и, реже, красных аргиллитов. На левом берегу р. Илюма южнее оз. Дарима в нижней части толщи мощность отдельных прослоев гипсов достигает 1,5–2 м, а в верхней ее части содержатся строматолитовые пласты и обнаружены гастроподы плохой сохранности [108, 286].

По фаунистическим остаткам, обнаруженным в нижней части разреза, и по сопоставлению с другими районами Сибирской платформы, баханайская свита отнесена к тукальскому горизонту горстийского яруса лудлова [211, 228]. Мощность свиты составляет 45–60 м.

Мойероканская, хаастырская и агидыйская свиты нерасчлененные (*S₁mr-ag*) закартированы в крайней юго-восточной части территории листа, в пределах Мойеронской СФЗ. Все три свиты выделены в 1979 г. Ю. И. Тесаковым, Н. Н. Предтеченским и др. [212] в бассейне р. Мойеро (лист R-47).

Мойероканская свита названа по р. Мойерокан (правый приток р. Мойеро), на которой в 2–3 км выше устья расположен ее стратотип [172, 211]. В стратотипе залегают несогласно на размытой поверхности джеромской свиты верхнего ордовика. По литологическим особенностям и составу ориктоценозов делится на две подсвиты.

Нижняя подсвита (52–56 м) в основании сложена черными углеродистыми мелкооскольчатыми и листоватыми, иногда обильно пиритизированными, слабо алевритистыми аргиллитами с многочисленными органическими остатками; в средней части – частым переслаиванием аргиллитов и мергелей с плитчатыми или пологоволнистонаслоенными известняками, 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 крупнокомковатых 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 wiluensis* (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 (руддан–нижний аэрон) [172, 344].

Хаастырская свита названа по р. Хаастыр, вблизи устья которой на р. Мойеро расположен ее стратотип [172, 211]. Граница с подстилающей мойероканской свитой согласная и проводится по подошве маркирующего горизонта строматопорово-коралловых биогермов и появлению в латерально замещающих их комковатых известняках частых врезанных линз крупнополидетритовых и криноидно-детритовых известняков. В стратотипе свита имеет цикличное строение, 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 слабо битуминозными биоморфными известняками, переполненными колониями табулят и ругозами. Мощность свиты в стратотипе составляет ~ 130 м.

Фаунистический комплекс включает более 120 видов, три четверти из которых являются транзитными. Наиболее характерны: *Clathrodictyon regulare* Ros., *Labechia venusta* Yavor. среди строматопор; *Favosites gothlandicus gothlandicus* Lam., *Calamopora alveolaris* (Goldf.), *Quadralites quadratus* Tes.,

Parastriatopora rhizoides Sok., *Subalveolites volutus* Sok. et Tes. среди табулят; *Cysticonophyllum khantaikaense* Zapr., *Cyathactis euryone* (Bill.) среди ругоз; *Eocoelia hemisphaerica* (Sow.), *Pentamerus oblongus* Sow., *Stegerhynchus decemplicatus duplex* Nikif. et T. Modz., *Zygospiraella duboisi* (Vern.) среди брахиопод; *Bumastus barriensis* Murch., *Warburgella insperata* Yolk. – среди трилобитов; *Costaegera hastata* Abush. среди остракод; *Glyptocrinus elegans* (Yelt.), *Myelodactylus flexibilis* Stuk. среди криноидей; *Neospathodus bullatus* Nicoll et Rexr., *Icriodella inconstans* Aldr. среди конодонтов. Разрез свиты является стратотипическим для хаастырского горизонта (средний–верхний ээрон) [172, 344].

Агидыйская свита названа по оз. Агиды. Стратотип находится на р. Мойеро в 1–4 км выше устья р. Мойерокан [172]. Залегает согласно на хаастырской свите, граница с которой проводится по смене серых комковатых и грубоплитчатых кораллово-полидетритовых известняков светло-зеленовато-серыми доломитовыми тонкоплитчатыми и листоватыми известняками, не содержащими органических остатков.

В стратотипе свита имеет отчетливо цикличное строение и представлена комковатыми, реже массивными и плитчатыми, доломитовыми и доломитистыми, иногда слабо пиритизированными или окварцованными известняками с органогенным, преимущественно остракодовым, детритом (от первых процентов до 50–60 %), со строматолитовыми постройками и с редкими колониями кишечнополостных, чередующимися с тонкослоистыми алевритистыми известково-доломитовыми мергелями и слабоизвестковистыми аргиллитами зеленовато- и фиолетово-серой или пятнистой (узорчатой) красно-бурой окраски. Мергели содержат прослои и линзы доломитовых известняков и глинистых доломитов. В верхней половине свиты регрессивные элементы циклитов сложены в основном тонкогоризонтально- и волнистополосчатыми глинистыми известково-доломитовыми сильно биотурбированными породами или аргиллитами с прослоями известняков. По всему разрезу широко распространены маломощные пласты и линзы автокластических брекчий и алевритистых известняков с мелкими автокластами известково-доломитового состава. Мощность свиты в стратотипе составляет 84,3 м.

Фаунистическая ассоциация представлена строматопорами *Stromatopora lenense* Yavor., *Pachystylostroma sibiricum* (Riab.), табулятами *Favosites gothlandicus moyeroensis* Sok. et Tes., *Multisolenia tortuosa* Fritz, брахиоподами *Anabaria rara* (Nikif.), *Alispira rotundata* Nikif. et T. Modz., *Mendacella tungussensis* Nikif., *Pentamerus oblongus* Sow., *Cryptothyrella norilica* Nikif., остракодами *Beyrichia mirabilis* Ab., *Herrmannina moyeroensis* Abush., криноидеями *Bystrowicrinus quinquelobatus* (Yelt.) и конодонтами *Pterospathodus amorphognathoides* Wall. Разрез свиты является стратотипическим для агидыйского горизонта (телич) [172, 344].

На площади листа R-47 мойероканская, хаастырская и агидыйская свиты не расчленены из-за крайне плохой обнаженности. Отложения нерасчлененного стратона залегают со значительным перерывом на мойеронской свите среднего ордовика, непосредственный контакт с которой не вскрыт. Судя по разрозненным коренным выходам, глыбовым развалам и высыпкам, они представлены чередующимися серыми и коричневато-серыми массивными и

комковатыми, реже плитчатыми известняками. Встречаются коралловые горизонты, переполненные остатками табулят и ругоз, прослой ракушняков и линзы плоскогалечных известняковых брекчий. Отмечены стяжения кремней. В нижней части разреза в подчиненном количестве присутствуют красноцветные глинистые известняки и доломиты, иногда с тонкими прослоями глинистых алевролитов. Выше красноцветной пачки на некоторых участках наблюдается маломощный (до 0,5 м) прослой темно-серых битуминозных сланцев с отпечатками граптолитов. В верхней части разреза (~30 м) известняки доломитизированы, содержат прослой доломитов мощностью 0,5–1 м [20, 401].

Фаунистические остатки представлены брахиоподами *Clorinda undata* Sow., *Plectatrypa imbricata* (Sow.), *Eocoelia hemisphaerica* (Sow.), *Septatrypa antiquata* (Nikif.), *Alispira gracilis* Nikif. и др. (определения Х. С. Розман), табулятами *Multisolenia formosa* Sok., *Favosites* sp. (определения Ю. М. Фомина) и остракодами *Costaegera cribrosa* Abush., *Beyrichia patagium* Abush., *Sibiritia eurina* Abush. (определения А. Ф. Абушик); в прослое битуминозных сланцев встречены граптолиты *Glyptograptus nikolayevi* Obut и *Diplograptus* ex gr. *modestus* Lapw. (определения А. И. Сидяченко). Возраст нерасчлененного стратона определен как лландоверийский. Мощность его на территории листа оценена в 120 м [20, 401].

Хакомская свита (S_1^{2hk}) выделена в 1979 г. Ю. И. Тесаковым, Н. Н. Предтеченским и др. [212] и названа по р. Хакома, ниже устья которой на р. Мойеро расположен ее стратотип [172, 211].

Характерной особенностью хакомской свиты, отличающей ее от ниже- и вышележащих отложений, является наличие кораллово- и водорослево-строматопоровых биостромов и биоморфных известняков, по появлению которых и проводится нижняя граница свиты в стратотипе.

По составу пород и фаунистическим комплексам свита делится на две части. Нижняя часть имеет цикличное строение. В основании большинства циклитов залегают органогенные крупно-несортированно-полидетритовые известняки. Разобщенные колонии строматопорат и кораллов в них многочисленны и составляют до 20 % объема породы, иногда образуя маломощные (до 0,5 м) биостромы. Крупные (до 4–5 м) биостромы отмечены только на двух уровнях и прослеживаются на 3–5 км, сменяясь по латерали тонкозернистыми неясноплитчатыми или комковатыми известняками с отдельными колониями кишечнополостных. Отмечаются прослой, переполненные ветвистыми цилиндрическими строматопоратами, представляющие собой хорошие местные маркеры. Над биостромами в циклитах обычно залегают сильно биотурбированные гастроподово- или остракодово-детритовые, иногда водорослево-сгустковые, глинистые доломитистые бугристонаслоенные, комковатые или обломочные известняки. В некоторых циклитах эти породы слагают всю нижнюю часть. Верхняя (как правило, большая по мощности) часть циклитов представлена тонкоплитчатыми или листоватыми глинистыми тонкозернистыми известняками, глинистыми доломитами, известково-доломитовыми мергелями или аргиллитами, часто со знаками волновой ряби и трещинами усыхания на поверхностях наслоения. Органические остатки в них либо отсутствуют вовсе, либо представлены эвригалинными группами – острако-

дами, мелкими гастроподами и угнетенными формами других беспозвоночных. Почти для всех разновидностей этих пород характерна постоянная примесь алевроитового материала в количестве до 10–20 %. Для разреза, прослеженного выше Мойероканских порогов, типичны аутигенные брекчии, слагающие протяженные линзы с четкой эрозионной нижней поверхностью.

Верхняя часть свиты имеет гетерогенное строение. В нижней ее половине преобладают мощные (до 5 м) строматопоровые и кораллово-строматопоровые биостромы и темно-серые до черных битуминозные органогенно-детритовые слабоглинистые массивные или толстоплитчатые известняки, иногда имеющие неяснокорковатую текстуру. Тонкослоистые известняково-доломитовые и глинистые породы распространены здесь в виде маломощных прослоев. Верхи разреза по характеру цикличности, широкому развитию лишней фауны или содержащих обедненный ее комплекс глинистых доломитов, известково-доломитовых мергелей, оолитовых и обломочных известняков почти не отличается от нижней части свиты. Мощность свиты в стратотипе составляет 82 м.

Из фаунистических остатков для свиты в целом наиболее характерны *Labechia condensa* Yavor., *Clavidictyon cylindricum* (Yavor.), *Ecclimadictyon fastigiatum* (Nich.), *Neobatricea nikiforovae* Yavor., *Yavorskiina membrosa* (Yavor.) среди строматопорат; *Mesosolenia festiva* Tchern., *Parastriatopora tebenjkovi* Tchern., *Sapporipora favositoides* Ozaki, *Subalveolites subulosus* Sok. et Tes. среди табулят; *Cystiphyllum siluriense* Lonsd., *Yassia enormis* (Ether.) среди ругоз; *Morinorhynchus proprius* (Lop.), *Stegerhynchus moyeroensis* Lop. среди брахиопод; *Beyrichia mirabilis* Abush. среди остракод; *Straparollus alacer* Pern. среди гастропод; *Bystrowicrinus bilobatus* (Yelt.) – среди криноидей; *Kockelella variabilis* Wall. среди конодонтов. Разрез свиты является стратотипическим для хакомского горизонта [172, 344].

На площади листа хакомская свита закартирована в его крайней юго-восточной части, относящейся к Мойеронской СФЗ, где она протягивается узкой (1,5–4 км) полосой юго-восточного направления от оз. Барангатталлах до правых склонов долины р. Далдын. Далее ее выходы наблюдаются у подножья горы Сордонгнох, в долине р. Сордонгнох, в верховьях р. Таралы-Сене и в нижнем течении р. Тамах-Бастах, а также в своде антиклинали на левом борту р. Чангада. Обнажения пород немногочисленны, чаще всего представлены небольшими коренными выходами и элювиально-делювиальными высыпками, и лишь отдельные наиболее устойчивые к выветриванию пласты прослеживаются на значительные расстояния.

Толща сложена в основном серыми, иногда желтовато- и коричневатосерыми доломитизированными известняками, согласно перекрывающими отложения агидьской свиты. В нижней части они водорослевые, содержат большое количество остатков кораллов, остракод, гастропод, мшанок, строматопор и других групп фауны. В средней части породы массивные битуминозные, иногда кавернозные. Верхняя часть представлена водорослевыми пятнистыми зернистыми доломитами с характерным искристым изломом.

Из отложений свиты определены табуляты *Multisolenia* sp., *Favosites* ex gr. *forbesi* M. Edw. et Haime var. *similis* Sok., *Mesofavosites* sp., строматопоры *Clatrodiction fastigiatum* Nicholson, остракоды *Herrmannina* cf. *moierensis*

Abush., *Sibiritia kotelnyensis* (Toll.) [20, 401]. Хакомская свита относится к одноименному горизонту венлока. Мощность свиты на территории листа составляет 50 м [20, 401].

Янгадинская свита (S_2^{1ig}) выделена в 1979 г. Ю. И. Тесаковым, Н. Н. Предтеченским и др. [212] со стратотипом, составленным по нескольким обнажениям, расположенным на обоих берегах р. Мойеро в 8 км ниже Мраморного порога, в 14 и в 12,5 км ниже устья р. Холюхан [172, 228]. Названа по р. Янгада, правый приток р. Мойеро.

Нижняя граница свиты согласная и проводится по кровле последнего строматопорово-кораллового биострома и появлению почти лишенной фауны сероцветной известняково-доломитово-домеритовой толщи. Нижняя часть свиты представлена строматолитовыми, сгустково-водорослевыми, оолитовыми, обломочными и битуминозными детритистыми комковатыми известняками, чередующимися с резко подчиненными им по мощности тонко-мелкозернистыми, иногда алевритистыми тонкоплитчатыми доломитами. В средней части преобладают листоватые доломитовые «немые» известняки, домериты и доломитовые аргиллиты с трещинами усыхания на поверхностях наслоения, а в верхней – бугристонаслоенные тонко- и среднеплитчатые детритовые и детритистые, реже желваковистые известняки с отдельными горизонтами строматолитовых известняков и аутигенных брекчий. Мощность свиты в стратотипе составляет ~ 40 м.

Ориктоценозы состоят в основном из эвригалинных форм – остракод, гастропод и двустворок; остатки нормально-морских беспозвоночных крайне редки и представлены криноидеями, брахиоподами, наутилоидеями, единичными колониями строматопор и табулят. В изобилии встречаются ходы илоедов. В пределах всей свиты распространены брахиоподы *Hyattidina acutisummitatus* Nikif. et T. Modz., гастроподы *Murchisonia cingulata* Lindstr., *Stroparollus alacer* Pern., криноидеи *Bystrowicrinus bilobatus* Yelt. и *Sibiricrinus helenae* Yelt. Только в верхней части встречены остракоды *Beyrichia (Simplicibeyrichia) parva* Abush., *Healdianella inornata* Abush., *Herrmannina nana* Abush., брахиоподы *Dalejina rybnayaensis* (Lop.), *Eohowellella minima* (Lop.) и табуляты *Parastriatopora kureikiana* Sok. et Tes. Свита относится к тукальскому горизонту (горсти) [172, 344].

На площади листа янгадинская свита закартирована в крайней юго-восточной части, относящейся к Мойеронской СФЗ, где она распространена на тех же участках, что и подстилающая ее хакомская свита, на которой она залегает согласно. К янгадинской свите условно отнесена нижняя часть отложений верхнего силура, показанных на ГГК-200 и ГГК-1000 предыдущего издания как нерасчлененные [20, 52]. Обнажения свиты крайне редки, отложения изучены по глыбовым развалам и высыпкам щебенки. Судя по ним, толща довольно однообразна, сложена массивными и плитчатыми серыми, желтовато- и кремово-серыми доломитами, иногда кавернозными. Встречаются серые и светло-серые слоистые огипсованные доломиты, изредка – редкие пропластки гипса толщиной 0,2–0,3 м. Отмечены единичные прослои водорослевых доломитов толщиной около 1 м, по кровле последнего из которых условно проводится граница с вышележащей кольдинской свитой. Из фаунистических остатков определены лишь остракоды *Kiaeria* sp. и беззам-

ковые брахиоподы *Lingula* sp. [20, 282, 292, 401]. Янгадинская свита относится к тукальскому горизонту (горсти). Мощность ее на территории листа составляет 20–35 м.

За пределами полосы выхода на дневную поверхность непрерывная последовательность силурийских отложений вскрыта скважинами на Ледянской площади, где первоначально они были расчленены в соответствии со схемой, принятой для Мойеронского района [73, 194, 397]. В 1994 г. при составлении Легенды Маймеча-Котуйской серии листов ГКК-200. Ю. И. Тесаковым и Т. А. Дивиной в разрезе силура Ледянского стратиграфического района были выделены оранская и хукэлченская свиты лландовери, мунильская свита венлока, неракачинская свита горсти и кираская свита лудфорда–пржидоли [228, 245]. Стратотипы всех свит установлены в скв. Л-3, пробуренной непосредственно за западной рамкой листа R-47 у слияния рек Аян и Аякли. В скв. Л-2, пробуренной на территории листа R-47-XIX в низовьях р. Хибарба, разрезы всех подразделений близки к стратотипическим и послойно скоррелированы с ними [211, 244]. Обе скважины пройдены со 100-процентным отбором керна. В скв. Л-358 (р. Хета, лист R-46-XVIII) расчленение разреза основано преимущественно на данных скважинной геофизики.

Оранская свита названа по р. Оран (левый приток р. Хибарба). Стратотип выделен в интервале 889,6–795,2 м. Свита залегает с перерывом на разных уровнях среднего ордовика: в скважинах Л-3 и Л-2 – на кайялакской (мойеронской) свите, в скв. Л-358 – на мегунской (кунтыкахинской) свите. В целом сложена серыми и кремово-серыми комковатыми известняками, в верхней части содержит прослой (мощностью до 1,5 м) серых мергелей с комками известняков. В стратотипе и в скв. Л-2 разделена на три подсвиты [211, 244].

Нижняя подсвита мощностью около 21 м представляет собой монотонную толщу мелко- и среднекомковатых серых с кремовым оттенком известняков с редкими стяжениями кремней. Фаунистические остатки немногочисленны, присутствуют брахиоподы *Aegiria norilskiensis* (Lop.), *Alispira gracilis* (Nikif.), *Eocoelia hemisphaerica* (Sow.), *Eridorthis siluriensis* (Lop.), *Isorthis neocrassa* (Nikif.), *Leptostrophia talikitensis* (Lop.), *Protatrypa septentrionalis* (Nikif.), *Septatrypa pentagonalis* (Nikif.), *Zygospiraella duboisi* (Vern.), табуляты *Calamopora alveolaris* (Goldf.), *Mesofavosites dualis* Sok.

Средняя подсвита мощностью 28,0–28,5 м также сложена кремово-серыми мелко- и среднекомковатыми известняками, содержащими единичные стяжения кремней; отличается от нижней некоторым увеличением глинистости, а также большим количеством и разнообразием фаунистических остатков, среди которых определены брахиоподы *Cryptothyrella lacrima* (Nikif.), *Leptostrophia talikitensis* (Lop.), *Septatrypa magna* (Nikif.), табуляты *Angopora hisingeri* (Jones), *Calamopora alveolaris* Goldf., *Catenipora esharoides* Lam., *Favosites gothlandicus* Lam., *Mesofavosites dualis* Sok., *Paleofavosites asper* (Orb.), *Propora tubulata* (Lonsd.).

Верхняя подсвита мощностью 44,3–44,8 м представлена серыми среднекомковатыми известняками, часто детритистыми и глинистыми, с линзами и маломощными прослоями волнистонаслоенных детритовых и органогенных известняков, в верхней части – с пластами (до 1,5 м) серых мергелей с известняковыми комками. Встречаются многочисленные табуляты, среди кото-

рых определены *Calamopora alveolaris* Goldf., *Catenipora esharoides* Lam., *Cystihalysites mirabilis* Tchern., *Favosites gothlandicus* Lam., *Favosites gothlandicus catenatus* Tes., *Mesofavosites dualis* Sok., *Multisolonia tortuosa* Fritz, *Paleofavosites asper* (Orb.), *Parastriatopora tchernychevi* Sok., *Propora tubulata* (Lonsd.), *Quadralites quadratus* Tes., *Subalveolitella repentina* Sok., *Taxopora xenia* Sok., частые брахиоподы, в том числе *Brevilamnulella undatiformis* Rozman, *Coolinia gorbiyatchense* (Lop.), *C. gracilis* (Andr.), *Hesperorthis rubeli* (Lop.), *Isorthis neocrassa* (Nikif.), *Leptostrophia talikitensis* (Lop.), *Pentamerus oblongus* Sow., *Septatrypa pentagonalis* Nikif., *Strophomena kulumbensis* (Lop.); появляются единичные строматопоры – *Clathrodictyon boreale* Riab., *C. regulare* (Rosen), *Ecclimadictyon microvesiculosum* (Riab.), *Labechia baja-girica* Nest., *L. venusta* Yavor., *Stelodictyon kotuiense* (Yavor.).

В обеих скважинах из пор и каверн в известняках наблюдаются выделения густой темно-коричневой нефти [397].

По комплексу фаунистических остатков нижняя подсвита отнесена к нижнемойероканскому, средняя – к верхнемойероканскому, а верхняя – к нижнехаастырскому подгоризонтам; таким образом, возраст свиты в целом отвечает интервалу руддан–большая часть среднего аэрона [244]. Мощность оранской свиты в скважинах Л-3 и Л-2 составляет 94,4 и 93,6 м соответственно.

Хукэлченская свита названа по р. Хукэлчэ (правый приток р. Аян). Стратотип выделен в интервале 795,2–717,3 м. Граница с нижележащей оранской свитой проводится по смене серых среднекомковатых известняков зеленовато-серыми мергелями, которые являются преобладающими породами в свите в целом. В подчиненном количестве в виде отдельных комков, линз и прослоев присутствуют серые известняки, по характеру обособлений которых в стратотипе и в скв. Л-2 свита разделена на три подсвиты [211, 244].

Нижняя подсвита мощностью 24,7–26,2 м сложена зеленовато-серыми мергелями, иногда доломитистыми, с комками, журавчиками и четковидными прослоями серых известняков, с редкими тонкими линзами органогенно-детритовых известняков и автокластических брекчий. Фаунистические остатки многочисленны, преимущественно мелкие. Среди них определены брахиоподы *Alispira gracilis* (Nikif.), *A. tenuicostata* (Nikif.), *Coolinia gorbiyatchense* (Lop.), *Eocoelia hemisphaerica* (Sow.), *Eohowellella yadrenkinae* Lop., *Isorthis neocrassa* (Nikif.), *Mendacella tungussensis* Nikif., *Pentamerus oblongus* Sow., *Protatrypa septenirionalis* (Nikif.), *Rafinesquina inaequicostata* Lop., остракоды *Daleiella decorata* (Neck.), *Sibiritia wiluensis* (F. Schmidt), табуляты *Cystihalysites mirabilis* Tchern., *Favosites gothlandicus* Lam., *Subalveolitella repentina* Sok.; встречены единичные криноидеи *Myelodactylus flexibilis* Stuk. и гастроподы *Murchisonia insignis* (Eichw.).

Средняя подсвита мощностью 25,4–27,9 м по составу пород сходна с нижней и отличается от нее только пестроцветной (зеленой, бурой) окраской мергелей в отдельных прослоях, а также присутствием единичных пластов пестроцветных аргиллитов (до 1 м) и серых комковатых известняков (до 1,5 м). Встречены остракоды *Beyrichia patagium* Abush., *Costaegera hastata* Abush., *Sibiritia wiluensis* (F. Schmidt), брахиоподы *Alispira rotundata* (Nikif. Et T. Modz.), *A. tenuicostata* (Nikif.), *Eocoelia hemisphaerica* (Sow.), *Leptostrophia*

andreevae Lop., *L. talikitensis* Lop., *Mendacella tungussensis* Nikif., *Nalivkinia tesakovi* Lop.; табуляты *Favosites gothlandicus* Lam., *Mesofavosites dualis* Sok., *Parastriatopora rhizoides* Sok., строматопоры *Labechia venusta* Yavor.

Верхняя подсвета мощностью 25,4–26,3 м представлена зеленовато-серыми и зелеными мергелями с отдельными комками и журавчиками серых известняков, с тонкими линзами органогенно-детритовых известняков с автокластами. В скв. Л-2 на фоне мергелей наблюдаются лишь отдельные пласти серых комковатых или бургристонаслоенных известняков мощностью 0,5–1,2 м, а в скв. Л-3 в верхней части подсветы присутствует мощная (11,5 м) пачка серых с бурым оттенком доломитизированных кавернозных органогенных известняков, сложенных отдельными полипняками или постройками кишечнополостных. Фаунистические остатки в целом – от редких до обильных, представлены строматопорами *Clathrodictyon boreale* Riab., *Labechia condensa* Yavor., *L. sincerium* (Nest.), *L. sparsa* Khrom., *Plumatalinia densa* Mori, *Stelodictyon moierense* Nest., табулятами *Favosites gothlandicus* Lam., *Favosites moyeroensis* Sok. et Tes. *Multisolenia tortuosa* Fritz, *Parastriatopora rhizoides* Sok., *Subalveolites volutus* Sok. et Tes., *Taxopora xenia* Sok., остракодами *Costaegera hastata* Abush., *Sibiritia wiluiensis* (F. Schmidt), брахиоподами *Alispira rotundata* (Nikif. et T. Modz.), *A. tenuicostata* (Nikif.), *Eocoelia hemisphaerica* (Sow.), *Leptostrophia andreevae* Lop., *L. talikitensis* Lop., *Mendacella tungussensis* Nikif., *Nalivkinia tesakovi* Lop., *Pentlandina subcostatula* (Lop.), *Protatrypa septentrionalis* (Nikif.), *Stegerhynchus tungussensis* (Lop.) и др.

По комплексу фаунистических остатков нижняя подсвета отнесена к верхнехаастырскому, средняя – к нижнеагадыйскому, а верхняя – к верхнеагидыйскому подгоризонтам; таким образом, возраст свиты в целом отвечает интервалу верхи среднего руддана–гелич [244]. Мощность оранской свиты в скважинах Л-3 и Л-2 составляет 77,9 и 78,0 м соответственно [211].

Мунильская свита названа по р. Муниль (левый приток р. Аян). Стратотип выделен в интервале 717,3–687,8 м. Граница с нижележащей хукэлченской свитой проводится по кровле зеленовато-серых мергелей. Сложена серыми средне- и толстоплитчатыми доломитизированными известняками с многочисленными кораллово-строматопоровыми постройками. Разделена на две подсветы примерно равной мощности [211], которые в стратотипе трудно различимы литологически: биостромы приурочены к низам нижней и верхам верхней подсветы, а средняя часть разреза свиты сложена биогермами. В скв. Л-2 органогенные постройки приурочены преимущественно к нижней подсвете, где, кроме того, присутствует довольно мощная (4,7 м) пачка зеленоватых доломитовых мергелей с отдельными линзами доломитов. В доломитизированных известняках верхней подсветы кишечнополостные встречаются в меньшем количестве [244]. Для карбонатных пород свиты характерен сильный запах керосина. Кроме того, в скв. Л-2 отмечены капельножидкие выделения светло-желтой нефти из каверн и пор [397].

Фаунистический комплекс свиты содержит строматопораты *Clavidictyon cylindricum* (Yavor.), *Ecclimadictyon fastigiatum* (Nich.), *E. sibiricum* (Yavor.), *Labechia condensa* Yavor., *Parallelostroma ornata* (Mori), *Plumatalinia densa* Mori, *Stromatopora sibirica* Riab., *Syringostromella dragunovi* (Yavor.), *Yavor-*

skiina aspectabilis (Yavor.) и табуляты *Favosites moyeroensis* Sok. et Tes., *Multisolenia tortuosa* Fritz, *Subalveolites subulosus* Sok. et Tes.

По комплексу фаунистических остатков мунильская свита отнесена к хаккомскому горизонту венлока [244]. Мощность свиты в скважинах Л-3 и Л-2 составляет 29,5 и 31,4 м соответственно.

Неракачинская свита названа по р. Неракачи (левый приток р. Муниль). Стратотип выделен в интервале 687,8–637,0 м. В стратотипе граница с нижележащей мунильской свитой не очень отчетлива, проведена по кровле одного из биостромов, которые, однако, встречаются и выше по разрезу. Свита в целом сложена серыми листоватыми, тонко- и среднеплитчатыми доломитами и доломитизированными известняками со строматолитами, кораллово-строматопоровыми биостромами и линзами с аутигенными брекчиями. Доломиты часто кавернозные, имеют брекчиевидный облик. Присутствуют редкие маломощные прослои домеритов и мергелей, иногда красноцветных.

В стратотипе и в скв. Л-2 свита разделена на две подсвиты [211, 244]. Все кораллово-строматопоровые биостромы приурочены к нижней подсвите мощностью 20,5–20,8 м. Фаунистический комплекс включает табуляты *Cystihalysites mirabilis* Tchern., *Favosites moyeroensis* Sok. et Tes., *Parastriatopora tebenjkovi* (Tchern.), *Sapporipora favositoides* Ozaki, *Subalveolites subulosus* Sok. et Tes., *Syringopora fascicularis* Linn. и строматопоры *Labechia condensa* Yavor. Для верхней подсвиты мощностью 20,0–30,5 м характерны доломитовые аутигенные брекчии. Из органических остатков в ней встречены лишь редкие брахиоподы *Plectatrypa wenlockiana* Lop., *Stropheodonta omnutakhensis* Lop.

В скв. Л-3 в интервале 667–678 м вскрыт водоносный горизонт. В скв. Л-2 наблюдаются выделения капельно-жидкой светло-желтой и густой темно-коричневой нефти из каверн и пор в доломитах [75, 397].

Неракачинская свита отнесена к тукальскому горизонту горстийского яруса лудлова по комплексу фаунистических остатков и по сопоставлению с тукальской свитой стратотипического для горизонта района [244]. Мощность свиты в скважинах Л-3 и Л-2 составляет 50,8 и 51,4 м соответственно.

Кираская свита названа по р. Кира (левый приток р. Хета). Стратотип выделен в интервале 637,0–607,5 м. Граница с нижележащей неракачинской свитой проводится по смене разноплитчатых доломитов с аутигенными брекчиями более тонкоплитчатыми и листоватыми доломитами и домеритами. Верхняя граница согласная, проводится в подошве пачки массивных серых доломитов, относящейся к девону на основании находки в ней в скв. Л-2 табулят *Tiverina vermiculata* Sok. et Tes. В целом кираская свита сложена серыми и светло-серыми тонкоплитчатыми и листоватыми доломитами и серыми полосчатыми доломитовыми мергелями. Породы часто сульфатизированы. Встречаются редкие строматолитовые постройки.

Свита разделена на три подсвиты примерно равной мощности [211, 244], которые, однако, в стратотипе, где в разрезе преобладают доломиты, трудно различимы литологически. Более отчетливо разделение в скв. Л-2, где доломитами сложена средняя подсвита, а верхняя и нижняя подсвиты имеют домеритовый состав.

Фаунистические остатки в свите представлены лишь единичными находками створок брахиопод *Morinorhynchus proprius* (Lop.) и *Stropheodonta omnutakhensis* Lop., захороненными рассеяно.

Кираская свита относится к постничному горизонту (лудфордский ярус–пржидольский отдел) на основании исчезновения в ней брахиопод *Morinorhynchus proprius* и по положению в разрезе ниже отложений, охарактеризованных девонскими табулятами [244]. Мощность свиты в скважинах Л-3 и Л-2 составляет 29,5 и 27,8 м соответственно.

ВЕРХНИЙ СИЛУР И НИЖНИЙ ДЕВОН НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Нерасчлененные верхнесилурийско-нижнедевонские отложения выделены в двух структурно-формационных зонах – Мойеронской и Маймеча-Чангадинской. В обеих они представлены нерасчлененными отложениями верхнесилурийско-нижнедевонской кольдинской свиты и нижнедевонской курейской свиты.

Кольдинская и курейская свиты нерасчлененные (S_2^1 -D,*kld-kr*) картируются совместно из-за сходства слагающих их пород, плохой обнаженности и очень скудной палеонтологической характеристики.

Кольдинская свита выделена В. Вл. Меннером в 1961 г. [155, 223] в бассейне среднего течения р. Котуй. Стратотипический разрез составлен по обнажениям на р. Котуй (у порога Санат) и на его правых притоках – реках Сиды и Колды (Кольды), по последней из которых свита и была названа [145]. Залегает согласно на серых строматолитовых известняках и доломитах тукальского горизонта силура. Перекрывается она тоже согласно курейской свитой нижнего девона. Сложена пестроцветными доломитовыми мергелями, глинистыми доломитами, гипсами. Имеет двучленное строение. В нижней части преобладают серые доломиты и гипсы, а пестроцветные мергели играют подчиненную роль. В верхней части доля пестроцветных глинистых мергелей и аргиллитов возрастает, увеличивается количество алевритовой примеси в доломитах и сокращается количество гипсов. Толща палеонтологически не охарактеризована, ее возраст был установлен по положению в разрезе; нижняя (сероцветная) ее часть условно была отнесена к верхнему силуру, а верхняя (красноцветная) – к нижнему девону. Мощность толщи в стратотипической местности составляет 100–140 м [145, 154, 232].

Курейская свита выделена В. В. Меннером в 1958 г. [153, 223]. Названа по р. Курейка (правый приток р. Енисей). Типовые разрезы изучены по кернам скважин, пробуренных в окрестностях г. Норильск, где она разделена на две подсвиты. Нижняя подсвита мощностью до 30 м сложена серыми и зеленовато-серыми аргиллитами, иногда алевритистыми, с единичными прослоями темно-серых известняков и глинистых доломитов; в отдельных разрезах встречаются линзы гипса и ангидрита. Верхняя подсвита (20–80 м) – пестроцветная, сложена в основном красно-бурыми алевритистыми аргиллитами с тонкими прослоями глинистых известняков. Характерным является обилие крупных и мелких обломков панцирных рыб, которые иногда образуют маломощные слои костной брекчии. Из отложений свиты определены бесчелюстные *Putoranaspis* sp., *Aphathaspis kiaeri* Obr., чешуя рыб *Porolepis* sp., остракоды *Leperditia* ex gr. *tyraica* F. Schm. Мощность свиты в целом в типовых разрезах достигает 110 м [52].

На территории листа R-47 нерасчлененные отложения кольдинской и курейской свит закартированы в виде узкой (1–2 км) дугообразной полосы, протягивающейся в северо-западном направлении от р. Чопкокто (левый приток р. Чангада) на юго-востоке до оз. Дарима. Севернее отложения этого интервала предположительно полностью размыты. Толща залегает согласно на отложениях тукальского горизонта силура, в Маймеча-Чангадинской СФЗ представленного баханайской, а в Мойеронской СФЗ – янгадинской свитой. В обеих зонах перекрывается залегающей с несогласием сидинской свитой мантуровского горизонта нижнего–среднего девона.

Граница с подстилающими подразделениями проведена как предполагаемая в связи с недостаточностью ее изученности как в разрезе, так и на площади.

Нерасчлененные отложения кольдинской и курейской свит представлены доломитами, доломитовыми мергелями, аргиллитами и гипсами. В нижней части толщи (30–50 м) преобладают серые, реже голубовато- и зеленовато-серые тонкоплитчатые и листоватые, иногда кавернозные доломиты и глинистые доломиты с прослоями гипсосодержащих разностей и гипсов. Для верхней части (~30 м) характерны кирпично-красные и пестроцветные аргиллиты и доломитовые мергели с прослоями (до 2,5 м), линзами и желваками белого, розового и красного гипса. Подчиненную роль играют зеленовато-серые глинистые доломиты, в которых иногда наблюдаются глиптоморфозы по галиту [20, 108, 286].

Палеонтологические находки в толще единичны: на левом берегу р. Чангада в 4 км ниже устья р. Сагдан в гипсоносных доломитах В. Вл. Меннером в 1961 г. были обнаружены остатки позвоночных *Onchus cf. verus* Schm., *Puloranaspis(?)* sp. и двустворок родов *Actinopteria* и *Leptodesma* (определения Д. В. Обручева, Б. В. Наливкина) [154].

Возраст толщи рассматривается как позднесилурийско-раннедевонский в объеме постничного, мукдэкэнского, зубовского и курейского горизонтов, причем нижняя граница этого интервала определяется согласным залеганием толщи на породах тукальского горизонта, а верхняя – единичными находками позвоночных, характерных для курейского горизонта нижнего девона. По данным В. Вл. Меннера, курейская свита (и одноименный горизонт) представлена на рассматриваемой территории лишь нижней своей частью, мощность которой оценивается в 5–7 м [20]. Мощность нерасчлененных кольдинской и курейской свит в целом на площади листа составляет 60–80 м.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

На территории листа девонская система представлена всеми тремя отделами. К нижнему девону относятся верхняя часть кольдинской свиты и курейская свита, рассмотренные в составе нерасчлененного верхнесилурийско-нижнедевонского стратона. К нижнему–среднему девону отнесена сидинская свита, распространенная в Маймеча-Чангадинской и Мойеронской СФЗ. В этих же зонах присутствует и юктинская свита среднего отдела. Верхний отдел представлен объединенными накохозской и каларгонской свитами,

распространенными более широко и охватывающими все три структурно-формационные зоны.

Сидинская свита (D_{1-2sd}) выделена В. Вл. Меннером в 1961 г. [155, 223] и названа по р. Сиды (правый приток р. Котуй в его среднем течении), на которой в 30 км выше устья расположен ее разрез, считающийся стратотипическим [232].

В стратотипе свита сложена пестроцветными карбонатными аргиллитами, алевроито-глинистыми известняками и доломитами. В средней части разреза прослежен пласт известковистого полевошпатово-кварцевого песчаника мощностью до 1,5 м. Органические остатки не обнаружены. Нижняя граница не обнажена, верхняя граница с юктинской свитой согласная. Мощность видимой части разреза на стратотипической площади составляет 60–70 м [232].

На территории листа свита закартирована в виде узкой (1–3 км) дугообразной полосы, протягивающейся от верховьев р. Херкими на севере до водораздела левых притоков рек Чангада и Котуй на юго-востоке. На севере Маймечы-Чангадинской СФЗ залегает с перерывом на баханайской свите, а на юге этой зоны и в Мойеронской СФЗ – также с перерывом на нерасчлененных кольдинской и курейской свитах. Нижняя граница свиты нигде не вскрыта, но, вероятно, с ней связан размыв, так как на территории листа отсутствуют отложения разведочнинского горизонта. Граница с перекрывающей юктинской свитой согласная.

Свита сложена красноцветными аргиллитами, серыми и желтовато-серыми, иногда красно-коричневыми глинистыми доломитами, переслаивающимися с доломитистыми алевролитами, мергелями, серыми и розовыми гипсами. Отмечаются включения целестина, желваки барита. Сульфатоносность отложений уменьшается в направлении с юга на север. Литологически толща сходна с нерасчлененными отложениями кольдинской и курейской свит, отличаясь лишь более высоким содержанием примеси зерен кварца алевроитовой размерности. Свита обнажена плохо, фрагменты разреза часто составлены по высыпкам. Фаунистические остатки в отложениях не обнаружены. Возраст установлен по стратиграфическому положению между фаунистически охарактеризованными перекрывающими и подстилающими породами [20, 52, 108, 286]. Свита относится к мантуровскому горизонту, который, в соответствии с региональной стратиграфической схемой девонских отложений Сибирской платформы, в 2015 г. утверждена бюро МСК в качестве унифицированной [185], отнесен к самой верхней части эмского яруса нижнего девона и нижней части эйфельского яруса среднего девона. Мощность свиты в пределах листа составляет 25–45 м.

Юктинская свита (D_{2jk}) выделена Н. Э. Шульц в 1956 г. и названа по руч. Юкта, притоку Кондромо (бассейн Подкаменной Тунгуски). В качестве стратотипа рассматривается разрез по р. Кунтыкахы, бассейн р. Маймечы [223].

В стратотипе свита имеет трехчленное строение. В основании залегает пачка сероцветных глинистых плитчатых известняков и доломитов (до 2,5 м). Выше она сменяется пачкой серых (иногда органогенных) известняков, содержащих богатый комплекс разнообразных окаменелостей (до 18 м). Окраска пород серая, желтовато- и коричневатая-серая, иногда пятнистая. Неравно-

мерно проявлена доломитизация. Встречаются желваки серых кремней. Венчает разрез пачка (до 3,5 м) серых и светло-серых песчаниковидных кавернозных доломитов с желваками серых кремней и немногочисленными фаунистическими остатками. Суммарная мощность на стратотипической площади – около 21–25 м [221, 232].

На территории листа юктинская свита прослежена узкой (1–2 км) полосой от бассейна рек Чангада и Сагдан в северо-западном направлении в верховья рек Илюма, Кунтыкахы и далее в верховья р. Херкими. Залегает согласно на пестроцветных мергелях сидинской свиты. Перекрывается также пестроцветными отложениями накохозской свиты.

В целом разрез на всей площади близок к стратотипическому. В составе толщи преобладают серые и темно-серые известняки, массивные, грубоплитчатые, комковатые, иногда тонкослоистые. Встречаются органогенные разности, в которых количество мелкого детрита, сцементированного мелкозернистым кальцитом, достигает 75 %. Отмечается слабая битуминозность. Доломиты кремово-серые массивные и толстоплитчатые, иногда с примесью глинисто-охристого вещества, распределенного послойно, приурочены преимущественно к верхней части толщи [20, 52, 108].

Известняки содержат многочисленные остатки морской фауны, среди которых встречены брахиоподы *Emanuella subumbona* (Hall), *Productella djaltulensis* Nal., *Undispirifer undiferus* (Roem.), *Atrypa zonata* Schnur., *A. reticularis* L., фораминиферы *Vicinesphaera squalida* Antr., *Moravammina plana* Reitl., табуляты *Thamnopora* ex gr. *proba* Dub., трилобиты *Dechenella* cf. *verneuili* (Barr.), остракоды *Microcheilinella elongata* Pol., *Bairdia* sp., *Acratia* sp., а также обломки двустворок, гастропод, строматопор [52, 232]. По составу фаунистического комплекса, возраст юктинской свиты (и одноименного горизонта), в соответствии с региональной стратиграфической схемой девонских отложений Сибирской платформы, утвержденной бюро МСК в качестве унифицированной в 2015 г. [185], рассматривается как среднедевонский, в объеме верхней части эйфеля и всего живета. Мощность свиты на территории листа составляет 25–30 м.

Накохозская и каларгонская свиты объединенные (D₃nk + kl) картируются совместно из-за малой мощности.

Накохозская свита выделена Г. Д. Масловым в 1961 г. Названа по руч. Накохоз, притоку р. Имангда [223]. Типовые разрезы изучены в Норильском районе. Накохозская свита представлена красно-коричневыми аргиллитами, глинистыми, обычно серо-зелеными доломитами с рассеянной примесью алевритового и песчаного материала, мергелями с прослоями брекчий, а в отдельных разрезах – гипса, ангидрита, каменной соли. По сульфатонности установлены два типа разреза. Сульфатоносный разрез содержит пласти гипсо-ангидритов толщиной 2–3 м и имеет максимальную мощность 160–165 м. В разрезах второго типа, характеризующихся отсутствием сульфатов, мощность сокращается до 20–30 м [52].

Каларгонская свита выделена Г. Д. Масловым и М. А. Смирновым в 1947 г. [223, 232]. Названа по руч. Каларгон, в окрестностях г. Норильск, где находится ее стратотип. Состоит из трех подсвит. Нижняя – известняково-доломитовая (50–70 м), сложенная серыми доломитами, карбонатными брек-

чиями 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. Вук., *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 [223].

На территории листа объединенные нахохозская и каларгонская свиты установлены во всех трех структурно-формационных зонах. Они слагают полосу шириной 2–5 км, протягивающуюся от р. Чопкокто (левый приток р. Чангада) на юге через верховья рек Кунтыкахы и Амбардах до истоков р. Баты-Юрях (правый приток р. Прав. Боярка) на севере. Далее на северо-восток в этом районе прослеживается только каларгонская свита.

Нахохозская свита залегает на юктинской свите среднего девона без видимого несогласия. Выходы ее обычно приурочены к пологим частям склонов между уступами массивных пород юктинской и каларгонской свит и часто закрыты делювием. Свита сложена пестроцветными аргиллитами, алевролитами, мергелями, гипсами, реже глинистыми доломитами. На юге, в бассейне р. Чангада нижняя часть разреза (10 м), наблюдавшаяся в устье р. Кугда-Юрях (ранее р. Гугда), представлена красными и зелеными аргиллитами и мергелями с редкими прослоями алевролитов; верхняя часть (8–10 м), вскрытая на р. Далдын (ранее р. Кугда-Юрях), состоит из тех же пород с частыми прослоями красного, розового и белого гипса и прожилками селенита [20]. Несколько выше по течению р. Чангада гипс встречается по всему разрезу, отмечены прослои толщиной до 1 м [108, 286]. К северо-западу состав свиты несколько меняется. В бассейне р. Кунтыкахы в районе р. Чурбукака в нижней части разреза появляются кирпично-красные слоистые глинистые доломиты. В кровле этого же разреза присутствует 8-метровый пласт, сложенный розовато-белым и белым гипсом [357].

Присутствие фаунистических остатков в отложениях свиты на территории листа достоверно не установлено. Мощность – 20–25 м.

Каларгонская свита в Мойеронской и Маймеча-Чангадинской СФЗ залегает согласно на нахохозской свите, а севернее, в Маймеча-Нижнекотуйской СФЗ – с размывом на разных уровнях силурийских отложений. Перекрывается залегающими с перерывом отложениями карбона или перми.

В Мойеронской СФЗ и на юге Маймеча-Чангадинской СФЗ свита сложена известняками, доломитами и доломитизированными известняками, мергелями, подчиненными алевролитами и аргиллитами, гипсами. Нижняя часть толщи в большинстве разрезов представлена сероцветными мергелями и глинистыми доломитами с прослоями серых или зеленых аргиллитов, иногда с прожилками гипса. В средней части разреза присутствуют серые комковатые известняки, прослоями ракушняковые; иногда отмечается битуминозность. Верхняя часть сложена серыми и желтовато-серыми плитчатыми доломитами. Мощность свиты составляет 25–30 м [20, 108, 286]. К северо-западу, в северной части Маймеча-Чангадинской СФЗ мощность свиты увеличивается

до 40 м, повышается роль известняков, которые наблюдаются от самого основания толщи, среди них появляются микрофитолитовые разности [141].

В известняках обнаружены остатки брахиопод *Adolfispirifer jeremejewi* (Tschern.), *Pugnax plicatus* Kryl., *P. menneri* Kryl., остракод *Moelleritia* cf. *Tenuis* Abusch., *M. crassa* Abusch., двустворок *Pteria (Leplodesma)* sp., фораминифер *Moravammina* cf. *fragilis* E. Вук., *M.* cf. *tatarstanica* Antr., рыб *Dypoterus* sp., *Ptictodus* sp., иглы морских ежей, желваки сине-зеленых водорослей (гирванеллы) и харовые *Umbella* ex gr. *bella* Masl [52].

В Маймеча-Котуйской СФЗ каларгонская свита практически целиком сложена известняками и доломитами, мергели присутствуют в подчиненном количестве. Среди разнообразных по составу, текстурам и структурам известняков наиболее характерны сероцветные органогенные и коричневатосерые, темные битуминозные разности. Изредка встречаются черные и пепельно-серые тонкослоистые известняки. Доломиты серые и зеленоватосерые, часто глинистые и известковистые. Наблюдаются прослои карбонатных брекчий [213, 306, 325, 349, 350, 352, 355].

Судя по материалам работ масштаба 1 : 50 000, проведенных на Ханарской, Хунгтукунской, Романихинской, Маймечинской и Хининдиндинской площадях, мощность каларгонской свиты в пределах Маймеча-Котуйской СФЗ крайне непостоянна и колеблется от 20 до 80 м, что связано, вероятно, с различной глубиной ее размыва.

В составе фаунистического комплекса свиты присутствуют *Adolfispirifer jeremejewi* (Tschern.), *Cyrtospirifer conoides* (Roem.), *Theodossia anossofi* (Vern.), *Chonetes* sp., гастроподы *Hormotoma gracilis* Hall., *Pararaphistoma* sp., остракоды *Knoxites* ex gr. *menneri* Egor. и др. [213, 306, 325, 349, 350, 352].

В соответствии с региональной стратиграфической схемой девонских отложений Сибирской платформы, утвержденной бюро МСК в качестве унифицированной в 2015 г. [185], возраст накохозской и каларгонской свит рассматривается как позднедевонский, при этом накохозская свита (и одноименный горизонт) относятся к нижнему подъярису франского яруса, а вскрытая на территории листа часть каларгонской свиты отвечает среднему–верхнему франу и низам фаменского яруса.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Каменноугольная система на территории листа представлена отложениями нижнего отдела, выходящими на дочетвертичную поверхность весьма ограниченно в северо-восточной части Маймеча-Нижнекотуйской СФЗ, и нерасчлененными отложениями среднего и верхнего отделов, распространенными более широко и закартированными в обеих структурно-формационных зонах Анабаро-Тунгусской СФО.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Уксинская толща (С₁ук) выделена А. Б. Гуревичем в 2004 г. при составлении Легенды Норильской серии листов ГКК-1000 на основе материалов

геологов НПО «Аэрогеология» Ш. Д. Макаровой и др. [127, 389], установивших в 1975 г. присутствие известняков раннекаменноугольного возраста на водораздельном пространстве между р. Бол. Романиха и ее правым притоком – р. Укси, по которой толща и получила свое название. Ранее, при среднемасштабных геологосъемочных работах 1960-х годов эта толща не отделялась от отложений франского яруса верхнего девона, с которыми имеет сходство по составу и дешифровочным признакам.

Толща была прослежена на расстоянии около 5 км в виде высыпок, развалов плит или небольших (до 1,5 м мощности) обнажений. Непосредственный контакт с подстилающей каларгонской свитой девона не наблюдался. Основание толщи слагают черные и коричневато-серые битуминозные и слабобитуминозные известняки (5–6 м). Выше залегают коричневато-серые слабодоломитизированные органогенные известняки со стяжениями серых кремней (5–10 м), содержащие многочисленные членики криноидей, остатки брахиопод, морских остракод, ругоз, табулят, редких фораминифер. Среди них О. В. Юфевым определены фораминиферы *Septaglomospiranella* ex gr. *primaeva* (Raus.), *Septabrunsiina* cf. *krainica* (Lip.), Н. Я. Спаским – ругозы *Sychnoelasma* ex gr. *konincki* (M. Ed. et Haime), *Caninia* ex gr. *dorlodoti* Salee, *Amygdalophyllum* sp., *Bothrophyllum* sp., М. А. Смирновой – табуляты *Michelinia rossica* Semenov et Möller, Г. Е. Черняком – брахиоподы *Spirifer ussiensis* Tolm., *Sp. suavis* Kon., *Sp. mediocris* Tolm., *Crurithyris* sp. Комплекс фаунистических остатков позволил рассматривать пачку органогенных известняков как аналог тайдонского и низов фоминского горизонтов Кузбасса и отнести ее к турнейскому ярусу; подстилающая их пачка битуминозных и слабобитуминозных известняков, не содержащих органических остатков, была отнесена к турне условно [127, 389].

Позднее, при проведении крупномасштабных поисково-съемочных работ было сделано заключение о более широком развитии турнейских отложений на Романихинской площади: они закартированы в междуречье Бол. Романихи и Укси на обширном плоском водоразделе протяженностью до 16 км и шириной 3–4 км, на небольших участках в верховьях рек Легаки и Нерэкэ, а также вскрыты скв. Р-16 в интервале от забоя (407 м) до границы с терригенными отложениями ханарской свиты (381 м). По предположению С. И. Зверевой [306], на разных участках могут вскрываться разные части толщи, но их детальная корреляция затруднительна из-за отсутствия надежных маркеров, внедрения пластовых и пологосекущих интрузий долеритов и плохой обнаженности: в основном толща закартирована по элювиально-делювиальным высыпкам и лишь в ее основании в одном из пересечений на водоразделе наблюдаются уступы высотой 2–3 м с элювиальными развалами.

Толща в целом сложена серыми, кремевыми и коричневато-серыми органогенными и органогенно-обломочными известняками, массивными и плитчатыми, иногда алевритистыми известняками, темно-коричневыми битуминозными известняками, доломитами и известковистыми доломитами, содержит прослои карбонатных брекчий. В известняках встречаются кремневые конкреции, иногда наблюдаются мелкоамплитудные стилолитовые швы. Мощность толщи оценена в 55 м [306].

Из органогенных известняков разрезов скв. Р-16 и междуречья Укси и Бол. Романихи в ГСЭ ПГО «Красноярскгеология» были определены брахиоподы *Fusella ussiensis* (Tolm.), *F. similis* (Tolm.), *F. tornacensis* (Kon.), *Rugosochonetes* aff. *illinoisensis taidonensis* Sok., *R. hardrensis* (Phillips), *Punctospirifer insculptus* (Phillips), *Camarotoechia* cf. *biplex* Tolm., *Torynifer* cf. *asiaticus* Besn., *Schizophoria* ex gr. *resupinata* (Mart.), *Plicochonetes* sp., *Streptorhynchus* sp., *Cyrtospirifer* sp. и др., гастроподы *Hormotoma* ex gr. *gracilis* (Hall), трилобиты *Phillipsia* sp. [306].

Присутствие в данном списке брахиопод рода *Cyrtospirifer*, известного, по заключению палеонтологов отдела стратиграфии ВСЕГЕИ, только из франских и нижнефаменских отложений верхнего девона, может быть обусловлено либо неточностью определения, либо ошибочной привязкой его местонахождения к уксинской толще. К сожалению, списки определений фаунистических остатков с указанием конкретных точек сбора образцов в отчете по Романихинской площади не приведены. Не исключено, что образец с *Cyrtospirifer* мог быть отобран из литологически сходных с уксинскими отложениями каларгонской свиты, что косвенно подтверждается присутствием этого рода в списке фауны последней.

Остальной комплекс фаунистических остатков позволяет отнести уксинскую толщу к ханельбиринскому горизонту региональной шкалы и рассматривать ее возраст как позднетурнейский [27, 144, 306].

СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Ханарская свита ($C_{2-3}hn$) выделена А. Б. Гуревичем в 1979 г. из отложений, относившихся ранее к бургу克林ской свите нижней перми. Названа по р. Ханар (левый приток р. Баты-Юрях). Стратотип изучен по керну скважин СП-15, ГСП-4 и частично СП-10, пробуренных на Ханарском поисковом участке [67, 224, 355].

На стратотипической площади (западная часть Маймечинской СФпЗ Маймеча-Котуйской СФЗ, территория листа R-47-XV) ханарская свита залегает на размытой поверхности карбонатных отложений каларгонской свиты верхнего девона; перекрывается котуйской свитой нижней перми, с которой связана постепенным переходом. Свита представлена чередованием песчаников, алевролитов, аргиллитов и углистых пород, которым подчинены единичные тонкие (0,02–0,20 м) пропластки углей. Преобладает в разрезе (60–80 %) тонкое линзовидно-полосчатое, полого-волнистое, иногда ленточное переслаивание темно-серых мелкозернистых и светло-серых крупнозернистых алевролитов с подчиненными прослоями аргиллитов и алевролитовых печаников. Отмечаются текстуры взмучивания, оползания и подворота слоев, многочисленные следы жизнедеятельности илоедов, тонкая вкрапленность и мелкие конкреции пирита, измельченный растительный детрит и шлам, редкие отпечатки листовой флоры. Песчаники менее распространены, представлены алевролитовыми и мелко-среднезернистыми разностями с пологой косой и волнистой слоистостью; по составу они преимущественно полевошпатово-кварцевые олигомиктовые, редко полимиктовые и кварцевые. Характерно

присутствие слабоуглистых и углистых алевролитов и аргиллитов с послойными намывами крупноалевритового и мелкопесчаного материала и крупными известковыми конкрециями и конкреционными линзами. Чередование пород различных типов придает разрезу неотчетливую ритмичность, при этом ритмы I (низшего) порядка группируются в три ритма II порядка (мезоритма), мощность нижнего из которых составляет 3–23 м, среднего – 50–55 м, верхнего – 25–26 м. Общая мощность свиты на стратотипической площади колеблется от 85 до 105 м [67, 355].

В пределах Маймеча-Котуйской СФЗ ханарская свита закартирована в северо-западной части Маймечинской СФпЗ и южной части Гулинской СФпЗ в виде отдельных пятен, группирующихся в полосу северо-восточного простирания, которая протягивается от р. Баты-Юрях в низовья р. Котуй за восточную рамку листа. В естественных выходах обнажена плохо, представлена в основном элювиально-делювиальными высыпками, коренные обнажения редки и маломощны. Изучена преимущественно по керну скважин, пробуренных при проведении поисково-съёмочных работ масштаба 1 : 50 000 на Хунгтукунской, Романихинской и Хининдинской площадях [306, 349, 350]. В пределах Нижнеаяклинской СФпЗ вскрыта скв. Л-2 на Ледянской площади [397].

В Маймеча-Котуйской СФЗ практически повсеместно ханарская свита залегает на размытой поверхности каларгонской свиты верхнего девона и только на ограниченной площади в верховьях р. Бол. Романиха – на уксинской толще верхнетурнейского подъяруса. Перекрывается согласно, иногда с резким контактом или со следами внутриформационного размыва котуйской свитой нижней перми, а на площади глубокого предтриасового размыва последней – правобоярской свитой индского яруса. Строение свиты повсеместно осложнено пологосекущими триасовыми интрузиями, толщина которых колеблется от первых метров до первых сотен метров. Состав свиты в целом довольно постоянен и близок к стратотипическому. Сопоставление разрезов возможно лишь на основании прослеживания ритмов II порядка, сохраняющих особенности состава и строения на расстоянии десятков км, поскольку ритмы I порядка неустойчивы на площади. Изменчивость проявлена в появлении в отдельных разрезах мощных (до 22 м в скв. Х-29, Хунгтукунская площадь) пачек песчаников, играющих подчиненную роль в стратотипе, в изменении количества и толщины прослоев углистых пород и углей (при этом мощность поледних нигде не превышает 0,3 м). В некоторых разрезах в основании свиты наблюдаются маломощные прослои гравелитов (скважины Р-16, Р-22, Романихинская площадь). В единичных случаях на поднятиях палеорельефа из разреза выпадают отложения нижнего ритма [350]. Мощность свиты в полных разрезах, где верхняя ее часть не уничтожена предтриасовым размывом, довольно постоянна на разных площадях и составляет 80–110 м, максимальная (около 130 м) – зафиксирована в скв. Л-2.

Из верхней части ханарской свиты на Хининдинской площади определены остатки двустворчатых моллюсков *Angarodon cf. kumsassiensis* Rag. и *Mrasssiella(?) ovata* Khalf., типичные для алыкаевской свиты Кузбасса и катского горизонта Сибирской платформы.

На Ханарской и Хининдинской площадях в керне скважин встречены редкие отпечатки *Paracalamites* cf. *crassus* Goret., *Angaropteridium* sp., *Rufloria* cf. *theodori* (Zal. et Tschirk.) S. Meyen, *R. tschirkovae* (Zal.) S. Meyen, *Angarocarpus* cf. *ungensis* (Zal.) Radcz., указывающие на принадлежность отложений к верхнему карбону. Это подтверждается также данными спорово-пыльцевого анализа. В комплексе миоспор значительно преобладает споровая часть спектра, в которой ведущую роль играют *Cyclobaculisporites trichacanthus* (Lub.) Lub., *C. gibberulus* (Lub.) Lub., *Turrissporites pyramidalis* (Lub.) Lub., *T. rigidipinosus* (Lub.) Lub., *Hymenozonotriletes radiatus* Lub., *Verrucosisporites rarituberculatus* Lub., *Remysporites psilopteris* (Lub.) Lub., *R. mirabilis* (Lub.) Lub. Пыльцевая часть спектра представлена пылью *Cordaitina*–*C. rotata* (Lub.) Medv., *C. uralensis* (Lub.) Samoil. и др. Большинство этих таксонов широко распространены в отложениях катского горизонта Сибирской платформы.

На Романихинской площади найдены растительные остатки *Sphenophyllum* sp., *Paracalamites* cf. *planicostatus* Verb., *Rufloria* cf. *tschirkovae* (Zal.) S. Meyen, *Cordaicarpus tomiensis* Radcz., *C. krapivinoensis* Such., характерные для средне-верхнекаменноугольных отложений Сибири. Комплекс миоспор, по заключению В. В. Круговых, представлен здесь видами-индикаторами *Cyclobaculisporites trichacanthus* (Lub.) Lub., *Turrissporites pyramidalis* (Lub.) Lub., *T. resistens* (Lub.) Lub., *Verrucosisporites rubiginosus* (Lub.) Lub., *Reticulatisporites reticulatus* (Lub.) Lub., *Florinites kuzbassicus* Drjag. и др. Обнаруживается его большое сходство с палинокомплексами нижней части катского горизонта центральных и южных районов Тунгусской синеклизы и мазуровского горизонта Кузнецкого бассейна [67].

В южной половине территории, в Аяно-Верхнекотуйской СФЗ средне-верхнекаменноугольные отложения закартированы в виде узкой (преимущественно 2–4 км) извилистой полосы, протягивающейся от района оз. Дарима на юго-восток, в бассейн среднего течения р. Чангада. При среднемасштабной геологической съемке 1970-х годов эти отложения, изученные по высыпкам, развалам и небольшим обнажениям, были закартированы под названием катской свиты [20, 89, 108, 141], однако в Легенде Норильской серии листов ГКК-1000 их было предложено относить к ханарской свите, поскольку по составу, строению и мощности они весьма сходны со стратотипом последней.

В Аяно-Верхнекотуйской СФЗ ханарская свита залегает несогласно на каларгонской свите девона, иногда – на более древних отложениях вплоть до силурийских. Перерыв подчеркивается присутствием в основании свиты довольно мощной (5–25 м) пачки песчаников с линзами конгломератов и гравелитов. На большей части территории согласно перекрывается котуйской свитой перми, и лишь на небольшом участке у южной рамки листа – палеогеновыми отложениями.

Свита сложена сероцветными полимиктовыми и кварцево-полевошпатовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, часто углистыми, с маломощными (до 0,3 м) прослоями углей и редкими линзами известняков. Характерна микрослоистость, обусловленная мелкоциклическим чередованием песчанистых и глинистых прослоев с пропластками угля [4]. Мощность свиты в направлении с северо-запада на юго-восток возрастает от 60–70 до 130 м.

Спорово-пыльцевой спектр из нижней и средней частей свиты включает *Cyclobaculisporites trichacanthus* (Lub.) Dibn. et Lub., *C. gibberulus* (Lub.) Dibn. et Lub., *Verrucosisorites scurrus* (Lub.) Dibn. et Lub., *Lophotriteles larvatus* (Lub.) Naum., *Nigrisporites nigritelus* (Lub.) Dibn. et Lub., *Turrisporites resistens* (Lub.) Dibn. et Lub., *T. pyramidalis* (Lub.) Dibn. et Lub., *Acanthotriteles ingentis* (Marcz.) Naum., *Remysporites psilopleus* (Lub.) Dibn. et Lub., *R. mirabilis* (Lub.) Dibn. et Lub., *Cordaitina uralensis*, (Lub.) Samoïl., *C. varica* (Naum.) Samoïl., *Lycospora* sp., *Floriniles* sp., *Alisporites* sp. и др. В. В. Гершанович сопоставляет его с комплексами катской свиты бассейна р. Ниж. Тунгуска, алыкаевской и мазуровской свит Кузнецкого бассейна, которые относятся к среднему–верхнему карбону. В верхах свиты собраны остатки растений *Neuropteris* sp., *Paragondwanidium* sp., *Rufloia subangusta* (Zal.) S. Meyen., *R. ex gr. sibirica* (Radcz.) S. Meyen., *Cardiocarpus krivljakiensis* Such., *Samaropsis* ex gr. *moracia* Zal. и др. [4].

Анализ приведенных выше комплексов органических остатков позволяет отнести ханарскую свиту к катскому горизонту унифицированной стратиграфической схемы Сибирской платформы и рассматривать ее возраст как средне-позднекаменноугольный в объеме московского, касимовского и гжельского ярусов.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Пермская система на территории листа представлена всеми тремя отделами. К нижнему (приуральскому) отделу отнесена котуйская свита, а нерасчлененные средне-верхнепермские (биармийско-татарские) отложения выделены в потокойскую свиту. На дочетвертичную поверхность отложения перми выходят на северо-восточном борту Тунгусской синеклизы, в зоне ее сочленения с Анабаро-Оленёкской антеклизой. Повсеместно интенсивно инъецированы триасовыми интрузиями (преимущественно катангского и карамского комплексов) и закартированы в виде изолированных выходов, в целом группирующихся в полосу шириной в первые десятки км. Эта дугообразная полоса протягивается от восточной рамки листа на юго-запад, почти до западной рамки, охватывая все три структурно-формационные подзоны Маймеча-Котуйской СФЗ, и поворачивает к юго-востоку, занимая северо-восточную часть Аяно-Верхнекотуйской СФЗ.

При среднемасштабных геологосъемочных работах 1960–1970-х гг. на территории листа R-47 нижнепермские отложения были закартированы под названием «бургуклинская свита» [141, 142, 240] или рассматривались как нерасчлененные [20, 89, 108, 213, 322]. Отложения верхнего отдела перми (при двухчленном делении последней) относились к пеляткинской свите [141, 142, 159, 240], а в наиболее полных разрезах бассейна р. Чангада – к пеляткинской и вышележащей дегалинской свитам [20, 89, 108, 322]. Все перечисленные свиты выделены на западной окраине Сибирской платформы и являются стратотипическими для одноименных горизонтов. Большой объем бурения, проведенного в конце 1970-х–начале 1980-х годов на Ханарской, Хунгтукунской, Романихинской и Хининдинской площадях, позволил вы-

явить сходство состава и строения пермских отложений этих территорий и района низовьев р. Котуй, расположенного непосредственно за восточной рамкой листа R-47, где еще в конце 1950-х годов. А. И. Ивановым были выделены котуйская (P_1) и потокойская (P_2) свиты. Схема А. И. Иванова была принята за основу, вошла в практику крупномасштабных геологосъемочных работ в пределах Маймеча-Котуйской СФЗ [306, 349, 350, 355] и была учтена при составлении ГГК-1000 новой серии [52]. На юге, в Чангадинском районе по-прежнему выделялись бургуклинская, пеляткинская и дегалинская свиты, однако при составлении Легенды Норильской серии листов ГГК-1000 (2004 г.) пермские отложения всего северо-восточного борта Тунгусской синеклизы были отнесены к единому стратиграфическому району и расчленены на котуйскую свиту бургуклинского горизонта и потокойскую свиту пеляткинского и дегалинского горизонтов, в соответствии с чем в настоящей работе эти свиты и закартированы не только в Маймеча-Котуйской, но и в Аяно-Верхнекотуйской СФЗ.

ПРИУРАЛЬСКИЙ ОТДЕЛ

Котуйская свита (P_{kt}) выделена А. И. Ивановым в 1956 г. [51]. Названа по р. Котуй, в нижнем течении которой на правом берегу выше р. Кысыл-Хая-Юрях находится ее стратотип (лист R-48-VII). Первоначальный объем свиты уменьшен А. Б. Гуревичем за счет выделения из ее состава самостоятельной средне-верхнекаменноугольной ханарской свиты, к которой им были отнесены нижние 25 м разреза стратотипа. Название сохранено за большей нижнепермской (приуральской) частью. В стратотипической местности свита имеет мощность около 170 м и сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами с пластами каменных углей толщиной обычно 0,2–0,3 м. В приустьевой части р. Кысыл-Хая-Юрях на поверхность выходит угольный пласт мощностью около 3 м. На основании флористических и палинологических комплексов котуйская свита отнесена к бургуклинскому горизонту региональной шкалы [51, 67, 97].

На площади листа R-47 свита обнажена плохо, закартирована по разрозненным небольшим коренным выходам, высыпкам и редким развалам. В пределах Маймеча-Котуйской СФЗ вскрыта довольно многочисленными скважинами. На большей части территории залегает согласно либо с небольшим размывом на ханарской свите нижнего карбона, местами – со стратиграфическим перерывом на эродированной поверхности каларгонской свиты верхнего девона. Почти повсеместно перекрывается потокойской свитой средней–верхней перми, и лишь на отдельных участках наиболее глубокого предтриасового размыва – правобоярской свитой.

Свита сложена сероцветными мелко- и средне-, реже крупнозернистыми преимущественно полимиктовыми песчаниками с подчиненными им пачками тонкопереслаивающихся мелко- и крупнозернистых алевролитов. Мощность отдельных пачек песчаников достигает 30–35 м, в них развиты пологая косая разнонаправленная, косолинзовидная и пологоволнистая слоистость. Содержит тонкие линзы брекчиевидных внутриформационных конгломератов, про-

слои аргиллитов и углистых аргиллитов, единичные маломощные (5–20 см) пропластки угля. Отмечены скопления угловатых обломков глинисто-алевритовых пород в песчаном матриксе, растительный детрит и шлам, железисто-карбонатные конкреции лепешковидной формы, вкрапленность и мелкие (до 1 см) конкреции пирита, редкие следы жизнедеятельности илоедов [350, 355 и др.].

От нижележащей ханарской свиты котуйская отличается меньшей насыщенностью углистым материалом и большей песчаностью [4, 349, 350]. Роль песчаников в разрезе в пределах Маймеча-Котуйской СФЗ возрастает с юго-запада на северо-восток [67]. На юге Аяно-Верхнекотуйской СФЗ в нижней части свиты песчаники резко преобладают и лишь в верхней они переслаиваются с алевролитами и аргиллитами [20, 89]. В северной части этой же зоны, севернее р. Херкими наблюдается неравномерное переслаивание аргиллитов, алевролитов и песчаников, а к югу происходит замещение аргиллитов и алевролитов песчаниками и на правом берегу р. Кунтыкахи доля последних достигает 70 % [141]. Такая заметная фациальная изменчивость и неудовлетворительная обнаженность затрудняют детальную корреляцию разрезов в пределах Аяно-Верхнекотуйской СФЗ.

В пределах Маймеча-Котуйской СФЗ, где имеются материалы бурения, сопоставление разрезов проведено на основе анализа ритмичности отложений. Ритмы I порядка имеют несколько увеличенную мощность по сравнению с ханарской свитой, но так же невыдержанны по простиранию. Ритмы II порядка (мезоритмы) более устойчивы и прослеживаются на первые десятки км. В наиболее полных непрерывных разрезах свиты на Ханарской и Хунгтукунской площадях (скважины СП-10, Х-28) выделены три мезоритма мощностью 30–50 м. В других разрезах, несмотря на отсутствие отдельных фрагментов свиты (из-за разрывных нарушений, внедренных интрузий, предтриасового размыва и т. п.), представляется возможным определить принадлежность сохранившихся отложений к тому или иному ритму [67, 350 и др.].

В основании свиты на Романихинской площади найдены остатки растений: *Paracalamites* cf. *planicostatus* Verb., *P. crassus* Gorel., *Tychopteris* sp., *Ruffloria* cf. *intermedia* (Radcz.) S. Meyen, *R. cf. tschirkovae* (Zal.) S. Meyen, *Evenkiella schortonotensis* Gorel., *Crassinervia tunguskana* Schwed., *Angarocarpus*(?) *angaricus* Radcz., *Samaropsis skokii* Neub., отвечающие нижнебургу克林скому подгоризонту Сибири. На Ханарской площади в свите определен спорово-пыльцевой комплекс, отличающийся от ханарского как увеличенным содержанием пыльцы, так и качественным составом. Основной фон в этом комплексе составляет весьма разнообразная пыльца: *Cordaitina-C. rotata* (Lub.) Medv., *C. stiptica* (Lub.) Samoil., *C. uralensis* (Lub.) Samoil. и ряд других. В небольшом количестве присутствует пыльца *Ginkgocycadophyta* и *Disaccites* (*Sulcatissporites*, *Gardenasporites* и др.). В споровой части спектра чаще встречаются *Spinosisporites rectispinus* (Lub.) Lub., *S. parvispinus* (Lub.) Lub., а также *Raistrickia obtusosaetosa* (Lub.) Lub., широко распространенные в отложениях нижней перми [67].

В бассейне р. Чангада, помимо остатков растений родов *Paracalamites*, *Ruffloria* и *Cordaites*, обнаружены двустворки *Naiadites kumpani* (Fed.), *N. pheliciae* Rag., *N. obrutschevi* Rag., *N. bedrovi* Rag., *Orthonaiadites triangu-*

laris Khalf. и др., комплекс которых, по заключению И. М. Маловецкой, широко распространен в бургуклинском горизонте. Спорово-пыльцевой комплекс также сопоставлен с бургуклинским комплексом южной части Тунгусского бассейна [4].

По комплексу органических остатков котуйская свита отнесена к бургуклинскому горизонту приуральского отдела перми. Мощность ее в наиболее полных разрезах на территории листа составляет 120–130 м, в верхнем течении р. Чангада сокращается до 70–80 м, что связано, вероятно, с внутриформационным размывом на границе с вышележащей потокойской свитой; на Хининдинской и Романихинской площадях, где свита частично или полностью уничтожена предтриасовым размывом, ее максимальная мощность не превышает 60–80 м.

ПРИУРАЛЬСКИЙ И БИАРМИЙСКИЙ ОТДЕЛЫ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Потокойская свита (P_{2-3pt}) выделена А. И. Ивановым в 1956 г. [51]. Стратотип находится в нижнем течении р. Котуй, на правом берегу выше р. Медвежья (лист R-48-VII). Названа по р. Потокой (левый приток р. Котуй). Позже А. Б. Гуревич из первоначального объема свиты исключил пачку туфов и туффитов мощностью 12–25 м и отнес ее к основанию серии вулканогенных образований триаса. В стратотипической местности потокойская свита залегает согласно на котуйской свите, имеет мощность около 170 м и представлена чередованием полимиктовых и кварц-полевошпатовых песчаников, алевролитов, аргиллитов, углистых пород и углей. Содержит редкие линзы мелкогалечных внутриформационных конгломератов и невыдержанные прослои и линзы туфов и туффитов основного и щелочно-ультраосновного составов. Средне-позднепермский возраст свиты обоснован палеонтологически (флора, палинокомплексы, морские двустворки) [51, 67, 97].

На территории листа R-47 потокойская свита закартирована по высыпкам, глыбовым развалам и небольшим обнажениям. В единичных скважинах на Ханарской и Хунгтукунской площадях наблюдалась лишь ее нижняя часть. На большей части площади согласно или со следами неглубокого размыва залегает на котуйской свите раннепермского возраста [141, 240, 355], часто отделена от нее пластовыми интрузиями долеритов [142, 350]. На юго-востоке территории, в бассейне среднего течения р. Чангада с размывом залегает на разных уровнях нижней перми, карбона и девона [20, 89]. Перекрывается практически повсеместно правобоярской свитой нижнего триаса и лишь в восточной части Гулинской СФпЗ (у восточной рамки листа) – арыджангской свитой, которая считается такого же возраста, что и правобоярская.

Свита сложена сероцветными разномасштабными, вплоть до крупнозернистыми, полимиктовыми песчаниками, слабо сортированными песчанистыми алевролитами, неотчетливым тонким чередованием мелко- и крупнозернистых алевролитов, углистыми породами и пластами углей. Песчаники содержат угловатые обломки алевролитов и аргиллитов, гальку гнейсов, единичные прослои брекчиевидных конгломератов. В конкреционном комплексе доминируют карбонатные конкреции с преобладанием в их составе сидерита.

В глинистых алевролитах и алевролитистых аргиллитах отмечаются намывы растительного шлама, редкие отпечатки листьев, следы жизнедеятельности илоедов [67, 355].

От нижележащей котуйской свиты потокойская свита отличается почти повсеместным присутствием вулканогенного материала. В Маймечя-Котуйской СФЗ, где свита представлена лишь нижней своей частью, в песчаниках и плохосортированных алевролитах характерно наличие неправильной формы обломков довольно свежего вулканического стекла с микросферолитами халцедона диаметром 0,02–0,05 мм, отмечены присыпки тонкообломочного пеплового материала [349, 355]. Примесь вулканокластического материала в составе обломочной части достигает 20 % [240]. В Аяно-Верхнекотуйской СФЗ роль вулканогенного материала в составе свиты, особенно в верхней ее части, существенно выше: помимо прослоев туфогенно-осадочных пород (туфопесчаников, туфоалевролитов) отмечены довольно мощные (до 12 м) пачки грубо- и неправильно слоистых серых туффигов и массивных серых туфов [89, 141].

Другим отличием потокойской свиты от нижележащей котуйской является ее повышенная угленосность. Пропластки и линзы каменного угля встречаются по всему разрезу, но наиболее мощные пласты (до 5,5 м) приурочены к верхней половине свиты. В этой части разреза угленасыщенность на отдельных участках достигает 5–8 % [108].

На Ханарской площади единичные, определяемые до рода остатки растений (*Cordaites* sp., *Rufloria* sp., *Crassinervia* sp.) из основания потокойской свиты указывают лишь на принадлежность отложений к пермской системе. В спорово-пыльцевом комплексе резко преобладает пыльца *Cordaitina angustelimbata* (Lub.) Dibun., *C. convallata* (Lub.) Samoil, *Crucisaccites variosulcatus* Djur. В большом количестве отмечается пыльца *Sulcatissporites ovatus* (Balme et Hennelly.) Balme, *Alisporites nuthallensis* Clarke, *Striomonosaccites ovatus* Bharad. и др.; из спор характерны *Lophotriletes multangulus* (Andr.), *Nigrisporites marginatus* (Portn.) Drjag., *Apiculatisporites hispidus* (Portn.) Drjag. и др. [67].

В бассейне р. Чангада в нижней половине свиты встречены остатки растений *Rufloria brevifolia* (Gorel.) S. Meyen, в верхней – *Equisetina* cf. *tenuistriata* Radcz., *Pecopteris* sp., *Cordaites* cf. *gracilentus* (Gorel.) S. Meyen, *Carpolites* sp. и др. Выделены богатые спорово-пыльцевые спектры из разных частей свиты [4].

По комплексу органических остатков в наиболее полных разрезах в юго-восточной части Аяно-Верхнекотуйской СФЗ потокойская свита отнесена к пеляткинскому и дегалинскому горизонтам биармийского и татарского отделов перми. Мощность ее здесь составляет 180–240 м. К северу мощность свиты постепенно сокращается, что связано, вероятно, с предтриасовым размывом, и не исключено, что ее объем ограничивается пеляткинским горизонтом. В восточной части Аяно-Верхнекотуйской СФЗ, на Ханарской, Хунгтукунской и Хининдинской площадях мощность свиты не превышает 70 м, а на Романихинской площади она полностью размыта.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

К триасовым образованиям, выходящим на современную поверхность или вскрытым скважинами на территории листа R-47, относят мощную стратифицированную толщу (традиционно именуемую «туфолаковой»), сложенную вулканогенными и резко подчиненными вулканогенно-осадочными породами. Кроме того, по аналогии с сопредельными территориями предполагается развитие терригенных отложений среднего–верхнего триаса под чехлом юрско-меловых осадков в Енисей-Хатангском региональном прогибе. В целом триасовые породы занимают около 35 % площади листа.

Вулканогенные породы слагают наиболее возвышенные части территории листа R-47: северо-восточный склон плато Путорана и северный склон Котуйского плато. «Туфолаковая толща» представляет собой чередование лавовых покровов и маломощных горизонтов туфов, туффитов и осадочных пород, причем эффузивные фации составляют более 90 %. В общем разрезе толщи выделено более 200 лавовых покровов. Хотя в целом преобладают лавы толеит-базальтового состава, на рассматриваемой территории существенно выше, чем на основной (расположенной западнее) площади развития туфолаковой толщи роль умереннощелочных и щелочных базальтоидов, которые в целом составляют до 30 % ее объема.

Туфолаковая толща залегает как несогласно, так и без видимого несогласия на пермских отложениях. Однако выпадение из разреза образований гагарьеостровского горизонта заставляет предполагать стратиграфический перерыв, предшествующий формированию вулканогенной толщи. Вдоль северного склона плато Путорана и Котуйского вулканогенные породы трансгрессивно перекрываются юрскими и меловыми морскими осадками. Мощность вулканогенного разреза на территории листа R-47 оценивается в 1–2 км.

Вопросы расчленения и корреляции вулканогенных образований северо-восточной части Сибирской платформы разрабатывались многими исследователями (Л. С. Егоров, Е. А. Бутакова, К. М. Шихорина, Н. С. Малич, Е. В. Туганова, Е. Н. Ленкин, Я. И. Полькин, Ю. И. Томановская, Н. Н. Нагайцева, Г. Н. Старицына, В. Н. Егоров, Г. Н. Садовников, Ю. И. Дараган-Сущов и др.). В соответствии со схемой, утвержденной Третьим межведомственным региональным стратиграфическим совещанием в 1978 г. [197] на основе унифицированных для Тунгусской синеклизы стратиграфических схем, вся вулканогенная толща считается нижнетриасовой (без выделения подразделений ОСШ более дробных, чем отдел). По комплексу литофациальных, минералогических и палеонтологических данных стратиграфические подразделения вулканической толщи соотнесены с уровнями тутончанского, двурогинского и путоранского региональных биостратиграфических горизонтов, отражающих смену характерных комплексов флоры и фауны. При этом тутончанский горизонт коррелируется с индскими, а двурогинский и путоранский – с оленёкскими отложениями мезозойских прогибов [74, 81].

Тем не менее, проблема стратиграфического расчленения и возраста вулканогенной толщи, включая собственно отнесение ее к триасовому периоду, остается дискуссионной вследствие отсутствия надежных и представительных радиологических датировок, фрагментарности палеонтологически охаракте-

ризованных уровней разреза и невыдержанностью стратиграфических единиц по латерали; под вопросом остается обоснованная привязка вулканогенных стратонов к ОСШ. В связи с вероятной асинхронностью нижней границы вулканогенной толщи, так же как и границы палеофита и мезофита [81, 199 и др.], смещения пермских и раннетриасовых флор в стратонах нижней части вулканогенного разреза, обнаружения среднетриасовых СПК и других органических остатков в ее верхней части [334], отнесение вулканогенной толщи к нижнему триасу, базирующееся на обосновании раннетриасового возраста корвунчанской флоры и, соответственно, содержащих ее вулканокластических пород [161 и др.], ставится под сомнение.

С одной стороны, выдвигаются предположения, основанные, в том числе, на новых палеонтологических данных, о соответствии верхней части разреза вулканитов среднему триасу [75, 189, 334, 375 и др.], с другой – о позднепермском возрасте нижней половины вулканогенного разреза, охватывающей тутончанский и двурогинский горизонты [202]. В пользу последней интерпретации привлекаются современные палеомагнитные данные, согласно которым граница перми и триаса проходит в нижней части ортозоны прямой полярности [160]. Однако принятие современной трактовки палеомагнитных данных вообще снимает проблему стратиграфического расчленения и возраста отдельных стратонов вулканогенной толщи, поскольку, согласно этим представлениям, формирование толщи в несколько километров мощностью заняло не более 0,1–1,0 млн лет [68, 123, 160, 276, 400 и др.]. Обобщение геохронологической информации приводит к выводу, что формирование вулканогенной толщи и комагматичных интрузий укладывается в интервал 251,9–251,4 млн лет [267, 268, 274, 277, 278], привязывая формирование вулканогенной толщи к пермско-триасовому рубежу. В то же время, многочисленные геологические и палеонтологические данные, так же как и последние результаты представительного изотопного датирования мафитовых интрузий Норильско-Хараелахской зоны [54, 81, 366], несомненно, указывают на более широкий возрастной интервал формирования вулканогенной толщи.

Исходя из ограниченной представительности и неоднозначности интерпретации существующих геохронологических и палеомагнитных данных, в настоящей работе используется традиционная стратиграфическая схема [139, 344], заключающаяся в выделении циклостратиграфических подразделений, отражающих эволюцию вулканизма в различных структурно-формационных зонах. В начале каждого вулканического цикла выделяются периоды интенсивного извержения лав, а в конце – длительные перерывы с образованием туфогенно-осадочных толщ, часто содержащих палеонтологические остатки [81, 96, 188, 253, 312 и др.]. Поэтому возраст свиты определяется только по палеонтологическим комплексам туфогенно-осадочной пачки верхней части разреза.

Поскольку породы туфолоавовой толщи, в силу своей природы, весьма слабо и крайне неравномерно насыщены крупномерными остатками флоры и фауны, палеонтологические критерии при ее расчленении играют вспомогательную роль. Соответственно, основными критериями выступают вещественный состав, структурные особенности пород, морфологические особенности строения свит и пачек, их соотношения с выше- и нижележащими под-

разделениями, непосредственное прослеживание геологических тел, их границ и маркирующих горизонтов по простиранию [188].

Районирование вулканогенных образований проведено на основании закономерностей пространственного распространения всех магматических комплексов, поскольку вулканогенные породы тесно связаны с интрузиями того же возраста. Выделены две структурно-формационные зоны развития вулканитов, различающиеся строением и объемом разрезов, набором магматических формаций и характером контролирующих их тектонических структур. Это Аяно-Верхнекотуйская СФЗ в юго-западной части площади листа, относящаяся к Анабаро-Тунгусской СФО с резким преобладанием вулканитов толеит-базальтовой формации, и Маймеча-Котуйская СФЗ – в северо-восточной, отвечающая Боярско-Дельканской зоне Предтаймырского (Норильско-Дельканского) рифтогенного прогиба, отличающаяся разнообразием, контрастным составом и значительной фациальной изменчивостью продуктов базит-ультрабазитового магматизма, относящимся к толеит-базальтовой, пикрит-меланефелинитовой, ийолит-карбонатитовой и кимберлитовой формациям. В составе Маймеча-Котуйской СФЗ выделены Нижнеаяклинская, Гулинская и Маймечинская структурно-формационные подзоны, различающиеся по специфике магматизма на отдельных стадиях формирования вулканогенной толщи.

В принятых в настоящее время стратиграфических схемах и легендах [197, 344, 373], включая дополнения к ним, в объеме вулканогенной толщи на рассматриваемой территории выделяют девять свит. В Аяно-Верхнекотуйской СФЗ правобоярская свита соотнесена с тутончанским горизонтом, водопадная и аянская – с двурогинским, хоннамакитская и неракарская – с пугоранским. Перечисленные свиты (за исключением неракарской) развиты и в Нижнеаяклинской СФЗ. В разрезе Гулинской СФЗ тутончанскому горизонту соответствуют правобоярская и арыджангская, двурогинскому – коготокская, пугоранскому – дельканская свита и маймечинская толща. Все они резко различны по составу вулканических продуктов, среди которых в целом преобладают щелочно-основные и щелочно-ультраосновные эффузивные и вулканокластические образования. Кроме того, вулканиты Гулинской СФЗ резко отличаются от пород Аяно-Верхнекотуйской СФЗ, принимаемых за их стратиграфические (и возрастные) аналоги, по палеомагнитным характеристикам [400], что вообще ставит под сомнение правомерность их корреляции. Для Маймечинской СФЗ характерно развитие лишь правобоярской свиты, а также раннетриасовые дифференцированные и недифференцированные интрузии долеритов и среднетриасовые трубки и дайки кимберлитов.

Немаловажную роль при корреляции разрезов Тунгусской синеклизы играют т. н. маркирующие горизонты [149], наиболее значимыми из которых выступают надьянский в подошве пугоранского горизонта и ягталийский в подошве неракарской свиты. Данные горизонты сложены преимущественно одним-двумя покровами гломеропорфировых базальтов с характерной столбчатой отдельностью, подстилаемыми относительно выдержанными туфогенно-осадочными пластами. Менее значимую роль играют развитые более локально агитканский, делочинский и шадринский маркирующие горизонты. В Маймеча-Котуйской зоне маркирующие покровы не выделены.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Правобоярская свита (*T_{pr}*) выделена Я. И. Полькиным в 1957 г. на р. Прав. Боярка [57, 178]. Она включает различные вулканокластические и подчиненные эффузивные образования, залегающие как согласно, так и (местами) с размывом на потоковой свите перми (на большей части площади своего развития) или, к востоку от р. Ханар, со стратиграфическим несогласием на отложениях котуйской или ханарской свит (в долине р. Маймечя и к юго-западу от нее) в основании вулканогенного разреза как Аяно-Верхнекотуйской, так и Маймечя-Котуйской СФЗ.

В первой из названных зон отложения правобоярской свиты обнажаются главным образом в долине р. Котуй от оз. Харпича до оз. Дюпкун, вдоль правобережья р. Чангада – правого притока р. Котуй, и северо-западнее, в верховьях рек Кунтыкахы и Амбардах, во второй – в бассейне правых притоков р. Хета; наибольшим распространением они пользуются в Нижнеаяклинской СФЗ, в бассейнах рек Лев. и Прав. Боярка, где их мощность составляет от 300 до 400 м и даже 484 м в бассейне р. Мегун [159, 395]. Максимальные мощности приурочены к центральным частям вулканоструктур, среди которых выделяются Мегунская, Левобоярская и Икэнская кольцевые структуры. Кроме того, в пределах Нижнеаяклинской СФЗ и, реже, в Аяно-Верхнекотуйской СФЗ различные по масштабу и типу центры извержения установлены на правом склоне р. Чангада, в бассейнах рек Хекчекит-Сяне, Аякли, Челке-Юрях, Укси, в верховьях Кунтыкахы и Чернухи [20, 70, 159, 189, 240]. Вулканические купола представляют собой экструзии туфов и лавобрекчий, а некии центральных аппаратов сложены кластолавами, шлаковидными агломератами, агглютинатами, спекшимися туфами. Кратеры чаще имеют форму воронок, расширенных обрушением стенок, диаметром до 1 км и более.

Стратотипом свиты считается составной разрез на р. Прав. Боярка (правый приток р. Хета) [57, 179], сложенный псефитовыми и агломератовыми туфами основного состава, ксенотуфами, туффитами с линзами и прослоями аркозовых песчаников, глинистых и углистых сланцев, аргиллитов и редкими потоками базальтов мощностью от 1,5 до 10 м.

Однако в целом правобоярская свита характеризуется невыдержанным по простиранию и по вертикали составом, при существенном преобладании эксплозивных фаций. Как и для любого подразделения, сложенного вулканокластическим материалом, строение и мощность конкретных разрезов определяется принадлежностью к той или иной фациальной зоне эксплозивных центров. В этой связи в основании свиты залегают либо псефитовые туфы, либо базальты с микродолеритовой или с гиалиновой структурой, либо тонкослоистая пачка алевропсаммитовых туффитов. В целом правобоярская свита сложена чередующимися разнообломочными туфами, туфобрекчиями, туффитами, подчиненными потоками базальтов, а также туфопесчаниками и туфоалевролитами с прослоями углистых аргиллитов, в единичных разрезах присутствуют прослой песчаников, конгломератов, известняков.

В пределах Нижнеаяклинской СФЗ в общем случае в нижней части разреза свиты развиты преимущественно пирокластические и вулканогенно-

осадочные породы, в средней части среди преобладающих туфов появляются маломощные потоки базальтов, а в верхней части – эффузивные породы составляют уже более половины объема толщи. По всему разрезу отмечаются линзы песчаников, мощностью до 60 м.

Даже в стратотипическом районе в бассейне р. Прав. Боярка наблюдаются два типа разрезов правобоярской свиты [80]. Для первого (верхнее течение названной реки) характерно развитие многочисленных лавовых потоков и покровов в толще вулканокластических пород, при этом эффузивы могут занимать до 55 % разреза, а мощность отдельных покровов достигать 40 м. Второй тип разрезов, представленный в среднем течении р. Прав. Боярка и отличающийся максимальными суммарными мощностями, характеризуется резким уменьшением роли базальтов и мощностей покровов и существенной ролью лавокластитов, формирующих покровы мощностью от 8–10 до 25–30 м.

В северной части Аяно-Верхнекотуйской СФЗ (р. Хибарба и др.) доминируют фации, удаленные от центров извержений, располагавшихся восточнее, в районе верховьев р. Аякли и оз. Нерангда. Соответственно, правобоярская свита представлена здесь преимущественно мелкообломочными туфами и ксенотуфами, а мощность ее составляет 60–150 м [322] и даже 35–50 м в истоках р. Маймечя и районе оз. Себяки [108]. Роль эффузивных фаций незначительна, грубопсефитовые туфы встречаются исключительно в основании разреза, выше они сменяются более тонкообломочными (крупно- и мелкопсефитовыми), иногда пепловыми туфами. Завершает разрез пачка тонколистых туффитов мощностью до 30–35 м.

Далее к юго-востоку туфогенный разрез становится более грубообломочным, его мощность резко возрастает, достигая на правобережье р. Чангада 320 м; также существенно повышается роль эксплозивных и эффузивных фаций. В верховьях р. Чангада потоки базальтов и ассоциирующие лавокластиты занимают не менее 80 % разреза, что дало основание Ю.И. Дараган-Суцову в 1982 г. выделить самостоятельную чангадинскую свиту, подстилающую собственно правобоярскую [312] и сложенную разнообразными базальтами — порфиоровыми с вкрапленниками плагиоклаза, пироксена или оливина, также полифировыми, миндалекаменными, толеитовыми, иногда анамезитами, умереннощелочными базальтами, а также резко подчиненными прослоями ксенотуфов, туффитов, туфопесчаников, туфоалевролитов. В верховьях р. Чангада разрез мощностью около 150 м состоит из глыбовых и гравийных туфов, переходящих вверх по разрезу в псаммитовые и пепловые туфы и туффиты; встречаются потоки базальтов мощностью до первых метров. Однако логичнее трактовать эти локальные разрезы как фиксирующие один из центров извержений правобоярского времени.

В верхнем течении р. Котуй мощность правобоярской свиты падает до 50 м [395]. Разрез представлен преимущественно туфами, венчающимися туфоалеаролитами и туфоаргиллитами; горизонты базальтов редки и маломощны.

Глыбовые и агломератовые туфы преимущественно литокластические. Среди гравийных и псаммитовых туфов присутствуют витро-литокластические и кристалло-витрокластические разновидности. Литокласты представ-

лены мелко-среднезернистыми миндалекаменными базальтами, кластолавами, углями и углефицированной древесиной, песчаниками, алевролитами, микрокварцитами и др. Преобладающий размер обломков – 1–15 см. Среди кристаллокластов доминируют обломки кварца и полевых шпатов размером в десятые доли мм. Цементирующая масса бурого цвета, интенсивно карбонатизирована и пропитана гидроксидами железа. Пепловые туфы имеют витрокластическую структуру, они сложены обломками буроватого вулканического стекла размером в сотые доли миллиметров.

Туфопесчаники и туфоалевролиты состоят главным образом из обломков кварца, полевых шпатов, кварцитов, углистых и глинистых сланцев, гиалобазальтов, вулканического стекла. Цемент поровый или соприкосновения, глинисто-известковый.

Туффиты обладают характерной слоистой текстурой. Сложены в основном обломками (до 3 мм) шлаковых и миндалекаменных базальтов, окисленного вулканического стекла, погруженных в пепловую вулканическую массу. Примесь осадочного материала не превышает 20 %.

Эффузивные фации представлены либо единичными мощными (до 30 м) покровами базальтов с пойкилоофитовой, пойкилоофитово-интерсертальной и микродолеритовой структурой и анамезитов, либо серией мелких (5–7 м) покровов лав с интерсертальной, гиалопилитовой и микроофитовой структурой, залегающих преимущественно в низах разреза. Более крупные покровы обычно характеризуются афировой структурой, мелкие – чаще плагиофировые, нередко миндалекаменные. Минеральный состав базальтов (%): плагиоклаз – 35–65, авгит – 25–45, магнетит – 3–5, оливин – 1–5 и в различной степени девитрифицированное стекло. Покровы лавобрекчий и кластолав мощностью до 20 м обычны для средних и верхних частей разреза. Суммарное количество покровов лав и лавобрекчий варьирует от 3 до 8, а объем, занимаемый ими в разрезе свиты, меняется от 10 до 30 %.

Восточнее вышеописанной территории, в бассейне р. Бол. Романиха преобладают аллохтонные вулканогенно-обломочные фации периферийных областей вулканических построек. В основании разреза залегает пачка (50 м) тонкоритмичнослоистых туффитов, для которых характерна сильная окисленность пирокластического материала, значительная примесь обломков щелочно-ультраосновных пород и трахибазальтов. Завершают разрез свиты тонкослоистые туфы с высокой степенью окатанности материала и значительной глинистой примесью. Видимая мощность этой пачки – 20 м. Мощность свиты составляет здесь 300–400 м. Образования свиты инъецированы дайками авгитов мощностью 0,5–3,0 м преимущественно северо-восточного простирания.

Отличительной чертой разреза правобоярской свиты в восточной площади части листа (бассейн р. Маймеча) является незначительная роль (не более 5–8 %) покровов базальтов, представленных исключительно лавобрекчиями и кластолавами мощностью от 4 до 15–20 м [80, 261, 395]. Крупнопсефитовые туфы залегают в верхней, а не в нижней части разреза, в основании залегают псаммитовые и алевритовые туфы по составу существенно литокластические, которые занимают основной объем разреза. Встречаются прослои карбонатизированных пепловых туфов. Крупнообломочные туфы верхней части разреза

за включают также частые прослои песчаников, алевролитов и аргиллитов. Важной чертой является присутствие в заметных количествах обломков (размером до 7 мм) меланефелинитов. Мощность образований свиты в бассейне р. Маймеча – не менее 350–400 м.

В Гулинской СФпЗ, на междуречье Котуй–Маймеча, в бассейне верховьев р. Сабыда, туфы правобоярской свиты фациально замещаются щелочными базальтоидами арыджангской свиты. В этой связи название правобоярской свиты распространено и на туфовую толщу, ранее выделяющуюся как каялахская свита [261]. В отличие от стратотипа, образования правобоярской свиты в Гулинской СФпЗ не содержат осадочных пород, и основной объем занимают туфы, туфолавы, покровы щелочных базальтоидов, встречаются трубки взрыва, выполненные ксенокластолавой и агломератовыми туфами. Редкие покровы базальтоидов разделены прослоями туффитов и туфов мощностью до 10–15 м. В отдельных разрезах покровы базальтов в туфовой толще отсутствуют. В верхней части разреза свиты преобладают вулканомиктовые песчаники и туфопесчаники с маломощными покровами базальтов. Мощность свиты не превышает 220 м.

Вулканокластические и вулканогенно-обломочные породы правобоярской свиты характеризуются в силу специфики литологического состава существенными вариациями петрохимических параметров. В целом, аналогично тефроидам в составе других стратонев вулканогенной толщи, они отличаются повышенной кремнеземистостью и щелочностью, низкими содержаниями кальция, марганца, магния и железа при высоких значениях коэффициента окисленности последнего и относительно высокой магнезиальности. Содержания титана, магния, натрия, хрома, меди и никеля по сравнению с вышележащими базальтами существенно ниже, а литофильных элементов, в частности ниобия, тория, урана и редких земель – в несколько раз выше.

Стратиграфическое положение правобоярской свиты определяется тем, что она залегает на локально размытой поверхности отложений татарской перми и перекрывается в Гулинской СФпЗ покровами базальтов коготокской свиты. Более точный возраст свиты остается дискуссионным и во многом связан с проблемой асинхронности начала вулканической деятельности на территории Тунгусской синеклизы. Среди многочисленных фаунистических и флористических остатков, описанных в стратотипическом и других разрезах [89, 108, 141, 142, 159, 240], в целом преобладают верхнепермские формы, хотя известны и находки отпечатков раннетриасовой флоры. Туффиты и туфопесчаники содержат преимущественно верхнепермские СПК, представленные *Leiotriletes nigritella* (Lub.), *Lophotriletes notatus* (Lub.) K.-M., *Acanthotriletes parviepinus* (Lub.), *Hymenozonotriletes peilopterus* (Lub.) Samoil., *Ginkgocycadophytus retrotlexus* (Lub.), *Cordaitina rotata* (Lub.) Samoil. и др. Различными исследователями в туфогенно-осадочных породах верховьев рек Аякли, Амбардах, Кунтыкахи описаны пелециподы и остракоды, а также чешуя рыб, сходные с известными формами верхней перми Русской плиты и Восточного Таймыра [52]. В то же время, в долине р. Аякли, в туфоалевролитах, залегающих в 190 м выше подошвы свиты, встречены конхостраки *Lioestheria* sp., *Pseudestheria* aff. *Tomiensis* (Tacher.), *P.* sp., *Sphaerestheria* sp., *Glyptoasmussia* aff. *belmontensis* (Mitch.), характерные, по заключению

В. С. Заспеловой, для раннетриасовой мальцевской свиты Кузнецкого бассейна [189]. 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. По мнению Э. Н. Кара-Мурзы, спорово-пыльцевые комплексы с рек Прав. Боярка и Бол. Романиха занимают промежуточное положение между верхнепермскими и нижнетриасовыми комплексами. На р. Маймеча обнаружено четыре вида филлопод – *Liosthorina sequasle* Lutk., *L. gutta* Lutk, *Estherites evenciensis* Lutk, *E. tungussensis* Lutk [370], которые, как и растительные остатки *Tomioostrobus migayi* (Schvtd.), *Paracalamites triassica* (Radcz.), *Todites korvunchanica* Vlad., *T. Borealis* (Pryn.), *Khonomakidium tunhuscanum* (Pryn.) Schved., *K.srebrodolskae* Schved., *Cladophlebis kirjamkensis* Pryn. и др., указывают на раннетриасовый возраст.

Палинологическое изучение вулканокластических пород нижней части вулканогенного разреза, выявившее сходство как флористических, так и спорово-пыльцевых комплексов и их количественное отличие от типовых СПК верхнепермских терригенных образований, позволило считать нижние границы сыверминской, тутончанской и правобоярской свит изохронными и именно их рассматривать в качестве нижней границы тутончанского горизонта [161]. На основании этих данных, а также залегания правобоярских вулканокластических образований на покровах нижнетриасовой чангадинской свиты в Маймечинско-Котуйской СФЗ, решением Межведомственного Стратиграфического совещания в 1978 г. правобоярская свита отнесена к нижнему триасу, но сопоставлена по положению в разрезе с образованиями верхней части тутончанского горизонта – хаканчанской и туклонской свитами [197]. Более того, некоторые исследователи по результатам изучения частных разрезов параллелизовали правобоярскую свиту с двурогинской и корвунчанской, т. е. относили (как и вышезалегающую водопадную свиту) к нижней части двурогинского горизонта [312]. Тем не менее, в Норильской СЛ-1000 и в Маймечинско-Котуйской СЛ-200 правобоярской свите приписан позднепермско-раннетриасовый возраст. Палеомагнитные характеристики вулканитов не позволяют однозначно привязать свиту к магнитостратиграфической шкале [400]. Учитывая, что индский возраст правобоярской свиты достаточно надежно обоснован появлением корвунчанской флоры, спорово-пыльцевых комплексов, остатков неморских двустворок и конхострак, она отнесена к тутончанскому горизонту нижнего триаса [197, 229].

Арыджангская свита (*Tar*) выделена А. И. Ивановым в 1956 г. [98] в ур. Ары-Джанг (нижнее течение р. Котуй, лист R-48-VII), где представлена эффузивной толщей нефелиновых базальтов, меланефелинитов, с подчиненными покровами трахибазальтов, пикритов, мелилитовых пикритов, мало-мощными прослоями туфов и туффитов.

В пределах исследуемой территории арыджангская свита развита в восточной части Гулинской СФЗ (у восточной рамки листа) – в верховьях рек Сабыда и Сэлингдэ, где перекрывается базальтами коготокской свиты. За нижнюю границу арыджангской свиты К. М. Шихорина [261] принимает кровлю последнего пласта терригенных отложений. Покровы щелочных эф-

фузифов залегают или непосредственно на песчаниках перми, или подсти-
лаются пачкой туфов и туффитов, относимых к правобоярской свите.

На территории листа R-47 арыджангская свита сложена главным образом ультраосновными и основными фойдитами – меланократовыми нефелиновы-
ми базальтами и нефелинитами, мелилитовыми базальтами и мелилититами,
авгититами, лимбургитами, а также мелилитовыми пикритовыми порфирита-
ми. Изредка встречаются базаниты, тефриты, трахибазальты. Вулканические
покровы не выдержаны по простиранию, часто выклиниваются или сменяют-
ся покровами другого состава. В подчиненном количестве среди лав присут-
ствуют прослой туфов и туффитов, пирокластический материал в которых
представлен щелочными базальтоидами, но в редких случаях – также базаль-
тами и долеритами. Лавовые покровы имеют мощность от 2 до 10, редко до
15 м, линзы и прослой туфов и туффитов – от 0,3–10 до 20 м. Кроме того, от-
носительно мощные пачки туфов щелочно-ультраосновного состава залегают
в основании и в прикровлевой части разреза свиты. Во вскрытых разрезах
существенно доминируют меланефелиниты и нефелиниты. В наиболее мощ-
ном вскрытом разрезе свиты (скв. Г-23) она представлена серией маломощ-
ных (1–10 м) потоков меланефелинитов и оливиновых меланефелинитов с
прослоями псефитовых и пепловых, редко агломератовых туфов меланефе-
линитов. Присутствуют редкие потоки мелалейцититов мощностью до 7 м,
слои кластолав – до 5 м, а также (в средней части разреза) – пачка переслаи-
вания туфопесчаников и туфоалевролитов суммарной мощностью 40 м и ма-
ломощные прослой вулканогенно-осадочных пород.

Меланефелиниты характеризуются порфировой структурой и сложены
пироксен-титаномагнетит-хлорит-анальцимовой микролитовой или гиаино-
вой основной массой с 40 % вкрапленников титанавгита, иногда также оли-
вина, так что могут быть выделены как авгититы, так и лимбургиты. Нефели-
ниты, напротив, афировые породы, состоящие из нефелина (до 70 %), а также
клинопироксена, хлорита и титаномагнетита. В мелалейцититах место нефе-
лина в основной массе занимает лейцит. Туфы, как правило, разнообломоч-
ные кристалло-литокластические, состоящие из кластов ультраосновных
фойдитов. Туффиты характеризуются псефит-псаммитовой размерностью и
четкой градиционной слоистостью.

Стратиграфическое и возрастное положение арыджангской свиты трак-
туется неоднозначно. Согласно выводам исследователей, проводивших гео-
логическую съемку, она представляет собой возрастной аналог правобояр-
ской свиты, вулканокластические образования которой фациально замещают
арыджангские лавы в юго-западном направлении [261, 352]. Напротив,
В. Н. Егоров [79, 318], Е. В. Туганова и др. [395], Е. К. Ковригина [52] делают
вывод о залегании арыджангской свиты на правобоярской и на соответствии
ее водопадной [52] или даже коготокской [80] свитам. На Межведомственном
региональном стратиграфическом совещании 1978 г. ее стратиграфическое
положение точно не определено: тутончанский–нижняя половина двурогин-
ского горизонта.

На сопредельной с востока территории в туффитах свиты обнаружены
раннетриасовые филоподы *Lioestheria gutta* Lutk., *L. gutta Estherites even-
kiensis* Lutk., *E. tungussiensis* Lutk. [98], а также конхостраки *Limnadia* cf.

komiana (Mollin) и *Estheria* cf. *sequalis* (Lutk.), подтверждающие индский возраст [80]. U-Pb датирование перовскита из меланефелинитов стратитипического разреза в 200 м выше подошвы арыджангской свиты – $251,7 \pm 0,4$ [273] и $252,24 \pm 0,12$ млн лет [267] указывает на соответствие возраста свиты пермо-триасовой границе. На основании анализа и обобщения существующих данных, в настоящей работе принята точка зрения, что арыджангская и правобоярская свиты связаны фаціальными переходами и отвечают тутончанскому горизонту нижнего триаса, хотя излияния арыджангских лав занимали несколько более длительный временной отрезок [352].

Мощность арыджангской свиты на рассматриваемой территории существенно выше, чем на стратитипической площади и составляет не менее 540 м [353].

Водопадная свита (Т_{vd}) выделена А. А. Межвилком в 1955 г. на р. Ягтали – правом притоке р. Курейка (лист R-46), где описан ее стратотип [359]. К водопадной свите была отнесена пачка анамезитов, залегающая несогласно на пирокластических образованиях правобоярской свиты. Нижний контакт свиты не наблюдался.

На территории листа R-47 установлено согласное, хотя и с локальными размывами залегание водопадной свиты на правобоярской [312]. Непосредственный контакт с последней наблюдался на левобережье р. Котуй, а также на р. Нокуллях, где в основании харпичского I маркирующего покрова установлена зона перетертых и ожелезненных пород. Верхняя граница проводится по подошве маркирующего горизонта анамезитов в основании аянской свиты, названного А. А. Межвилком [149] «шадринским». Относительно мощные покровы анамезитов водопадной свиты резко контрастируют с частыми переслаиваниями маломощных покровов пойкилоофитовых базальтов с прослоями вулканогенно-осадочных пород низов аянской свиты.

Область распространения водопадной свиты существенно меньше, чем перекрывающей аянской свиты и охватывает восток плато Путорана от оз. Дюпкун на юге до правобережья р. Аякли на севере. Свита развита в основном в Аяно-Верхнекотуйской СФЗ, где прослеживается по рекам Аякли, Хибарба, Котуй и их наиболее врезанным притокам. Она сложена пачкой покровов (до 10) порфировых (в т. ч. полифировых) и гломеропорфировых базальтов, в верхней части разреза локально отмечается невыдержанный по простиранию горизонт пестроцветных алевро-псаммитовых туффитов и туфогенно-осадочных пород, мощностью до 20–50 м (в верховьях р. Мирюка). В основании разреза свиты залегают т. н. Харпичский I маркирующий покров мощностью до 45 м, сложенный базальтами с пойкилоофитовой и интерсертальной структурой. Мощности отдельных покровов – от 2–5 до 20–25 м, но в южной частях территории в нижней и верхней части свиты развиты также относительно мощные (до 50 м) покровы афировых и плагиофировых базальтов с микродолеритовой структурой (анамезитов). Их верхние части обычно представлены миндалекаменными разностями, которые составляют до 25 % объема покровов.

В целом потоки базальтов составляют более 95 % объема свиты. Туффиты и туфопесчаники составляют менее 5 %. Однако локально это значение повышается до 20 %, как, например, в одном из наиболее восточных разрезов в

верховьях р. Кунтыкахи, где фиксируются пять прослоев туффигов. Наиболее мощный разрез (320 м) в верховьях р. Хибарба более чем на 30 % сложен кластолавами; появляются тонкие прослои слоистых мелкообломочных туффигов, а в основании свиты – шаровые лавы с линзами плагиофировых базальтов. Мощные горизонты кластолав описаны и на р. Буникон (правый приток р. Котуй), где интервалы кластолав, состоящих из обломков хлоритизированных гиалобазальтов и цементирующей массы с витрофировой структурой, достигают 30–35 м толщины.

Преобладающие базальты характеризуются интерсертальной или микродолеритовой, иногда пойкилоофитовой структурой основной массы. Редкие вкрапленники представлены плагиоклазом An_{75-92} , иногда авгитом и оливином. Основная масса сложена (%) андезин-лабрадором – 40–60, авгитом – 10–30, оливином – 0–1), стеклом – 5–10 и рудными оксидами – 2–5.

По химическому составу породы водопадной свиты характеризуются повышенными содержаниями кремнезема, щелочей (при высоком Na/K отношении) и низкими содержаниями титана, меди, никеля, хрома и ванадия.

В бассейнах рек Дагалдын, Чангада, Маймеча, на оз. Нерангда в прослоях туфогенно-осадочных пород найдены отпечатки флоры, остатки двустворок, филлопод, остракод, конхострак, рыб, изучены спорово-пыльцевые комплексы. Так, в туффитах средней части разреза на оз. Нерангда обнаружены остатки филлопод *Cornis torilarwata* Novoj., *Megasitum* sp. и остракод *Darwinula radczenkoi* Mand., *D. cf. tunguskensis* Mand., *D. cf. altiuscula* Misch., *D. triassiana* Belons., *D. angulala* Mand., *D. cf. quadrata* Misch., *Darwinuloides oviformis* Mand. У оз. Себяки собраны отпечатки растений *Cladophlebis cf. whitbyensis* Brugn., *Radicites* sp., *Javorskyia* sp. [108]. Определения остракод (Е. М. Мишина), рыб (В. Н. Яковлев), флоры (Н. П. Анучкина) и анализ спорово-пыльцевых данных (Е. К. Обоничкая) свидетельствуют о соответствии вмещающих отложений нижнему триасу [52]. Вопрос об отнесении свиты к тутончанскому или двурогинскому горизонту остается дискуссионным. В существующих региональных стратиграфических схемах, так же как и в Норильской СЛ-1000, она соответствует нижней части двурогинского горизонта.

Максимальная мощность свиты – 320 м – наблюдается в верховьях р. Хибарба. В северном, восточном и южном направлениях она уменьшается вплоть до полного выклинивания в районах верховьев р. Кунтыкахи и оз. Дюпкун.

Аянская свита ($T_{ан}$) выделена А. А. Межвилком в 1955 г. на оз. Аян [178]. В стратотипическом районе свита характеризуется мощностью порядка 280–320 м и представлена чередованием покровов базальтов с пойкилоофитово-интерсертальной структурой и анамезитов с единичными покровами плагиофировых, оливин-плагиофировых и пикритовых базальтов и многочисленными прослоями туфов, туффигов и отдельными линзами известняков.

Аянская свита распространена на всей территории Аяно-Верхнекотуйской СФЗ и Нижнеаялинской СФпЗ, где слагает основную часть двурогинского горизонта. Она без видимого несогласия, но с локальными размывами, залегает на водопадной или правобоярской свитах. Нижняя граница свиты проводится по подошве туфогенных пород, подстилающих покров порфировых

базальтов с микродолеритовой структурой (шадринский маркирующий покров), верхняя – по кровле туфогенного горизонта под надьяанским маркирующим горизонтом. Стратиграфическими аналогами, отвечающими двурогинскому горизонту в сопредельных районах, считаются моронговская свита (Норильско-Хараелахская зона), нижнекоготокская подсвита (Маймеча-Котуйская зона) и корвунчанская свита (Нижнетунгусская зона).

По сравнению с сопредельной с запада территорией, в пределах листа R-47 аянская свита отличается гораздо меньшим разнообразием слагающих ее пород и сложена толеитовыми базальтами с частыми прослоями туфов, туффитов, туфоалевролитов, туфопесчаников, в единичных случаях отмечаются углистые аргиллиты и известняки, гипсы и ангидриты. Количество покровов базальтов достигает 20–25, прослоев вулканокластических и вулканогенно-осадочных пород – 10–12.

Среди эффузивов преобладают афировые базальты с пойкилоофитово-интерсертальной, таксито-офитовой и микродолеритовой структурой, реже развиты порфиоровые и гломеропорфиоровые базальты с микродолеритовой структурой основной массы. Первые формируют маломощные (5–35 м) покровы, большая часть которых занята миндалекаменными зонами. Покровы порфиоровых базальтов составляют не более 15 %.

В основании аянской свиты на большей части территории залегает т. н. шадринский маркирующий покров базальтов с микродолеритовой структурой и кластолавами в кровле, достигающий мощности 40–60 м в центральной части Аян-Верхнекотуйской СФЗ (верхнее течение р. Аякли). Нередко выделяют маркирующий горизонт в средней части разреза свиты, именуемый «дюпкунским» или «харпичским П», мощностью до 35–50 м (оз. Харпича и левый борт р. Котуй). По составу и строению он близок к шадринскому и сложен преимущественно плагиофировыми, реже оливин-плагиофировыми базальтами с пойкилово-интерсертальной и офитовой структурой основной массы; на участках наибольшей мощности горизонт сложен анамезитами или офитовыми базальтами. По основанию дюпкунского горизонта в составе аянской свиты иногда разделяют нижеаянскую и верхнеаянскую подсвиты [142], однако локальность развития данного горизонта не позволяет распространить подобное расчленение на всю территорию. Оба маркирующих горизонта, как правило, подстилаются горизонтами туффитов и туфогенно-осадочных пород мощностью до 10–12 м.

Наиболее полно разрез аянской свиты представлен в районе оз. Харпича, где мощность шадринского покрова довольно выдержана и составляет 35–45 м. В его строении участвуют плагиофировые базальты с пойкилоофитово-интерсертальной и офитовой структурами основной массы и лишь на правом берегу оз. Дюпкун он образован анамезитами, а в средней части оз. Харпича – афировыми базальтами с офитовой структурой основной массы. Нижняя часть свиты («нижнеаянская подсвита») сложена серией переслаивающихся покровов мощностью 3–10 м базальтов с офитовой структурой и анамезитами с резко подчиненными покровами базальтов с пойкилоофитово-интерсертальной структурой. Лавовые покровы разделены обычно маломощными (до 5 м) прослоями агломератовых и крупно-среднеобломочных базальтовых туфов и туффитов, однако некоторые туффитовые слои имеют мощность до

80 м. Выше по разрезу роль базальтов с пойкилоофитово-интерсертальной и офитовой структурой увеличивается, так же как и мощности верхних миндалекаменных зон и покровов в целом (10–15 м). Миндалины сложены халседоном, кварцем, кальцитом, цеолитами, хлоритом. В кровле нижеаянской подсветы залегает прослой аргиллитов. В северном направлении (на р. Хибарба) роль плагиофировых базальтов в составе подсветы существенно увеличивается.

Верхняя часть свиты («верхнеаянская подсвета») здесь представлена переслаивающимися потоками преимущественно пойкилоофитово-интерсертальных базальтов. Покровы анамезитов и базальтов с офитовой структурой чрезвычайно редки. В верхней части среди лав отмечены единичные прослой туфопесчаников и туфоалевролитов, которые перекрываются надъаянским маркирующим покровом. Однако на правом борту оз. Харпича, где мощность верхней подсветы сокращается до 50 м, в ее составе уже преобладают базальты с микроофитовой структурой. Очевидно, что принципиальных различий в составе выделяемых подсвет нет и такое расчленение является весьма условным.

В районе оз. Дюпкун в прикровлевой части аянской свиты вскрыта 40-метровая пачка, сложенная исключительно покровами плагиофировых базальтов мощностью от 3–4 до 8 м с маломощными прослоями туфов, перекрытая надаянским покровом мощностью 10 м.

Анамезиты и базальты с пойкилоофитово-интерсертальной структурой сложены (%) плагиоклазом An_{52-80} – 35–50, авгитом $En_{35-43}Wo_{37-47}Fs_{16-28}$ – 30–40, оливином Fa_{18-45} – 5–15, мезостази (включая вулканическое стекло) – до 30 %, рудные минералы – 1–3 %. Плагиофировые базальты отличаются лишь появлением вкрапленников битовнита (An_{82-85}).

Вулканические обломочные породы представлены мелко- и среднеобломочными туфами основного состава, туффитами, реже крупнообломочными и агломератовыми туфами, туфоконгломератами, туфопесчаниками, туфоалевролитами; в отличие от правобоярской свиты, преобладают мелко- и среднеобломочные разновидности. Туфы преимущественно витрокластические и лито-кристалло-витрокластические; витрокласты составляют 40–98 %, обломки базальтов – 5–50 %. Туффиты содержат 60–85 % пирокластического материала.

Региональное распространение имеет пачка туфогенно-осадочных пород мощностью до 15–35 м, венчающая разрез аянской свиты и часто рассматриваемая в составе надъаянского маркирующего горизонта. Она сложена тонкопереслаивающимися пестроцветными туфопесчаниками, вулканиковыми песчаниками, туффитами, иногда с редкими линзами известняков. В бассейне верховьев р. Котуй в пачке появляются прослой лапиллиево-агломератовых туфов и маломощные покровы базальтов.

Максимальная мощность аянской свиты в Аяно-Верхнекотуйской СФЗ (380–400 м) установлена в бассейне Верх. Котуя. В южном направлении она в целом падает до 250–275 м в верховьях р. Чангада, но характеризуется достаточно резкими локальными колебаниями: так, в южной части территории листа она варьирует от 120 м на правобережье р. Хекчекит-Сяне до 380 м западнее, на р. Улахан-Дагалдын.

В пределах Нижнеаяклинской СФпЗ аянская свита распространена в восточной части Большеавамской мульды и на Бояркинском поднятии. Как и в Аяно-Верхнекотуйской СФЗ, она сложена чередованием покровов и потоков мощностью 2–50 м анамезитов и базальтов с пойкилоофитово-интерсертальной и таксито-офитовой структурой при резко подчиненной роли плагиофировых базальтов; покровы последних не превышают 10 м по мощности. Обычны прослои мелко- и среднеобломочных туфов мощностью до 18 м, однако локально появляются линзы глыбово-агломератовых туфов, лавобрекчий, кластолав, агглютинатов, фиксирующие центры извержений аянского времени (в верховьях рек Ледяная и Челке-Юрях).

В нижней части разреза аянской свиты на р. Лев. Боярка локально залегают несколько (до трех) покровов магнезиальных трахибазальтов с микролитовой структурой матрицы, мощностью до 25 м.

Химический состав базальтов аянской свиты наиболее близок к среднему составу базальтов Тунгусской синеклизы. Породы характеризуются умеренной кремнеземистостью, пониженными содержаниями титана, резко пониженным по сравнению с нижележащими эффузивами количеством калия при сохранении роли натрия, высокой известковистостью фемических минералов.

Суммарная видимая мощность аянской свиты на р. Прав. Боярка достигает 420 м. В восточном направлении она падает до 290 м на р. Лев. Боярка и менее 200 м восточнее р. Ханар. Покровы свиты полого погружаются в северном и северо-западном направлениях с углами падения от $1 \square 30'$ до $3 \square$ [189].

Благодаря широкому развитию вулканогенно-осадочных пород, аянская свита детально охарактеризована органическими остатками, найденными в нижней (в основании шадринского покрова) и в верхней частях разреза, а также спорово-пыльцевыми комплексами [52, 89, 141, 142, 159, 189, 240]. В тефроидах аянской свиты в Нижнеаяклинской СФпЗ выделен палинологический комплекс, основной фон которого составляют виды верхнепермских горизонтов. На юго-востоке территории (междуречье Котуя и Хурэтэ, левобережье р. Танк-Басмах, верховья Хекчекит-Сяне, высота 989,0) в туфоалевролитах и туфопесчаниках собраны отпечатки *Acrostichides* cf. *linnaeaefolius* Font., *Cladophlebis* cf. *haiburnensis* (Lindl. et Hutt.) Brong., *C.* cf. *kaoiana* Sze, *C. kirjamkensis* Pryn., *C.* cf. *wetkoviensis* Schwed., *Cladophlebis* sp., *Sphenopteris* cf. *trisecta* Schwed., *Tomia* cf. *radczenkoi* Srebr., *Pecopteris crenata* Pryn., *Todites* sp., *Sphenopteris* sp., *Paracalamites* sp., *Rhizomopteris* sp., *Carpolites* sp., *Elatocladus* sp.

В верховьях Хекчекит-Сяне найдены также фаунистические остатки *Limnadia* (*Falsisca*) *zavjalovi* Nov., *L. markeviichi* Nov., *L. podrabineki* Nov., *L. (Falsisca) turaica* Nov. и др. [89]. В верховьях рек Котуй, Аякли и Курейка установлены отпечатки раннетриасовых растений *Madygenia borealis* Radcz., *Tatniopteris prynadae* Mog. и др. и СПК (*Punctatisporites* sp., *Osmundaciditis* sp. и др.) и фауна *Darwinula parallela* (Spizh.), *Palaenodonta biltchanica* Mal. и др. Учитывая обширный материал комплекса растительных остатков из вулканогенно-осадочных пород аянской свиты с сопредельной с запада территории [55], возраст аянской свиты уверенно сопоставляется с двурогинским горизонтом раннего триаса.

Коготокская свита (Т₁kg) впервые была описана в 1957 г. К. М. Шихориной в низовьях р. Маймеча как свита «долерито-базальтов» (это название отражает постоянную полнокристаллическую структуру пород), а название по р. Коготок (левый приток р. Маймеча), где были описаны наиболее полные разрезы, дано Я. И. Полькиным [57, 178]. Выходы пород свиты закартированы в бассейне р. Маймеча, в истоках рек Сабыда и Ээлингдэ, а также на междуречье Коготок–Деликан–Бетаки, откуда она протягивается в западном направлении в бассейн рек Бол. и Мал. Романиха. В целом площадь распространения коготокской свиты соответствует Гулинской СФпЗ (Дельканской мульде), где она залегает на правобоярской и арынджангской свитах. Однако на правобережье р. Ээлингдэ фоидиты арынджангской свиты залегают гипсометрически выше коготокских базальтов, что указывает либо на заполнение последними понижений докоготокского рельефа, либо на локальное продолжение излияний щелочных лав арынджангской свиты и в начале коготокского времени. На правобережье р. Маймеча коготокская свита перекрывается дельканской свитой согласно, а в бассейне р. Бол. Романиха – с размывом [306]. В отличие от ниже- и вышележащих эффузивов, она сложена преимущественно вулканитами толеит-базальтовой формации.

В стратотипическом районе на р. Коготок выделены две подсвиты [24, 395]. Нижнекоготокская подсвита включает толеитовые базальты и их туфы, а также резко подчиненные ультраосновные фоидиты, верхнекоготокская подсвита – преимущественно умереннощелочные базальтоиды, но также с отдельными покровами щелочно-ультраосновных пород. По современным представлениям, нижнекоготокская подсвита отвечает двурогинскому, а верхнекоготокская – пугоранскому горизонту [52], хотя их параллелизация с аянской и хоннамакитской свитами соответственно очень условна.

В 1994 г. в ходе ГГС-200 на Гулинской площади (листы R-47-XI, XII) Г. Г. Лопатиным из коготокской свиты в объеме верхней подсвиты выделена тыванкитская толща со стратотипом по руч. Тыванкит в бассейне р. Коготок, а из нижней подсвиты по остаточному принципу – онкучанская свита [352, 398]. Позже тыванкитская свита появляется в Норильской (ГГК-1000/3) и Маймеча-Котуйской (ГГК-200/2) серийных легендах, и при этом у коготокской свиты уменьшен ее стратиграфический объем (до объема ее бывшей нижней подсвиты) с сохранением старого названия. Выделенные местные стратиграфические подразделения не утверждались решениями МСК, и в настоящей работе термины «тыванкитская» и «онкучанская» не используются.

Нижняя граница коготокской свиты на всех участках резкая и уверенно фиксируется по смене вулканогенно-обломочных пород правобоярской свиты лавами. Не исключено, что формированию свиты предшествовал размыв, на что указывает несогласное залегание и присутствие в ее основании вулканомиктовых пород.

Нижнекоготокская подсвита характеризуется довольно однообразным составом по всей площади распространения. Сложена базальтами с пойкилоофитовой, участками с интерсергальной структурой, плагиофировыми базальтами с микродолеритовой структурой и оливин-плагиофировыми базальтами с микропойкилофитово-толеитовой структурой. Мощность покровов – обычно 0,5–12 м, в единичных случаях – до 21 м; более мощные покровы, как пра-

вило, находятся в средней части подсвиты. Количество покровов в бассейнах рек Коготок и Деликан достигает 80. В нижней части разреза подсвиты в бассейне р. Бол. Романиха появляются отдельные покровы (5–7 покровов не более 5 м мощностью) меланефелинитов, нефелиновых базальтов и мелилититов, а верхней части – единичные покровы трахибазальтов и трахиадезибазальтов [35, 240, 318, 395]. В бассейне р. Тыванкит маломощные (первые метры) невыдержанные потоки меланефелинитов появляются и в прикровлевой части разреза, фиксируя вулканические аппараты центрального типа [80]. Между эффузивными покровами присутствуют редкие прослои (обычно 2–4, иногда до 10 м мощностью) туфов (псаммитовых, пизолитовых и грубопсефитовых), туффитов и в нижней части разреза – осадочных пород (вулканомиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов). Обломочный материал в этих породах состоит из угловатых и угловато-округленных обломков и глыб базальтов, реже туфов. Лишь в долине р. Деликан в средней части разреза установлен 70-метровый (видимая мощность) горизонт грубообломочных туфов и туфобрекчий.

По сравнению с аянской свитой, в составе нижнекоготокской подсвиты существенную роль играют плагиофировые, реже оливин-плагиофировые базальты; анамезиты занимают подчиненное положение. Трахибазальты характеризуются порфировой структурой с микрогипидиоморфнозернистой основной массой. Вкрапленники представлены авгитом (до 3 %). Авгититы, также обладающие порфировой структурой, содержат во вкрапленниках титанистый авгит (до 20 %). Основная масса состоит из измененного вулканического стекла с микролитами пироксена, биотита и рудного минерала. Нефелиновые базальты содержат до 50 % нефелина и характеризуются микрогипидиоморфнозернистой структурой и миндалекаменной текстурой (миндалины выполнены цеолитами).

Мощность нижнекоготокской подсвиты на р. Бол. Романиха составляет 220 м, на р. Маймеча – 400–500 м. Углы падения покровов составляют 5–15°, причем азимут падения меняется от северо-западного в основании свиты до северного в кровле [353]; вблизи Гулинского массива покровы залегают субгоризонтально.

Базальты коготокской свиты выделяются среди всех образований толеит-базальтовой формации спецификой строения: при весьма незначительной мощности потоков (обычно 3–10 м, редко до 20 м) они сложены почти исключительно полнокристаллическими породами. В петрохимическом отношении коготокские базальты отличаются существенно более высокой основностью по сравнению со «средним траппом» Сибирской платформы (которому отвечает, например, состав базальтоидов аянской свиты). Кроме того, они отличаются очень высокими содержаниями циркония [44]. В целом петрогеохимические параметры базальтов коготокской свиты свидетельствуют о вероятной принадлежности свиты к высокощелочной вулканоплутонической формации Маймечка-Котуйского района [353]. При этом базальтоиды нижнекоготокской свиты являются низкотитанистыми, а верхнекоготокской – высокотитанистыми. Кроме того, первые характеризуются нормальной полярностью, вторые – обратной, так же, как и вышележащая дельканская свита.

Наиболее полный разрез верхнекоготокской подсвиты представлен в максимально погруженной части Дельканской мульды, в бассейне нижнего течения р. Маймеча. Нижняя граница подсвиты проводится по подошве первых покровов трахибазальтов. Подсвита сложена преимущественно умереннощелочными базальтоидами; в подчиненном количестве присутствуют их туфы, туффиты, а также андезибазальты, андезиты, дациты, трахиты, нефелиниты. В целом вверх по разрезу и по латерали с востока на запад возрастает роль умереннощелочных и средних пород.

В нижней части подсвиты сложена чередованием маломощных (2–12 м) потоков трахибазальтов и базальтов, с редкими прослоями (до 4 м мощностью) туфов основного и среднего составов. В западной части площади развития подсвиты появляются трахиандезибазальты, локально – потоки меланефелинитов (мощностью до 20 м). Ниже устья р. Коготок по берегам р. Маймеча широко развиты кластолавы и агломератовые туфы трахибазальтов, фиксирующие реликты вулканической постройки.

В верхней (порядка 120 м) части разреза подсвиты базальты исчезают; появляется пачка относительно мощных (10–15 м) покровов трахиандезитов, которая может рассматриваться как локальный маркирующий горизонт [353], вверх по разрезу она сменяется чередованием либо трахибазальтов и трахиандезитов, либо трахиандезибазальтов и трахиандезитов. Миндалекаменные разности составляют до половины мощности потоков, а количество миндалин размером до 3 см – до 20 %. Локально (р. Карайылак) в разрезе появляются трахиты, а на правобережье р. Коготок – прослойки туфов среднего состава мощностью до 10 м.

В целом базальты коготокской свиты отличаются среднезернистым строением с преобладающей офитовой структурой, относительно интенсивными процессами преобразования породообразующих минералов (хлоритизация, карбонатизация, эпидотизация и др.) и повышенной пористостью. Базальты сложены плагиоклазом (35–55 %), авгитом (10–40 %), локально появляется оливин (до 5–12 %); мезостазис составляет до 40 %. Трахибазальты и трахиандезиты содержат гломеропорфировые вкрапленники авгита (до 15 %), обладают микролитовой и микропойкилитовой структурой основной массы, состоящей (%) из плагиоклаза (20–45), клинопироксена (10–40), рудных минералов (10–20), измененного вулканического стекла. Трахиандезиты сложены (%) андезином ($Ап_{35-43}$) – до 60–80, в т. ч. до 10 вкрапленников, клинопироксеном (3–15), баркеквитом (до 8), биотитом (5–10), магнетитом (до 15), а также калиевым полевым шпатом, титанитом, апатитом и др. – 5); стекло составляет 2–25 и полностью замещено серпентин-хлоритовыми и слюдистыми агрегатами. Для трахиандезибазальтов характерна пилотакситовая структура основной массы с субпараллельным расположением плагиоклаза с включениями клинопироксена и рудных минералов, сцементированных стекловатой массой.

Мощность верхнекоготокской подсвиты достигает 400 м (в бассейне р. Сабыда). В западном направлении она уменьшается до полного выклинивания в верховьях р. Кресты [35]. Поверхности покровов падают на северо-запад под углами до 10°.

Возраст коготокской свиты принимается раннетриасовым по положению в разрезе, а также в связи с предполагаемым фациальным переходом западнее р. Бол. Романиха в аянскую свиту [57].

Суммарная мощность коготокской свиты в бассейне р. Маймеча достигает 1100–1200 м [352].

Путоранский горизонт доминирует в вулканогенном разрезе, составляя 50–55 % его объема. К нему относят в Аяно-Верхнекотуйской и Нижнеаяклинской СФЗ хоннамакитскую и неракарскую свиты, часто объединяемые в объеме путоранской серии, в Гулинской СФпЗ – верхнюю подсвиту коготокской свиты, а также дельканскую и маймечинскую свиты. В первой из названных СФЗ путоранская серия представляет собой ритмичное переслаивание пачек тонкозернистых базальтов преимущественно с микродолеритовой и толеитовой структурами и пачек мелко-среднезернистых базальтов с пойкилоофитовой структурой. Первые образуют выдержанные маркирующие покровы, нередко подстилаемые регионально распространенными туфогенными горизонтами.

Хоннамакитская свита (*T₄hn*) выделена Я. И. Полькиным в 1958 г. [57, 178] в разрезах западного берега оз. Аян и названа по р. Бол. Хоннамакит (левый приток р. Аян). Она широко развита в Аяно-Верхнекотуйской СФЗ, а также в западной части Нижнеаяклинской СФпЗ, занимая обширные водораздельные пространства. Залегает согласно на аянской свите и согласно перекрывается неракарской свитой. Нижняя и верхняя границы свиты проводятся по подошве двух наиболее широко распространенных маркирующих горизонтов (надьяянского и ягталийского). Стратиграфическими аналогами хоннамакитской свиты на других площадях развития туфолаговой толщи выступают мокулаевская свита (Норильско-Хараелахская зона) и верхнекоготокская подсвита (Маймеча-Котуйская зона).

Хоннамакитская свита существенно отличается от аянской резким преобладанием базальтов с гломеропорфировой, полифировой и порфировой структурами, покровы и потоки которых чередуются с подчиненными покровами афировых базальтов с пойкилоофитово-интерсергальной структурой основной массы. Мощность покровов колеблется от 2 до 70 м, причем характерна значительная изменчивость по простиранию как мощности, так и структуры отдельных покровов. В отличие от аянской свиты, горизонты пирокластических и туфогенно-осадочных пород редкие, невыдержанные по простиранию; локально их мощность – до 20 м.

Для выделения и расчленения свиты важнейшее значение имеют два маркирующих горизонта: 1) надьяянский в основании свиты, образованный одним-четырьмя покровами гломеропорфировых или порфировых базальтов с веерной тонкостолбчатой отдельностью и с микродолеритовой структурой матрицы и залегающий на мощном туфогенном горизонте, венчающем разрез аянской свиты. Надьяянский горизонт имеет мощность на севере территории до 25–50 м, на юго-востоке достигает местами 50–60 м, но на юге площади листа он выклинивается; 2) делочинский в средней части свиты, представленный покровом олигогломеропорфировых базальтов от 30–35 м мощностью. По основанию последнего хоннамакитская свита расчленяется на нижнюю и верхнюю подсвиты, хотя во многих случаях эта граница условна.

В нижней части разреза нижнехоннамакитской подсвиты преобладают плагиофировые базальты с микродолеритовой структурой, в верхней – с пойкилоофитово-интерсертальной структурой. Первые отличаются большей мощностью (до 50 м), тогда как мощность покровов базальтов с пойкилоофитово-интерсертальной структурой не превышает 10 м. Всего выделяют до 15 покровов. Верхние миндалекаменные зоны составляют 20–35 % мощности покровов. Строение подсвиты не выдержано по латерали. В Нижнеаяклинской СФЗ примерно в равных количествах присутствуют среднезернистые базальты с пойкилоофитово-интерсертальной и микродолеритовой структурой; юго-восточнее, в Аяно-Верхнекотуйской СФЗ последние сменяются оливин-плагиофировыми и полифировыми базальтами с единичными прослоями алевритовых и псаммитовых туфов мощностью до 14 м. Мощность нижнехоннамакитской подсвиты в Нижнеаяклинской подзоне достигает 200 м, в южной части листа она существенно колеблется, составляя локально до 270 м.

Верхнехоннамакитская подсвита на большей части территории денудирована и распространена главным образом в южной части листа. Она сложена примерно в равной степени порфиоровыми и афировыми базальтами с пойкилоофитовой, офитовой и таксито-офитовой структурой основной массы. Потоки и покровы базальтов мощностью обычно не более 8–15 м образуют тонкополосчатые пачки; миндалекаменные зоны и лавобрекчии составляют местами до 40–50 % мощности покровов. В верхней части подсвиты появляются несколько прослоев алевропсаммитовых туфов и туффитов.

Плагиофировые базальты состоят (%) из гломеропорфиоровых вкрапленников плагиоклаза An_{64-91} – 10–15, плагиоклаза основной массы An_{54-78} – 35–55, авгита $En_{35-46}Wo_{33-45}Fs_{15-26}$ – 30–45, оливина Fa_{22-39} – 1–5, местами до 15, магнетита и титаномagnetита – 1–8, вулканического стекла – до 25.

Все породы хоннамакитской свиты однообразны по содержаниям петрогенных и малых элементов; по большинству петрохимических параметров они близки к базальтам аянской свиты.

Мощность хоннамакитской свиты на севере плато Путорана – до 230 м. В южной части листа R-47 она увеличивается до 270 м и достигает даже 350 м в районе р. Хекчекит-Сяне. Соответственно, сохранившаяся мощность свиты вдвое меньше, чем на стратотипической площади в центральной части плато Путорана.

Раннетриасовый возраст хоннамакитской свиты установлен на основании единичных находок на сопредельной с запада территории в туффитах в 20–200 м ниже кровли свиты раннетриасовой флоры *Anomopteris mougeotii* Brongn., *Cladophlebis borealis* Pryn., *C. lobifera*, *C. hantaica*, *Osmundopsis* sp., *Elatocladus* aff. *sibirica* и др. [25].

Дельканская свита (T_{dl}) выделена Е. Л. Бутаковой в 1956 г. [24] и названа по р. Деликан (Делькан), левому притоку р. Маймеча. Сложена преимущественно умереннощелочными и щелочными эффузивами контрастного состава – от ультраосновных до кислых и распространена в пределах Гулинской СФЗ в виде узкой (11 км) полосы северо-восточного простирания между реками Маймеча и Бол. Романиха. К северо-востоку от р. Маймеча образования свиты известны в долине р. Сэлингдэ. С подстилающей коготокской

свитой наблюдались как несогласные [52, 306, 395], так и согласные [352, 353] соотношения. Нижняя граница уверенно устанавливается по смене основных и средних пород верхнекоготокской подсвиты меланефелинитами; она в целом падает на север под углами 6–8°. Контакт с перекрывающей маймечинской свитой тектонический [225, 261].

В стратотипе на р. Деликан выделены две подсвиты [94, 261, 352, 353, 395], при этом нижняя из них отвечает пикрит-меланефелинитовой формации, верхняя – трахибазальтовой.

Нижнедельканская подсвита сложена главным образом (95 %) потоками и покровами (мощностью до 6 м) авгитов и резко подчиненных лимбургитов, с редкими невыдержанными прослоями пепловых и псефитовых туфов меланефелинитов мощностью до 10 м. В основании свиты обычно залегает выдержанный по простиранию покров нефелинитов, иногда наблюдается чередование нефелинитов и базальтов, изредка фрагментарно фиксируется мало мощный горизонт пестроокрашенных вулканогенно-терригенных пород. В 20–40 м от подошвы прослежен мало мощный покров трахириодацитов, в нижней части разреза развиты также единичные невыдержанные потоки трахибазальтов, аналогичных по составу породам верхнекоготокской подсвиты. В западной части площади развития свиты вскрыты и туфы трахириодацитов. Одной из скважин на р. Деликан вскрыта и вулканическая постройка дельканского времени, сложенная туфами от пепловых до агломератовых, кластолавами меланефелинитов.

Меланефелиниты характеризуются как порфировой, так и (реже) афировой структурой и содержат до 15 % лейцитовых миндалин. Вкрапленники (до 20 %) представлены клинопироксеном (авгит, титанавгит), оливином, основная масса состоит из измененных авгита (30–60 %), нефелина (10–35 %), оливина (0–5 %), а также лейцита, биотита, титанита, вулканического стекла, титаномагнетита, апатита. Трахириодациты – порфировые породы, сложенные на 50–70 % вулканическим стеклом, замещенные агрегатом полевых шпатов и слюды, а также альбит-олигоклазом, авгитом, амфиболом, гематитом, титанитом.

Видимая мощность нижнедельканской подсвиты в бассейне р. Маймеча – 490–500 м, Граница нижнедельканской и верхнедельканской подсвит на Дельканской площади – тектоническая, по субширотной серии разломов [353].

Верхнедельканская подсвита развита фрагментарно в тектонических блоках. По составу она резко отличается от нижнедельканской и сложена чередованием потоков андезитов, трахиандезитов, андезибазальтов. Локально (долина р. Ветвистая) развиты агломератовые туфы трахибазальтов, меланефелинитов с потоками трахибазальтов и андезитов, фиксируя вулканический аппарат позднедельканского времени. На водоразделе рек Деликан и Ветвистая и по левобережью р. Маймеча отмечается также присутствие в составе подсвиты анальцимовых и нефелиновых базальтов, пикритов, авгитов, лимбургитов, изредка линз и прослоев туфов этих пород. Завершают разрез подсвиты амфиболовые трахиандезибазальты приустьевой части р. Деликан. В отдельных блоках разрез подсвиты обильно насыщен мало мощными

(0,2–2,0 м) дайками оливиновых трахидолеритов, трахиандезитобазальтов, реже лимбургитов и авгититов.

Андезиты и трахиандезиты характеризуются порфировой структурой; вкрапленники представлены андезином An_{30-43} – 10–25 %, в трахиандезитах – также амфиболом (5–10 %). Микролитовая трахитоидная основная масса сложена плагиоклазом (40–50 %), авгитом (8–10 %), девитрифицированным стеклом (около 10 %), рудным минералом, кварцем, биотитом, амфиболом, кальцитом, апатитом. Андезитабазальты отличаются появлением вкрапленников авгита, повышенным количеством девитрифицированного стекла и рудных минералов.

Мощность верхнедельканской подсвиты – не менее 525 м.

В бассейне р. Бол. Романиха [80, 306, 395] представлена лишь нижняя часть дельканской свиты мощностью до 540 м, сложенная преимущественно покровами (от 0,5 до 40 м мощностью) миндалекаменных пироксенофировых авгититов, с подчиненным количеством афировых и микропорфировых авгититов с таксито-миндалекаменной текстурой и единичными потоками лимбургитов. По всему разрезу присутствуют туфы щелочных базальтоидов, фиксируя палеовулкан дельканского времени. Верхняя часть разреза до 65 м мощностью сложена анальцимовыми авгититами.

Органические остатки в образованиях свиты не обнаружены. По данным $^{40}Ar/^{39}Ar$ датирования [270], возраст умереннощелочных базальтоидов определен в $246 \pm 0,7$ млн лет. Раннетриасовый возраст дельканской свиты подтверждается U-Pb датированием циркона из спекшихся туфов трахиориодацитов низов свиты: $251,1 \pm 0,3$ [273], $251,4 \pm 0,88$, $251,9 \pm 0,061$ млн лет [267].

Исходя из положения в стратиграфическом разрезе, дельканская свита соотносится с пугоранским горизонтом оленёкского яруса, как это и принято в схеме, утвержденной Третьим Межведомственным региональным стратиграфическим совещанием [197]. Общая мощность свиты оценивается величиной около 1000 м [353] и даже 1510 м [80, 395].

Неракарская свита (T_{nr}) выделена А. А. Межвилком в 1955 г. [178] на р. Неракар (бассейн оз. Бельдунчана), где стратотип свиты описан Н. Н. Нагайцевой и Е. Н. Ленкиным в 1973 г. [363]. В нижней части стратотипического разреза развиты анамезиты с горизонтом туфов в основании, в верхней – базальты, анамезиты, многочисленные прослои красно-бурых пепловых туфов.

На рассматриваемой территории неракарская свита закартирована в южной части листа (в верховьях рек Котуй и Курейка), где бронирует водораздельные вершины на плато Пугорана и представлена неполным разрезом. Она согласно или с локальным размывом залегает на хоннамакитской; нижняя граница проводится по подошве выдержанного покрова гломеропорфировых базальтов с микродолеритовой структурой матрицы, который вместе с подстилающими тефроидами в кровле хоннамакитской свиты выделяется в качестве маркирующего горизонта, именуемого «ягталийским».

Неракарская свита характеризуется ритмичным строением. В ее основании залегает покров олигогломеропорфировых базальтов мощностью не более 25–30 м (ягталийский маркирующий горизонт). Выше залегает до 14–16 маломощных (5–15 м, редко до 25 м) покровов афировых базальтов с пойкило-

офитово-интерсертальной структурой и несколько покровов и потоков анамезитов, плагиофировых базальтов с маломощными (0,3–1,0 м) прослоями туфов и туффитов.

Структурные разновидности базальтов и вулканокластических пород неракарской свиты по составу аналогичны породам нижележащих свит. Правда, нередко неракарские эффузивы отличаются от нижележащих хоннамакитских базальтов повышенным содержанием оливина, особенно в афировых разновидностях. Кроме того, вкрапленники плагиоклаза в целом отличаются несколько меньшими размерами (1–2 мм), но большим содержанием (до 10–15 %). Характерно резкое преобладание цеолитов среди других вторичных фаз в миндалекаменных зонах.

В целом неракарские базальты в петрохимическом отношении не имеют значимых различий с породами аянской и хоннамакитской свит, отмечается лишь некоторый рост содержания титана вверх по разрезу вулканогенной толщи.

Мощность свиты в целом уменьшается с севера на юг от 280 до 100–150 м.

Органических остатков в неракарской свите не обнаружено. На сопредельной с запада территории (лист R-46) в основании неракарской свиты собраны отпечатки флоры – *Cladophlebis jeniseica* Pryn., *Katasiopteris oblongata* Vlad., свидетельствующие о раннетриасовом возрасте. На той же территории $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст афировых базальтов из верхней части неракарской свиты определен в 247,7 ± 0,7 млн лет [278], что соответствует оленёкскому веку. В соответствии с данными [197], свита отнесена к пугоранскому горизонту оленёкского яруса.

Маймечинский пикрит-меймечитовый вулканический комплекс. Назван по р. Маймеча. Включает эффузивные образования покровной фации – т. н. маймечинскую толщу (T_{mm}), представленную чередованием покровов и пачек меймечитов и их туфов, а также подчиненных пикритовых порфириров, и субвулканические образования т. н. маймечинского комплекса (ωT_{mm}), сложенного тем же породами, но формирующими дайки или редкие штокообразные тела, секущие как нижележащие свиты вулканогенного комплекса, так и (иногда) маймечинскую толщу. Границы распространения перечисленных образований были впервые закартированы при геологосъемочных работах масштаба 1 : 200 000 на листе R-47-XI, XII [352] и позже существенно уточнены при ГГС-50 на Гулинской площади [353]. По результатам этих работ на Гулинской площади в серийных легендах (Норильской и Маймечакотуйской) впервые выделены образования субвулканической и вулканической фаций меймечитов.

Маймечинская толща (T_{mm}) выделена Е. Л. Бутаковой и Л. С. Егоровым в 1962 г. [24] с целью обособления стратона, сложенного своеобразными оливин-офировыми бесполовошпатовыми пикритами (меймечитами), в принятом в настоящей работе объеме она впервые рассмотрена Л. М. Шихориной [261]. Толща развита в Гулинской СФпЗ в пределах тектонического блока на западной периферии Гулинского интрузивного массива, на правом берегу р. Маймеча; размеры блока составляют 15 × 6 км, на северо-западе он перекрывается юрскими осадками Енисей-Хатангского прогиба.

Все контакты толщи являются тектоническими. В ее составе участвуют пикритовые порфириты, щелочные пикриты, меймечиты и их туфы.

Проблема установления ранга данного стратона обусловлена сохраняющейся неопределенностью в вопросе генезиса меймечитов. Ю. М. Шейнманн [258, 259], А. А. Волосатов и Я. И. Польшкин [35], Т. Л. Гольдбург [50], Ю. Р. Васильев и В. В. Золотухин [31, 32] считают их интрузивными образованиями, связанными с формированием Гулинского плутона, тогда как Е. Л. Бутакова [23, 24], К. А. Жук-Почекутов и др. [94], К. М. Шихорина [261], Л. С. Егоров, Н. П. Сурина [86] относят меймечиты к эффузивным породам. В любом случае все щелочно-ультраосновные породы данного региона – от туфов арыджангской свиты до меймечитов и дунитов – являются производными единой магматической системы, пульсационно продуцировавшей крупные объемы высокомагнезиальных щелочных расплавов [24, 30, 216], что и определяет конвергентность условно интрузивных и эффузивных фаций.

Выходы толщи на уровень дневной поверхности прослежены от нижнего течения р. Деликан до руч. Дунитовый, главным образом на водоразделе рек Маймеча и Гулэ; единичные коренные выходы известны на реках Сэлингдэ и Ингарингда. Толща повсеместно разбита на отдельные тектонические блоки, в пределах которых покровы ультраосновных лав имеют разные, иногда крутые углы падения. Соответственно, как строение разреза толщи, так и ее мощность трактуются неоднозначно.

К нижней части маймечинской толщи многие исследователи [24, 35, 260, 261, 395] относят пачку мощностью до 300 м миндалекаменных, сильно брекчированных пикритовых порфиритов, развитую в нижнем течении р. Деликан и инъецированную дайками и субпластовыми телами лимбургитов и, реже, трахидолеритов. Пикритовые порфириты характеризуются зеленой, бурой и красновато-зеленой окраской; миндалины карбоната, иногда с серпентином и анальцимом занимают около 30–35 % объема породы. Породы сложены вкрапленниками серпентинизированного оливина и blastsмикрولитовой до микрогипидиоморфнозернистой основной массой, состоящей из титанавгита и рудной пыли, погруженных в тонкочешуйчатый серпентин-хлоритовый агрегат с анальцимом, цеолитом, биотитом с участками остаточного вулканического стекла. Содержание оливина – 10–50 %, авгита – 20–35 %, рудного минерала – до 15 %.

Выше (непосредственный контакт не установлен) залегает мощная толща (по разным оценкам от 700 до 2000 м, возможно, и более), представленная чередованием потоков меймечитов, а также лавокластитов и туфов тех же пород. Мощности отдельных потоков – от 0,5 до 11, реже 15–18 м, а редких горизонтов лавобрекчий и туфов – до 40 м [52].

Меймечиты – черные грубосланцеватые породы с порфировой структурой. Фенокристаллы магнезиального оливина (Fa_{22-24}) размером 2–15 мм, в различной степени замещенного серпентином, занимают от 20 до 80 % объема породы. Основная масса микрولитовая, реже гипокристаллическая. Состав основной массы (%): титанавгит ($\text{En}_{36}\text{Wo}_{52}\text{Fs}_{12}$) – 45–50, псевдоморфозы серпентина по оливину – 12–17, титаномагнетит и перовскит – 15–20, кальцит – до 5–7, присутствуют хромшпинелиды, апатит, титанит. Титанавгит пред-

ставлен призматическими разноориентированными кристаллами размером до 2–4 мм длиной, интерстиции между которыми выполнены сростками титаномагнетита с перовскитом.

По данным Л. С. Егорова и Н. П. Суриной [86], в блоке руч. Длинный суммарная мощность образований маймечинской толщи по расчетам составляет около 2700 м. Если исключить мощности секущих тел, составляющих, судя по отдельным обнажениям, значительную часть разреза, то мощность толщи, соответственно, может быть уменьшена. По данным К. М. Шихориной она оценивается в 600–800 м [225, 261].

Субвулканические образования маймечинского вулканического комплекса ($\omega_{T,mm}$) ранее выделялись Г. Г. Лопатыным [352] в качестве самостоятельного маймечинского пикрит-маймечитового субвулканического комплекса. Рассматриваемые образования пользуются незначительным распространением на территории листа, представлены дайками и штоками меймечитов и пикритов исключительно на Гулинской поисковой площади (листы R-47-XI, XII); пространственно они приурочены к Гулинскому массиву.

Самое крупное субвулканическое тело (6 × 10 км) мощностью свыше 600 м (по результатам бурения скв. Г-3) расположено в нижнем течении р. Маймеча от ее поворота в районе горы Епишкина до устья р. Деликан, непосредственно у западного контакта Гулинского массива. Небольшие штокообразные тела изометричной формы (3–5 км²) встречены на левобережье р. Ингарингда, в верхнем течении р. Сэлингдэ, в бассейнах рек Коготок и Тамантах, вблизи северо-восточной границы листа [353].

Субвулканические образования маймечинского комплекса, по данным ГГС-50 [353], контактируют с гулинскими дунитами, вулканогенными образованиями коготокской, дельканской и маймечинской свит. Крупное субвулканическое тело в долине р. Маймеча, по геофизическим данным, имеет тектонический контакт на своей южной границе с образованиями дельканской свиты, а на восточной – с дунитами гулинского комплекса. В то же время, В. А. Федоренко на основе анализа геохимических данных по профилю вкрест простираения границы между образованиями субвулканической фации маймечитов и дельканской свиты указывает на возможный стратиграфический характер этой границы [399].

Близ северо-восточной периферии Гулинского массива мелкие штоки меймечитов прорывают образования дельканской свиты.

Дайки комплекса распространены более широко, имеют мощность от 0,03 до 1,5 м, протяженность от 5–10 м до 2–3 км, преобладающее простираение – субмеридиональное и северо-восточное (20–50°). Углы падения изменяются от 50 до 90°. Они прорывают все более древние образования, вулканы маймечинской толщи и даже субвулканические штокообразные тела меймечитов. Соотношение даек с вмещающими породами в естественных обнажениях наблюдается в основном на правобережье р. Чопко и на р. Маймеча у горы Епишкина. С покровными меймечитами дайки имеют четкие границы, на которых наблюдается разуплотнение вмещающих пород и появление в последних значительного количества миндалинов, ориентированных вдоль кон-

такта. Мощность экзоконтактовых изменений не превышает 3–5 см. Контактные воздействия даек на лавы коготокской свиты не отмечены.

В гравитационном поле самые крупные тела субвулканических образований комплекса не выражены, а в магнитном характеризуются, в отличие от гулинских дунитов, отрицательным, относительно высокоградиентным полем.

Как и эффузивы маймечинского комплекса, субвулканические образования представлены меймечитами и пикритами.

Меймечиты – черные грубосланцеватые породы с порфировой структурой. Фенокристаллы магнезиального оливина (Fa_{22-24}) размером 2–15 мм, в различной степени замещенного серпентином, занимают от 20 до 80 % объема породы. Основная масса микролитовая, реже гипокристаллическая. Состав основной массы (%): титанавгит ($\text{En}_{36}\text{Wo}_{52}\text{Fs}_{12}$) – 45–50, псевдоморфозы серпентина по оливину – 12–17, титаномагнетит и перовскит – 15–20, кальцит – до 5–7, присутствуют хромшпинелиды, апатит, титанит. Титанавгит представлен призматическими разноориентированными кристаллами размером до 2–4 мм длиной, интерстиции между которыми выполнены сростками титаномагнетита с перовскитом.

Среди меймечитов выделяют порфировые и афировые разности. Порфировые (до крупнопорфировых) разности не отличаются от вышеописанных меймечитов покровной фации и состоят из вкрапленников оливина (от 0,2 до 8 см размером) с включениями хромшпинелидов и витрофировой до микролитовой полнокристаллической основной массы, сложенной призматическими зернами титанавгита, изометричными – оливина и магнетита, а также титаномагнетитом, ильменитом, хромшпинелидом, гранатом, хромдиопсидом. Состав оливина вкрапленников от Fa_{7-16} (в крупных кристаллах) до Fa_{8-19} (в более мелких) [399], для него характерны относительно высокие содержания Ca, Mn и Ti и низкие Cr и Ni [216]. Мелкие изометричные зерна оливина из основной массы в значительной степени серпентинизированы. В мезостазисе преобладает титанавгит, представленный свежими кристаллами с буровой окраской, содержание которых достигает 60 % (в полнокристаллических разновидностях меймечитов). Размер кристаллов варьирует от 0,2–0,3 мм (в микролитовых меймечитах) до 0,3–2 мм в более раскристаллизованных породах. Вторичные минералы представлены флогопитом, кальцитом, серпентином, с преобладанием последнего.

Афировые меймечиты описаны в разрезе крупного субвулканического тела, вскрытого скв. Г-3, и представлены черными микрокристаллическими породами массивной текстуры с характерным раковистым изломом; они встречаются по всему разрезу, составляя в сумме около 10 % его мощности и слагая интервалы от первых сантиметров до 1,6 м по керну. Микроскопически эти породы имеют псевдообломочный облик, где обломки кристаллов оливина и мезостазис почти нацело замещены серпентином и карбонатными минералами, с большим количеством включений мелких зерен магнетита.

Меймечиты и секущие их дайки разбиты субвертикальными и субгоризонтальными трещинами, по которым развиты серпентин, зеленый гранат, кальцит и тонкая редкая вкрапленность сульфидов.

Пикриты – темно-серые с зеленоватым оттенком порфировые породы с мелкокристаллической до витрофировой основной массой. В их составе при-

нимают участие примерно равные количества оливина и клинопироксена, составляющие (%) в сумме около 70–75, флогопит (10–25), рудная вкрапленность (3–5) и серпентин (10–15). Акцессорные минералы – титанит, апатит, вторичные – серпентин, хлорит. Макроскопически пикриты отличаются от меймечитов большим рельефом вкрапленников оливина по сравнению с основной массой и наличием первичного флогопита, содержание которого достигает 25 %.

По своей формационной принадлежности субвулканические образования комплекса относятся к пикрит-меймечитовому типу ультраосновных пород [132]. В петрохимическом отношении меймечиты соответствуют не дунитам, а высокомагнезиальным верлитам: при весьма высоком содержании MgO ($33,52 \pm 1,78$ мас. %) для них также характерно необычайно высокое содержание некогерентных и редкоземельных элементов; типично высокое содержание TiO₂ (более 3 %) [94, 216, 398]. Пикриты отличаются от меймечитов меньшей магнезиальностью, повышенной щелочностью и еще более высокой титанистостью [215], однако спектры РЗЭ для обеих разновидностей сходны [216]. В то же время, содержания главных и примесных элементов в меймечитах, как и в дунитах Гулинского массива, контролируются трендом накопления магнезиального оливина, их спектр распределения редкоземельных элементов характеризуется обеднением тяжелыми РЗЭ и близок к спектру дунитов (хотя и отличается более высокими концентрациями), что может указывать на тесную генетическую связь меймечитов и ультраосновных пород гулинского комплекса [216].

Вопрос о возрасте маймечинского вулканического комплекса и его соотношениях с вмещающими породами решается неоднозначно. Нижняя часть маймечинской толщи вскрыта скв. Г-1, где, предположительно, залегает на нижнедельканской подсвите [352]. Породы как ниже, так и выше контакта сильно изменены и рассечены большим количеством даек ультраосновных и щелочно-ультраосновных пород. Относительно соотношений меймечитов и контактирующих с ними дунитов Гулинского массива существуют различные точки зрения: излияния меймечитов происходили до образования дунитов [24]; меймечиты слагают эндоконтактовую фацию дунитов [31]; меймечиты залегают на эродированной поверхности дунитов [92, 352].

По данным ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования по биотиту, возраст меймечитов оценивается в $245,5 \pm 1,2$ и в $243,8 \pm 5,5$ млн лет [269]. Как указано выше, для залегающих ниже по разрезу пирокластических образований дельканской свиты получены датировки порядка 251–252 млн лет [267].

Обобщая результаты исследовательских работ [86, 395], материалы ГГК-200 [352] и ГГС-50 [353] и данные изотопно-геохронологических исследований, в настоящей работе принята точка зрения, что маймечинская толща завершает разрез эффузивных образований Маймеча-Котуйской СФЗ. Исходя из указанных датировок и факта прорывания Гулинским щелочно-ультраосновным плутоном раннетриасового возраста, возраст маймечинской толщи и маймечинского вулканического комплекса в целом определяется как ранний триас.

СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Присутствие терригенных отложений среднего и верхнего триаса предполагается по аналогии с сопредельными территориями (листы R-46, S-47, S-48), где они вскрыты в подошве юрских отложений в центральной части Енисей-Хатангского регионального прогиба (Волочанская, Тундринская, Балахнинская и Владимирская нефтегазопроисловые площади) и прослежены по комплексу сейсмических данных по простиранию прогиба. На первой из названных площадей терригенные породы подстилаются вулканогенной толщей предположительно раннетриасового возраста и рассматриваются как нерасчлененные отложения предположительно среднего–верхнего триаса [55]; при составлении ГКК-1000 второго поколения терригенные отложения, вскрытые скв. Тнд-1 на Тундринской площади в подошве юрского разреза, названы тундринской толщей [52]. По сейсмическим данным выделяют два типа залегания пород на границе юры и триаса: относительно согласное залегание в пределах наиболее погруженных депрессионных зон и кровельное несогласие типа эрозионного среза триасовых отложений в при-бортовых частях прогиба.

Средне-верхнетриасовые отложения нерасчлененные (Т₂₋₃?). В разрезах скважин Влч-1 и Влч-2 на Волочанской площади, находящихся в 47–48 км от западной рамки листа, данный стратон представлен терригенными породами, преимущественно алевролитами с прослоями песчаников и аргиллитов, суммарной мощностью 728–800 м. По данным сейсморазведки, в пределах Балахнинского вала (к северу от изучаемой территории) мощность аналогичных отложений составляет около 1200 м [52].

Средне-позднетриасовый возраст отложений предполагается на основании единичных находок триасовой фауны и сходства СПК с установленными в верхнем триасе Восточного Таймыра [56], а также исходя из факта их залегания стратиграфически выше туфоловой толщи, раннетриасовый возраст принят повсеместно как в пределах прогиба, так и в прилегающих районах Сибирской платформы.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Юрские отложения, развитые в пределах всего Енисей-Хатангского регионального прогиба, с размывом и угловым несогласием перекрывают разновозрастные вулканогенные и осадочные породы доюрского основания. Мощность юрских отложений закономерно уменьшается от центральной к при-бортовым частям прогиба до полного выклинивания на бортах. В осевой части прогиба мощность юрских отложений, по данным сейсмических исследований, достигает 5–7,0 км, в сводовых частях крупных положительных структур полностью или частично размыва верхнеюрская толща осадков, а на некоторых площадях – и часть среднеюрских. Геологический разрез юры в пределах крупных депрессий характеризуется стратиграфической полнотой и отсутствием в его составе видимых перерывов и несогласий. Исключение – высококонтрастный свод Рассохинского вала, где по сейсмическим данным и

данным бурения фиксируется частичный размыв средне- и верхнеюрских отложений. Отложения юры почти повсеместно перекрыты меловыми.

Естественные выходы отложений верхней юры встречены вдоль перикратонного прогиба. Изучение нижних горизонтов юры выполнялось преимущественно по данным глубокого бурения на нефтегазоразведочных площадях и по материалам сейсморазведочных работ МОВ и МОГТ.

Стратиграфическая характеристика юрских отложений Енисей-Хатангского регионального прогиба дается по уточненным стратиграфическим схемам, принятым 6-м Межведомственным стратиграфическим совещанием (Новосибирск, 2003 г.), по мезозойским отложениям и утвержденным МСК в 2004 г. в качестве корреляционных [192].

По ниже-среднеюрским отложениям территория листа расположена в Лено-Енисейской фациальной области, в Хатангском структурно-фациальном районе [192] и, согласно Норильской СЛ-1000 [344], – в Хетском стратиграфическом районе. Разрезы нижней и средней юры Хатангского района характеризуются развитием преимущественно глинисто-алевритовых пород, наибольшей стратиграфической полнотой.

По типам разрезов юрско-меловых отложений территория листа подразделена на две структурно-формационные зоны (СФЗ), выделение которых соответствует границам надпорядковых тектонических структур.

1. Дудыптинская, соответствующая Рассохинскому валу и выделяемым в его пределах Волочанскому валу и Курьинскому поднятию. Разрез изучен по материалам нефтегазоразведочного глубокого бурения и данным сейсморазведочных работ МОВ и МОГТ.

2. Хетская, представляющая юго-восточное крыло Енисей-Хатангского прогиба и Боганидскую впадину Дудыптинско-Жданихинского прогиба. Разрез анализируется по материалам колонкового бурения, изучения естественных выходов отложений и данным сейсморазведочных работ МОВ и МОГТ.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Нижнеюрские отложения установлены в наиболее погруженных частях Енисей-Хатангского регионального прогиба по материалам глубокого бурения на нефтегазоразведочных площадях и данным сейсморазведочных работ. Отложения не имеют выхода на дневную поверхность и показаны только на разрезе.

К настоящему времени при сопоставлении каротажных диаграмм, выделении и трассировании маркирующих горизонтов и песчаных пластов с использованием палеонтолого-биостратиграфического анализа и детальных литологических исследований установлен непрерывный литологический ряд нижнеюрских отложений. На подстилающих образованиях триаса и палеозоя нижнеюрские отложения залегают трансгрессивно. Их мощность на Рассохинском валу достигает 1290 м, в скв. 1 Волочанской площади (табл. 2). Мощность нижней юры в пределах Боганидской впадины Дудыптинско-Жданихинского прогиба по сейсмическим материалам МОВ оценивается до 4100 м.

Стратиграфические разбивки глубоких скважин

Площадь		Волочанская (R-46)				Новая (R-47)			
Номер скв./альтитуда ротора		1 / 64,3 м		2 / 85,0 м		1 / 82,0 м		2 / 12,0 м	
Местные стратиграфические подразделения (свиты, толща)	Индекс свиты, толщи	Глубина кровли/ подошвы, м	Мощность, м	Глубина кровли/ подошвы, м	Мощность, м	Глубина кровли/ подошвы, м	Мощность, м	Глубина кровли/ подошвы, м	Мощность, м
	Q	0–114	114	0–65	65	0–68	68	0–75	75
Танамская	K _{2m}								
Салпадинская	K _{2sl}								
Насоновская	K _{2ns}								
Дорожковская	K _{2dr}								
Долганская	K _{1-2dl}								
Яковлевская	K _{1jak}					68–240	172	75–164	89
Малохетская	K _{1mch}								
Суходудинская	K _{1sd}					240–362	122	164–322	158
Нижнехетская	K _{1mch}					362–490	128	322–505	183
Яновстанская	J _{3-K1jan}					490–740	250	505–700	195
Сиговская	J _{2-3sg}					740–873	133	700–870	170
Точинская	J _{2č}					873–1140	267	870–1088	218
Мальшевская	J _{2ml}					1140–2412	1272	1088–2310	1222
Леонтьевская	J _{2ln}					2412–2550	138	2310–2433	123
Вымская	J _{2vm}	114–361	247	65–301	236	2550–2728	178	2433–2600	167
Лайдинская	J _{2ld}	361–410	49	301–352	51	2728–2800	72	2600–2666	66
Надояхская	J _{1nd}	410–685	275	352–640	288	2800–3070	270	2666–2906	240
Китербютская	J _{1kt}	685–724	39	640–676	36	3070–3118	48	2906–2948	42
Шараповская	J _{1shr}	724–1030	306	676–805	129	3118–3289	171	2948–3097	149
Левинская	J _{1lv}	1030–1403	373	805–1199	394	3289–3510	221в.	3097–3492	395в.
Зимняя	J _{1zm}	1403–1700	297	1199–1448	249				
Нерасчлененные	T ₂₋₃	1700–2500	800	1448–2176	728				
Туфоловая толща	T _{1tl}	2500–2790	290	2176–2544	368				
Мисайлапская	P _{2ms}	2790–3080	290	2544–2858	314				
Верхнекожевниковская	P _{2vk}	3080–3386	306в.	2858–3142	284в.				
	Забой	3386		3142		3510		3492	

В нижнем отделе юры снизу выделяются свиты: зимняя, левинская, шарাপовская, китербютская и надояхская.

Зимняя и левинская свиты нерасчлененные (J_2zm-lv) установлены в наиболее погруженных частях Енисей-Хатангского регионального прогиба по материалам глубокого бурения на нефтегазоразведочных площадях и данным сейсморазведочных работ. Отложения не имеют выхода на дневную поверхность и показаны только на разрезе. По материалам сейсморазведки, картируются в Дудыптинской и Хетской СФЗ.

Зимняя свита развита на территории севера Западной Сибири, Усть-Енисейского, Хатангского, Восточно-Таймырского и Нордвикского районов. В качестве стратотипа выбран разрез в скв. Семеновская-1-Р, интервал 2748–2569 м [105]. Это морские, прибрежно-морские темно-серые, серые, буроватые аргиллиты, алевролиты, зеленовато-серые песчаники с прослоями гравелитов и конгломератов. Галька и гравий обычно рассеяны по всей толще и представлены окатанными и угловато-окатанными обломками кварца, кремней, эффузивов, глинистых и карбонатных пород. В низах зимней свиты над базальными конгломератами практически повсеместно залегает маркирующая пачка глинистых пород мощностью до 30–40 м, содержащая макро- и микрофауну предположительно геттангского возраста. Нижняя половина зимней свиты слабо охарактеризована остатками макрофауны, тем не менее здесь обнаружены комплексы двустворок, характерные для b-зон *Pseudomytiloides sinuosus*, *Meleagrinnella subolifex*, *Harpax* ex gr. *spinosus*. В верхней части свиты встречены *Amaltheus* cf. *stokesi* (Анабарский район) и двустворки b-зоны *Velata viligaensis*. Комплексы микрофауны в нижней части свиты обеднены, постепенно обогащаясь к верхам. Здесь установлено присутствие f-зон *Trochammina sublapidosa*, *T. inusitata* и *Turritellella volubilis*, а также f-зона *Ammodiscus siliceus*, которая является прекрасным реперным уровнем и прослеживается по обрамлению Сибирской платформы и на севере Западной Сибири, f-зоны *Trochammina lapidosa* и *Frondiculinita dubiella* и o-зона *Ogmocooncha longula*. Мощность свиты, по сейсмическим данным, меняется в широких пределах до 1800 м, ее возраст – геттанг–низы верхнего плинсбаха.

Левинская свита сложена морскими темно-серыми, иногда буроватыми аргиллитами и мелкозернистыми алевролитами с редкими маломощными прослоями песчаных контуритов и турбидитов. В краевых частях бассейна в этой толще часто встречается рассеянная галька кварца, кремней, эффузивных пород. В качестве стратотипа принят разрез по скв. Малохетская-10-Р, интервал 2197–2136 м [12].

В стратотипе характерно частое присутствие в породах крупных, видимых невооруженным глазом раковин аммодискусов (*Ammodiscus siliceus*). Обычно в левинской свите в комплексах фораминифер встречаются *Trochammina inusitata*, *T. lapidosa*, *Textularia areoplecta* и др. Из двустворок обнаружены *Harpax laevigatus*, *Malletia* cf. *nordica*, *Anradulonectites* ? sp. ind. и др.

На востоке Енисей-Хатангского прогиба левинские аргиллиты в верхней своей части весьма диахронны по латерали и имеют «скользящий» в возрастном отношении контакт с вышележащими шарাপовскими песчаниками [262]. Находки аммонитов средней a-зоны верхнего плинсбаха известны в восточных частях региона как из левинских аргиллитов, так и из вышележающих

песчаников шараповской свиты. Соответственно граница левинской и выше-лежащей свит в типовой местности (а вслед за ней и региональных горизонтов) принимается условно по середине верхнего плинсбаха. Вскрытая мощность отложений левинской свиты на Новой нефтегазопоисковой площади, расположенной в пределах листа, в скважинах 1 и 2 составляет 221 и 395 м соответственно (табл. 2), возраст – средняя часть верхнего плинсбаха.

Мощность нерасчлененных зимней и левинской свит в наиболее погруженных зонах, по данным сейсморазведки МОВ, составляет до 2900 м, возраст – геттанг–средняя часть верхнего плинсбаха.

В пределах Дудыптинской СФЗ в геологическом разрезе, на основании стратиграфической корреляции глубоких скважин 1 и 2 Новой площади со скважинами ближайших нефтегазопоисковых площадей и материалов сейсморазведки, приводится посвитное расчленение отложений нижней юры: шараповской, китербютской и надояхской.

Шараповская свита (J₁sr) представлена мелководно- и прибрежно-морскими темно-серыми, серыми алевролитами, аргиллитами, светло-серыми песчаниками с небольшими прослоями конгломератов и гравелитов, с остатками морской фауны. В качестве стратотипа предложен разрез по скв. Малохетская-10-Р, интервал 2136–2077 м [12, 22]. Толщю было предложено рассматривать как шараповскую свиту «...вместо нижней толщи джангодской свиты...» [66, стр. 64]. Соответственно, в стратиграфические схемы был введен шараповский горизонт.

Обнаружены двустворки *Tancredia kuznetsovi*, *Harpax laevigatus*, *Meleagrinella* ex gr. *tuingsensis* и др.; фораминиферы *Trochammina lapidosa*, *Recurvoides taimyrensis*, *Kutsevella barrowensis*, *Pyrulinoidea anabarensis* и др.; остракоды *Ogmoconcha longula*. Комплексы макро- и микрофауны типичны для слоев с двустворками *Harpax laevigatus* и *Anradulonectites*, *Tancredia kuznetsovi*; для слоев с фораминиферами *Trochammina lapidosa*, *Recurvoides taimyrensis* и *Kutsevella barrowensis* и слоев с остракодами *Ogmoconcha longula*.

Свита прослежена в восточной части Енисей-Хатангского прогиба, где совместно с характерным для типового разреза комплексом фораминифер, двустворок, спор и пыльцы в ней найдены аммониты верхней части верхнего плинсбаха [262]. Верхняя граница свиты проведена по подошве общеизвестного в Сибири глинистого маркирующего горизонта (китербютский) и совмещается с границей плинсбаха и тоара.

Возраст свиты – верхняя часть верхнего плинсбаха. Мощность, по сейсмическим данным, меняется в широких пределах до 300 м. На Новой площади в скважинах 1 и 2 мощность отложений свиты составляет 171 и 149 м соответственно (табл. 2).

Китербютская свита (J₁kt) представлена монотонной толщей аргиллитов или глин тонкоотмученных, в прослойках часто битуминозных. Глины и аргиллиты темно-серые, до черных, в обнажениях с коричневатым оттенком, часто за счет поверхностного выветривания полосчатые (чередование черных и желтых слоев, линз), с фосфатными желваками и карбонатными конкрециями, в мелководных фациях – с линзовидными скоплениями раковин двустворок и ростров белемнитов, сосредоточенных в верхах свиты.

Первое описание маркирующего горизонта китербютских глин выполнено Т. М. Емельяnceвым [90, 91] для территорий Нордвикского фациального района. Китербютская свита выделяется вместо среднеджангодской подсвиты, стратотип которой расположен в Усть-Енисейском фациальном районе в скв. Малохетская-10-Р, интервал 2077–2051 м [12]. От вмещающих образований отличается тонким структурным составом и темным цветом пород.

Из верхов свиты в зонах восточного ее распространения известны находки аммонитов *Dactylioceras* spp. Комплекс двустворок из этих отложений характерен для b-зоны *Dacryomya inflata*–*Tancredia bicarinata* и повсеместно однообразен. Здесь же обычны фораминиферы из f-зоны *Ammobaculites lobus*–*Trochammina kisselmani*, остракоды o-зоны *Camptocythere mandelstami*, встречаются фоссилизированные остатки мягких тел морских животных, различные проблематичные остатки. Возраст свиты – низы нижнего тоара, мощность в погруженной части бассейна достигает 65 м, на Новой площади в скважинах 1 и 2 составляет 48 и 42 м соответственно (табл. 2).

Надояхская свита ($J_{1-2}nd$) сложена мелководно-морскими, дельтовыми переслаивающимися песчаниками, алевролитами, аргиллитами, пакетами флишоидного их чередования. Песчаники и крупнозернистые алевролиты светло- и зеленовато-серые, серые мелко- и мелко-среднезернистые. Алевролиты и аргиллиты темно-серые массивные или слоистые, часто с мелким растительным детритом по наслоению, с ходами илоедов, раковинами морских двустворок (*Dacryomya inflata*, *D. gigantea*, *Tancredia bicarinata*, *Meleagrinnella faminaestriata*, *Pseudomytiloides* ex gr. *marchaensis*, *Arctotis marchaensis*), фораминифер (*Ammodiscus glumaceus*, *Globulina* cf. *sibirica*, *Verneuilinoides* ex gr. *syndascoensis*, *Trochammina* sp. ind.), остатками флоры.

В качестве стратотипа принята верхняя толща джангодской свиты, выделенной по скв. Малохетская-10-Р, интервал 2051–1907 м [12, 22]. Эту толщу Ф. Г. Гурари с соавторами предложили рассматривать в качестве самостоятельной надояхской свиты, соответственно переименовав и региональный горизонт, приравнивая его объем к неполному верхнему тоару [66]. Стратиграфический диапазон нижней части свиты, которая хорошо прослеживается в восточной части Енисей-Хатангского прогиба, определен по находкам характерных комплексов макро- и микрофауны однозначно как нижнетоарский [106]. Относительно возраста верхней части свиты до сих пор нет единого мнения. До недавнего времени вообще ставилось под сомнение наличие верхнего тоара в Сибири. Однако в настоящее время доказано присутствие полной последовательности аммонитовых зон верхнего тоара в Сибири [109]. Граница тоара и аалена проходит внутри слоев с *Arctotis marchaensis*, т. е. ниже кровли надояхской (джангодской) свиты.

Возраст свиты – верхи нижнего тоара–низы нижнего аалена. Мощность свиты по простирацию меняется в широких пределах, по сейсмическим данным, до 400 м, на Новой площади в скважинах 1 и 2 составляет 270 и 240 м соответственно (табл. 2).

Шараповская, китербютская и надояхская свиты ($J_{1-2}sr-nd$) в Хетской СФЗ по материалам сейсморазведки картируются как **нерасчлененные** отложения. Отложения не имеют выхода на дневную поверхность и показаны только на разрезе. Нижняя часть разреза представлена

алевролитами, аргиллитами и песчаникам с небольшими прослоями конгломератов и гравелитов. Средняя часть разреза представлена монотонной толщей черных аргиллитов с линзами и прослоями алевролитов и песчаников. Завершает разрез переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов. Предполагаемая мощность – до 1230 м.

СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Средне-верхнеюрские отложения установлены в наиболее погруженных частях Енисей-Хатангского регионального прогиба по материалам глубокого бурения на нефтегазоразведочных площадях и данным сейсморазведочных работ.

Геологический разрез средней и верхней юры в пределах крупных депрессий характеризуется стратиграфической полнотой и отсутствием в его составе видимых перерывов и несогласий. Исключение – высококонтрастный свод Рассохинского вала, где по сейсмическим данным и данным бурения фиксируется размыв средне- и верхнеюрских отложений.

К настоящему времени при сопоставлении каротажных диаграмм, выделения и трассировании маркирующих горизонтов и песчаных пластов с использованием палеонтолого-биостратиграфического анализа и детальных литологических исследований установлен непрерывный литологический ряд среднеюрских отложений.

В среднем отделе юры в Дудыптинской СФЗ снизу выделяются лайдинская, вымская, леонтьевская, малышевская, точинская свиты, установленные в наиболее погруженных частях Енисей-Хатангского регионального прогиба по материалам глубокого бурения и данным сейсморазведочных работ.

Л а й д и н с к а я с в и т а (J_2ld) сложена морскими и мелководно-морскими темно-серыми тонкослоистыми аргиллитами, в прибортовой части бассейна с рассеянной галькой, маломощными прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников с комплексами двустворок слоев с *Dacryomya gigantea*–*Sowerbya*, *Arctotis lenaensis*–*Arctica humiliculminata*, *Retroceramus* ex gr. *elegans* и *Arctotis lenaensis*. Из микрофауны здесь распространены фораминиферы, характерные для слоев с *Verneulinoides syndascoensis*, являющихся прекрасным реперным уровнем, а также для слоев с *Astacolus zwetkovi* и *Lenticulina nordvikensis*, с *Trochammina praesquamata* и остракоды, типичные для слоев с *Camptocythere nordvikensis*.

В качестве стратотипа выбран разрез скв. Малохетская-10-Р, интервал 1907–1845 м [12, 22].

Нижняя граница свиты фиксируется по резкой смене песчаников надояхской свиты серыми аргиллитоподобными глинами.

Возраст свиты – верхняя половина нижнего–низы верхнего аалена. Мощность свиты по простиранию изменяется до 105 м, на Новой площади в скважинах 1 и 2 составляет 72 и 66 м соответственно (табл. 2).

В ы м с к а я с в и т а (J_2ym) сложена мелководно-морскими, прибрежными переслаивающимися светло-серыми, серыми мелко- и разнозернистыми песчаниками, чередующимися с серыми, коричневато-серыми алевролитами,

темно-серыми аргиллитами, пакетами флишоидного переслаивания с морскими (*Arctica humiliculminata*, *Arctotis lenaensis*, *Nuculana acuminata* и др.) и редко пресноводными двустворками (Unionidae?), с многочисленными и разнообразными фораминиферами (*Ammodiscus arangastachiensis*, *Lenticulina nordvikensis*, *Trochammina praesquamata* и др.) и редкими остракодами *Camptocythere nordvikensis*. Встречаются прослой углистых пород, линзы углей, остатки обугленной древесины, листьев, обугленного растительного детрита.

В качестве стратотипа принят разрез по скв. Малохетская-10-Р, интервал 1845–1736 м [12, 22]. Свита хорошо прослеживается в Хатангском фациальном районе. Нижняя граница свиты проводится по подошве мощного песчаного пласта, перекрывающего глины лайдинской свиты.

Возраст свиты – верхняя часть верхнего аалена–низы нижнего байоса, мощность свиты по простиранию изменяется до 270 м, по сейсмическим данным; на Новой площади в скважинах 1 и 2 составляет 178 и 167 м соответственно (табл. 2). К кровле свиты приурочен сейсмический отражающий горизонт «Шв».

Леонтьевская свита (J_2ln) представлена морскими буровато-серыми тонкоотмученными глинами и аргиллитами со звездчатыми сростками антраконита. Песчаники наблюдаются в виде редких и маломощных прослоев. Нижняя граница свиты установлена в основании глинистой толщи, сменяющей вверх по разрезу песчано-алевритовые отложения вымской свиты. Толща охарактеризована многочисленными и разнообразными комплексами двустворок из b-зон *Retroceramus lucifer*, *R. clinatus*, *R. porrectus*, *R. retrorsus*. На востоке Енисей-Хатангского прогиба к толще приурочены частые находки аммонитов *Cranocephalites* spp., *Boreiocephalites* spp. [151], присутствуют фораминиферы, типичные для f-зон *Ammodiscus arangatachiensis*, *Riyadhella sibirica*, *Globulina oolithica*, *Lenticulina incurvare* и *Marginulinopsis pseudoclara* и остракоды из o-зон *Camptocythere nordvikensis*, *C. praespinulosa*, *C. Spinulosa*, *C. praearangastachiensis*, *C. arangastachiensis* [263].

В качестве стратотипа выбран разрез по скв. Малохетская-10-Р, интервал 1736–1629 м [12, 22]. Свита хорошо прослеживается и соответствует хорошо охарактеризованной фауне нижней части юрiongтумусской свиты Нордвикского и Восточно-Таймырского фациальных районов.

Возраст свиты – верхи нижнего–низы верхнего байоса, мощность достигает 200 м, на Новой площади в скважинах 1 и 2 составляет 138 и 123 м соответственно (табл. 2).

Малышевская свита (J_2ml) сложена морскими, прибрежно- и мелководно-морскими, продельтовыми серыми, коричневато-серыми, светло-серыми мелкозернистыми песчаниками, серыми алевролитами с прослоями темно-серых аргиллитов, пакетов флишоидов, иногда со звездчатыми образованиями антраконита и глендонита.

В качестве стратотипа предложена толща, выделенная по скв. Малохетская-10-Р, интервал 1629–1470 м [12, 22]. Свита хорошо прослеживается и соответствует верхней части юрiongтумусской свиты Нордвикского и Восточно-Таймырского фациальных районов.

В разрезах малышевского горизонта на севере Средней Сибири известны находки аммонитов (*Arctocephalites* spp., *Arcticoceras* и др.). Существенное изменение датировок аммонитовых зон приграничных отложений бата и келловоя, сделанное в последнее время на разрезах севера Средней Сибири, повлекло за собой передатировку зон по двустворкам, фораминиферам, палинозон и т. д. [152] и, соответственно, изменились представления об объеме и положении границ малышевского горизонта. Ныне объем малышевского горизонта рассматривается в объеме от верхов верхнего байоса до нижней половины верхнего бата.

Здесь встречены аммониты *Cranocephalites?* sp., комплексы двустворок, характерные для слоев с *Retroceramus* ex gr. *retrorsus* и *Arctotis sublaevis*, *Meleagrinnella ovalis* и *Dacryomya ovum*, разнообразные фораминиферы из слоев с *Lenticulina incurvare* и *Recurvoides anabarensis*, *Globulina praecircumphlua*, остракоды, типичные для комплексов с *Camptocythere arangastachiensis*.

Нижняя граница свиты фиксируется по смене глинистых пород леонтьевской свиты существенно песчаными осадками. Перекрывается малышевская свита в Хатангском фациальном районе аргиллитами и алевролитами гольчихинской свиты, в Тазо-Хетском фациальном районе – алевролитами и аргиллитами точинской свиты [192], а на сводах крупных положительных структур с размывом – зеленовато-серыми алевролитами и аргиллитами нижнехетской свиты нижнего мела или четвертичными отложениями.

Возраст свиты – верхняя половина верхнего байоса–низы верхнего бата, мощность свиты достигает 1500 м, на Новой площади в скважинах 1 и 2 составляет 1272 и 1222 м соответственно (табл. 2). К кровле свиты приурочен сейсмический отражающий горизонт «Шб».

По материалам сейсморазведки в Хетской СФЗ, лайдинская, вымская, леонтьевская и малышевская свиты картируются как нерасчлененные (*J₂ld–ml*). Нижняя часть разреза представлена аргиллитами с небольшими прослоями алевролитов, в средней части – переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов, сменяющееся аргиллитами с редкими прослоями песчаников и алевролитов. Завершают разрез мелкозернистые песчаники с прослоями аргиллитов. Максимальная мощность – 2100 м.

Точинская свита (*J₂tč*) названа по пос.Точино Красноярского края. Выделена в 1966 г. Н. И. Байбародских, А. А. Булыниковой, Н. Х. Кулахметовым. В качестве стратотипа предложен разрез в Малохетской скв. 10-Р, интервал 1470–1425 м [12, 13]. Свита сложена морскими аргиллитами, с прослоями алевролитов, формационно связана с верхнеюрскими осадками. Точинская свита трансгрессивно залегает на малышевской, имея в основании не всегда хорошо различимый по каротажу базальный пласт, который в последних официально утвержденных схемах индексируется как пласт Ю₂⁰.

Разрез свиты довольно выдержан по мощности и составу и представлен преимущественно темно-серыми и серыми с зеленоватым или буроватым оттенком алевропелитами и аргиллитами с редкими линзами песчаных пород. Почти повсеместно, где развиты морские образования точинской свиты, в разрезах на границе с малышевской свитой устанавливается в разной степени песчанистый базальный пласт, который нередко плохо прослеживается по латерали. Подошва базального пласта близка к изохронной, тогда как верхняя

его граница «скользит» в довольно широких пределах. При этом наиболее низкое стратиграфическое положение эта граница имеет в зонах депрессий, а наиболее высокое – на сводах и валах. Местами точинская свита существенно опесчанена и сложно определяется по каротажу.

В хорошо охарактеризованных керном разрезах скважин в точинской свите найдены остатки аммонитов, двустворок и богатые комплексы фораминифер верхов верхнего бата–низов верхнего келловея: *Longaeviceras* cf. *nikitini* (Sokolov), *L. stenolobum* (Sokolov), *L. novosemelicum* (Bodyl.), *Cadoceras* (? *Arcticoceras*) sp.; *Dorothia insperata*, *Trochammina rostovzevi*, *Kutzella memorabilis*, *Ammobaculites borealis*.

Возраст свиты – верхи верхнего бата–низы верхнего келловея, мощность свиты, по сейсмическим данным, в погруженной части впадины достигает 415 м, на Новой площади в скважинах 1 и 2 составляет 267 и 218 м соответственно (табл. 2).

Сиговская свита (J_{2-3sg}) названа по р. Сиговая. Выделена Н. И. Байбародских, А. А. Булыниковой, Н. Х. Кулахметовым в 1966 г. В качестве стратотипа выбран разрез Малохетской скв. 1-Р, интервал 1315–1240 м [13]. Представлена песчаниками и алевролитами светло-серыми, иногда глауконитовыми, с прослоями аргиллитов. В Дудыптинской СФЗ сиговская свита распространена в тех же пределах, что и точинская, а по своему строению и стратиграфическому положению она соответствует песчаной верхней толще васюганского горизонта и песчаным аналогам георгиевского горизонта.

Нижняя граница свиты проводится по подошве песчаного пласта, перекрывающего аргиллиты точинской свиты, выше которого развиты алевроитопесчаные образования.

Детальная палеонтологическая характеристика разрезов свиты, известных в скважинах и естественных выходах, неоднократно публиковалась ранее [105, 106 и многие др.]. В отложениях определены: *Amoeboceras* (*Amoebobites*) sp., *A. (Pripnodoceras)* sp., *A. (Amoeboceras) alternans* (Buch.), *A. (A.) cf. alternoides* (Nikitin), *Cardioceras jacuticum* Pavlov, *C. cordatum* (Sowerby); *Trochammina oxfordiana*, *Lenticulina memorabilis*, *Recurvoides disputabilis disputabilis*.

По данным изучения керна, сиговская свита может быть подразделена на нижнюю существенно песчано-алевролитовую подсвиту и верхнюю – более глинисто-алевритистого состава. Нижняя подсвита представлена песчаниками и алевролитами светло-серыми, грязно-серыми алевролитами и глинами, чередующимися между собой. Песчаники и алевролиты обычно плохо отсортированы и содержат гальки глин, обломки раковин. На сводах поднятий нижняя подсвита сиговской свиты часто бывает размыта и на глинах точинской свиты залегают верхняя подсвита сиговской свиты. В нижней подсвите встречены аммонит оксфорда, многочисленные двустворки и богатые комплексы микрофауны верхов келловея–верхов верхнего оксфорда [230].

На южном борту Енисей-Хатангского регионального прогиба разновозрастные (от верхнего оксфорда до верхнего кимериджа) горизонты сиговской свиты залегают на доюрском основании.

В пределах южного борта Енисей-Хатангского регионального прогиба сиговская свита выделена при проведении ГТС-200 [352]. Свита обнажается

фрагментарно вдоль южного борта Енисей-Хатангского прогиба по р. Маймеча и вскрывается в картировочных скважинах. Представлена переслаиванием песчаников, песков, алевролитов, редко аргиллитов, с глауконитом и лептохлоритом. Залегают сиговская свита с размывом на магматических образованиях триасового возраста либо согласно на отложениях точинской свиты. Согласно перекрывается букатыйской свитой, от которой отличается более песчаным составом.

Полный разрез свиты вскрыт в скважинах 142, 112, 113 и 92.

В основании свиты залегают базальные конгломераты темно-серого цвета с песчано-алевритовым и известковым цементом. Обломочный материал средней и хорошей окатанности представлен в основном галькой (до 50 %), гравием (до 30 %) и мелкими валунами (до 10 %) преимущественно щелочных лампрофиров, реже андезитов, трахиандезитов, андезибазальтов, трахибазальтов, меланефелинитов, базальтов и туфов. Обломки минералов представлены полевым шпатом, кварцем, пироксеном, роговой обманкой, кремнем, слюдой. Цемент базальный, кальцитовый. Мощность – до 0,2–0,3 м.

Выше залегают песчаники серые кварц-полевошпатовые мелкозернистые с детритом пиритизированной и обугленной древесины. Текстура тонкогоризонтально-слоистая, иногда со следами морских волнений. Мощность – 5,4 м.

Песчаники перекрываются пачкой переслаивающихся (0,3–2,3 м) алевролитов и песчаников. Алевролиты серые, коричневато-темно-серые, в разной степени глинистые, с прослоями коричневых аргиллитов, горизонтально-прерывисто- и косо-разнонаправленнослоистые. Песчаники серые кварц-полевошпатовые мелкозернистые косо-разнонаправленнослоистые, с линзами коричневых аргиллитов. Мощность пачки – 19,7 м.

Вышележащие отложения представлены пачкой грубо- и тонкопереслаивающихся серых алевролитов и зеленовато-серых песчаников, с преобладанием последних в центральной части, с линзами и прослоями коричневых аргиллитов оскольчатых, с единичными прослоями (до 0,2 м) черных углистых песчаников. Текстура горизонтально-волнистослоистая. Здесь отмечаются выделения пирита, включения углистого и растительного детрита, ходы червей и мелкая фауна нуммулитов. Мощность пачки – 22,2 м.

На них залегают аргиллиты коричневато-темно-серые оскольчатые, за счет тонких линзочек (до 0,5 мм) с серой алевроитовой примесью, тонкогоризонтально-прерывистослоистой текстуры, с выделениями пирита по мелкой фауне. Мощность – 8,3 м.

Венчают разрез свиты пески серые кварц-полевошпатовые мелкозернистые, хорошо сортированные с линзами (0,5–2,0 см – 5 %) коричневато-темно-серых алевролитов и аргиллитов. Мощность – 7,8 м. Общая мощность свиты – 63–90 м.

По латерали состав, структура и текстура не изменяются. Иногда встречаются конкреции диаметром 0,2–0,8 м известковых песчаников, мергелей, линзы известковых конгломератов (устье р. Деликан) [353].

На левом берегу р. Маймеча в 5 км выше устья р. Гулэ из песчаников и алевролитов зеленовато-серых определены верхнеоксфордские аммониты *Amoeboceras alternans* Buch var., двустворки *Aucella kirghisensis* Sok., *Crasatella* sp. Н. И. Шульгиной здесь же обнаружены нижнекимериджские *Amoe-*

boceras (Amoebites) spathi Schulg., *Rasenia* sp. indet., двустворки *Aucella* ex gr. *bronni* Rouill. [352, 353]. Согласно палеофаунистическим заключениям, данные отложения относятся к оксфордскому и кимериджскому ярусам верхней юры.

В целом возраст сиговской свиты – верхи верхнего келловея–верхняя часть кимериджа, мощность, по сейсмическим данным, в погруженной части впадины достигает 210 м, мощность отложений свиты на Новой площади в скважинах 1 и 2 составляет 133 и 170 м соответственно (табл. 2). К кровле свиты приурочен сейсмический отражающий горизонт «Па».

ВЕРХНЯЯ ЮРА И НИЖНИЙ МЕЛ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

В пределах Дудыптинской СФЗ на нефтегазопоисковых площадях по материалам глубокого бурения выделяется яновстанская свита.

Яновстанская свита (J_3-K_1jas) впервые была описана Н. И. Байбородских и др. в 1967 г. в среднем течении р. Турухан, вблизи селения Янов Стан, стратотип свиты выбран в Туруханской скв. 1-Р (инт. 1990–2200 м) [5, 12, 196]. Сложена преимущественно морскими и мелководно-морскими аргиллитами темно-серыми с зеленоватым оттенком, от тонкоотмученных до алевритовых, с редкими прослоями битуминозных разностей, с подчиненным количеством пластов песчаников и алевролитов.

Свита хорошо охарактеризована многочисленными находками макро- и микрофауны по всей территории ее распространения: *Craspedites* spp., *Lauegites* sp. ind., *Dorsoplanites* sp. ind., *Pectinatites* spp., *Amoeboceras* spp., *Rasenia* spp., *Prorasenia* sp. ind., *Pictonia* sp. ind., *Lagonibelus gustomesovi*, *Simobelus russiensis*, *S. mamillaris*, *Cylindroteuthis comes*, *Pachyteuthis* spp., *Buchia* spp., *Ammodiscus veteranus*, *Evolutinella emeljanzevi*, *Spiroplectamina vicinalis*, *Dorothia tortuosa*, *Pseudolamarckina lopsiensis*, *Haplophragmoides canuiformis* и др. [230]. Находки разнообразных фоссилий позволили установить «скользящий» характер нижней границы яновстанской свиты: от верхов верхнего кимериджа до верхней половины нижнего кимериджа. Нижняя граница свиты устанавливается по смене зеленовато-серых песчаников и алевролитов сиговской свиты темно-серыми глинами.

Возраст свиты – верхи кимериджа–низы берриаса, мощность, по сейсмическим данным, в погруженной части впадины достигает 290 м, на Новой площади в скважинах 1 и 2 составляет 250 и 195 м соответственно (табл. 2).

В геологическом строении южного борта Енисей-Хатангского прогиба в пределах Хетской СФЗ принимают участие образования букатыйской свиты.

Бука т ы й с к а я с в и т а (J_3-K_1bk) введена решением МСК в 1981 г., стратотип находится на левом берегу р. Хета, выше и ниже устья руч. Букатый. Представлена зеленой, зеленовато-темно-серой, иногда черной алевролито-аргиллитовой толщей с прослоями песчаников. В пределах южного борта Енисей-Хатангского регионального прогиба букатыйская свита выделена при проведении ГГС-200 [352]. Полный разрез свиты вскрыт скважинами Г-5 и Г-4 в интервалах 51,8–101,2 м и 129,0–179,0 м соответственно. Фрагменты разреза наблюдались на р. Маймеча в 3 км выше устья р. Гулэ. Отложения

свиты несогласно залегают на сивговской и перекрываются бояркинской свитой нижнего мела и отличаются от них более глинистым составом.

Отложения свиты являются маркером с характерной зеленой окраской, присутствием зерен глауконита и фосфорита, обилием включений пирита. В скважинах 112 и 113 в составе свиты – слой фосфоритов оолитовых мощностью 8–11 м.

Из низов нижней части разреза определены: аммониты – *Epivirgatites variabilis* Schulg., *Virgatosphinctes bicostatis* Schulg., *V. cf. tenuicostatus* Schulg., соответствующие зоне *Epivirgatites variabilis* (заключение Н. И. Шульгиной); гастроподы – *Amberiega cf. jasicofiana* (d'Orbigny), относящиеся к волжскому ярусу (заключение В. Г. Кликушина); белемниты *Pachyteuthis (Pachytenthis) spiculata* Sachs et Naln., *P. (Simobetus) subreiviaxis* Sachs et Naln., *P. (S) fortuita* Sachs et Naln., *Cylindroteuthis (Cylindroteuthis) cf. jacutica* Sachs et Naln., *Lagonibelus (Lagonibelus) sibiricus* Sachs et Naln., характеризующие нижне-верхневолжский подъярус (заключение Т. Н. Нальняевой).

Из верхов нижней части определены: аммониты *Surites analogus*, *S. aff. Nikitini* и др., характеризующие зону *Surites analogus*; белемниты *Pachytenthis cf. subrectongulata* (Bluthg.) возраста берриас–нижний готерив (заключение Т. Н. Нальняевой). Определен комплекс двустворчатых моллюсков, таких как *Buchia volgensis* Lah., *B. terebratuloides* Lah., и фораминиферы *Lenticulina pseudoarctica* Ivanova, *Nodosaria incomes* Gerke et Schleifer, *N. ex gr. paupercula* Reuss., *N. grossulariformis* Bassov, *Marginulina secta* Bassov, *M. impropria* Bassov и многие другие, характеризующие низы неокома [353].

Свита относится к волжскому региоярусу верхней юры–нижней части берриасского яруса нижнего мела.

Мощность букатыйской свиты, по результатам бурения скважин, достигает 110–119 м, в погруженной части впадины, по сейсмическим данным, мощность достигает 450 м.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Отложения меловой системы занимают северную часть листа, представляющую собой юго-восточное крыло Енисей-Хатангского регионального прогиба.

По сейсмическим данным, отложения меловой системы погружаются на северо-запад со значительным увеличением мощности и трансгрессивно залегают на породах верхней и средней юры. В наиболее полных разрезах в наиболее прогнутой части Боганидской впадины Дудыптинско-Жданихинского прогиба мощность отложений мела достигает 4,5 км.

Особенностью, как и для юрских отложений, является наличие двух типов разрезов мела: Дудыптинского и Хетского.

Для Дудыптинской СФЗ характерны наличие стратиграфических перерывов в осадконакоплении, сокращенные мощности. В глубоких скважинах Новой площади на Курьинском поднятии Рассохинского вала меловые осадки были частично размыты. В скважинах 1 и 2 под четвертичными отложениями

вскрыты отложения объединенных малохетской и яковлевской свит нижнего мела (табл. 2).

Для Хетской СФЗ в наиболее прогнутой части Боганидской впадины характерны непрерывность, повышенные мощности свит, которые изучены по данным сейсморазведочных работ МОВ. В пределах Хетской СФЗ разрез меловой системы представлен мелководно-морскими берриас-валанжин-готеривскими преимущественно песчаными отложениями бояркинской свиты, их согласно перекрывают континентальные готерив-аптские глинисто-песчаные угленосные отложения тигянской, санга-салинской, рассохинской свит и альбские грубообломочные отложения огневской свиты. Завершает разрез трансгрессивно залегающие на подстилающих слоях преимущественно песчаные осадки бегичевской, ледяной, хетской, мутинской и кресты-юряхской свит, содержащие прослой бурых углей.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

В пределах Дудыптинской СФЗ в составе нижнего мела по литологическим признакам выделяются свиты: нижнехетская, суходудинская, объединенные малохетская и яковлевская. Отложения установлены по материалам глубокого бурения на нефтегазоразведочных площадях и данным сейсморазведочных работ.

Нижнехетская свита (K_{1nh}) выделена в 1967 г. Н. И. Байбародских, А. А. Булыниковой, Г. Н. Карцевой и З. З. Ронкиной [13]. Стратотип свиты находится в Усть-Енисейском районе в разрезе Малохетской скв. 10-Р в интервале 895–690 м. Свита трансгрессивно залегаєт на породах верхней и средней юры и представлена чередованием сероцветных аргиллитоподобных глин, алевролитов и песчаников. Нижняя граница ее устанавливается по подошве зеленоцветной, существенно алевролитовой толщи, перекрывающей темно-серые глины яновстанской свиты. Алевролиты серые, темно-серые плотные плитчатые и тонкослоистые, местами слабопесчанистые. Содержат мелкие обугленные растительные остатки, обломки фауны, включения сидерита. Песчаники серые, темно-серые мелкозернистые кварц-полевошпатовые с известковым цементом, плотные.

Перекрывающая нижнехетскую суходудинская свита содержит хорошо выраженные пласты песчаников.

В нижних горизонтах свиты, вскрытых Малохетской скв. 10-Р, найдены *Surites(?) cf. spasskensis*, *Tollia(?)* sp. и многочисленные двустворки *Buchia* ex gr. *volgensis*, *B. cf. keyserlingi*, указывающие на берриасский ярус и нижневаланжинский подъярус. В разрезах скважин нижнехетская свита охарактеризована берриасским *Surites(?) spasskensis*, нижневаланжинскими *Temnoptychites cf. syzranicus* и *Polyptychites cf. stubenderfii*, а также комплексами фораминифер, встречающимися в берриасе (с *Evolutinella fimbriatus*) и нижнем валанжине (с *Valanginella tatarica*).

Возраст нижнехетской свиты – верхи берриаса (рязанский регионарус)– низы нижнего валанжина – установлен по аммонитам и фораминиферам.

Мощность свиты на Новой площади в скважинах 1 и 2 составляет 128 и 183 м соответственно (табл. 2). В пределах Дудыптинской СФЗ мощность свиты 125–200 м.

К кровле свиты приурочен сейсмический отражающий горизонт «Ид».

Суходудинская свита (K_{sd}) выделена Н. И. Байбародских, А. А. Булынниковой, Г. Н. Карцевой и З. З. Ронкиной в 1967 г. [13]. Стратотип свиты установлен в разрезе скв. 10-Р на Малохетском поднятии. Эталонный разрез суходудинской свиты принимается в интервале 389–690 м.

На большей части своего распространения согласно залегает на нижнехетской свите, а по мере приближения к обрамлению – на различных горизонтах нижнего мела, юры, возможно, триаса и палеозоя.

Верхняя граница согласная, слабоскользкая, с удревнением в восточном направлении. Стратиграфически выше залегают существенно песчаные, угленосные осадки малохетской свиты. Нижняя граница свиты проводится по подошве первого мощного пласта песчаника.

Литологически свита представлена чередованием пачек песчаников, алевролитов и аргиллитов и их переходных разновидностей, при существенном преобладании песчаников. Песчаники серые, светло-серые мелкозернистые, глинистые и слабоизвестковистые, плотные слагают пачки мощностью от 10 до 80 м. Аргиллиты и алевролиты серые, темно-серые плитчатые и тонкослоистые, их доля в разрезе не превышает 15 %. Породы содержат мелкие обугленные растительные остатки.

Возраст – верхи нижнего валанжина–низы готерива установлен по обедненному комплексу фораминифер и по положению в разрезе. В Суходудинской скв. 2 (интервал 742–762 м) С. П. Булынниковой обнаружен комплекс фораминифер *Cribrostomoides concavoides* довольно широкого диапазона: валанжин–готерив. В верхах свиты из Суходудинской скв. 1, в интервале 649,4–661,7 м В. И. Бодылевский и Н. И. Шульгина определили *Buchia* cf. *sublaevis*, характерную для верхнего валанжина–низов готерива. Е. Д. Богомяковой в Соленинской скв. 5 обнаружено обедненное сообщество фораминифер, состоящих в основном из одного вида *Trochammina gyroidiniformis*.

Мощность свиты на Новой площади в скважинах 1 и 2 составляет 122 и 158 м соответственно (табл. 2). В пределах Дудыптинской СФЗ мощность свиты – 120–200 м.

К кровле свиты приурочен сейсмический отражающий горизонт «Ив».

Малохетская и яковлевская свиты объединенные ($K_{mh} + jak$) картируются в погруженных частях Енисей-Хатангского регионального прогиба по материалам сейсморазведки и глубокого бурения. Малохетская свита выделена В. Н. Саксом и З. З. Ронкиной в 1957 г. в объеме барремского яруса со стратотипом в разрезе Малохетской скв. 1-Р в интервале глубин 698–383 м [207], где ее нижняя граница проводилась по появлению первого гравейно-галечникового слоя. Эталонный разрез свиты принимается в интервале глубин 383–715 м.

Литологически представлена преимущественно песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов. Для малохетской свиты характерна невыдержанность глинистых пачек даже в пределах одной площади. Песчаники серые, светло-серые мелко- и среднезернистые глинистые, реже слабоизвесткови-

стые массивные, средней плотности. Глинистые разности темно-серые, иногда буровато-серые, тонкослоистые, плотные, вязкие. Породы содержат мелкие обугленные растительные остатки.

На подавляющей части своего распространения нижняя граница свиты является согласной и скользящей, удревняясь в восточном направлении. Верхняя граница ее согласная, скользящая, омолаживается в восточном направлении.

Позднеготеривско-раннеаптский возраст свиты установлен по положению в разрезе и комплексам спор и пыльцы. Из нижних горизонтов свиты в Малохетской скв. 52-К Н. Д. Василевской удалось определить мелкие обрывки перьев папоротника, напоминающие *Sphenopteris kolymensis* Prun. Стратиграфически выше, в Яковлевской скв. 1 (глубина 1533 м) найден *Podozamites* cf. *reinii* Geuyer, по заключению Н. Д. Василевской.

К кровле свиты приурочен сейсмический отражающий горизонт «Iб».

Яковлевская свита выделена В. Н. Саксом и З. З. Ронкиной в 1957 г. со стратотипом в разрезе Яковлевской скв. 1-Р в интервале 1310–752 м [207]. Нижняя граница свиты проводится по резкой смене песчаных образований малохетской свиты буроватыми и темно-серыми глинистыми породами.

Свита сложена неравномерным чередованием глинистых пород, алевролитов и рыхлых песчаников. К глинисто-алевритовым разностям приурочены пласты углей мощностью до 6 м. Аргиллиты и алевролиты серые, темно-серые вязкие, слабопесчанистые. Песчаники светло-серые, серые мелкозернистые.

Возраст яковлевской свиты определяется по фораминиферам, отпечаткам листьев и спорово-пыльцевым комплексам. В верхней части свиты отдельные прослои содержат ядра двустворок и фораминиферовые комплексы альбского возраста. В нижних горизонтах свиты найдены двустворки *Inoceramus* sp. ind. альбского типа. Несколько выше Н. В. Шаровской обнаружен комплекс песчанистых фораминифер, сопоставленных с ниже-среднеальбским комплексом *Ammobaculites fragmentarius*. Среди растительных остатков Н. Д. Василевской определены раннемеловые *Pityophyllum nordenskioldii*, *Ginkgo* sp., *Sphenopteris* cf. *setacea* и др.

Возраст яковлевской свиты – средний апт–низы среднего альба.

Мощность отложений объединенных малохетской и яковлевской свит на Новой площади в скважинах 1 и 2 составляет 172 и 89 м соответственно (табл. 2). В пределах Дудыптинской СФЗ объединенная мощность свит – до 200 м.

В пределах Хетской СФЗ на южном борту Енисей-Хатангского регионального прогиба в составе нижнего отдела мела выделены бояркинская свита валанжин-готерива, тигянская готерива–баррема, сангасалинская и рассохинская свиты апта, огневская свита альба.

Бояркинская свита (К,br) выделена геологами ВНИГРИ и ВНИИОкеангеология. Впервые упоминается в схемах Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири 1978 г. Стратотип на р. Боярка, правом притоке р. Хета. В 1981 г. свита принята решением МСК.

Свита сложена песками с прослоями алевроитов, алевролитов, иногда песчанистыми, с незначительными прослоями глин в верхней части разреза, с обилием караваеобразных известковых конкреций и валанжинской и готеривской фауны, залегает на букатыйской свите и перекрывается тигянской.

Свита полосой 4–11 км протягивается в северо-восточном направлении вдоль южного крыла Енисей-Хатангского прогиба. Вскрывается во врезях рек Контай-Балаганнах, Маймеча, Сабыда, Сэлингдэ, Горелая. Ее полный разрез вскрывается в скважинах Г-4 (в интервале 53,3–129,0 м) и Г-5 (в интервале 118,8–217,0 м).

Разрез свиты [352]*.

1. Песчаники серые полевошпато-кварцевые с постепенными переходами от мелкозернистых до тонкозернистых алевроитистых, с прослоями алевроитов серых грубых песчаных и темно-серых глин (0,1–0,3 м – 10 %) алевроитистых, с редкими конкрециями (до 0,5 м) известковистых песчаников и алевролитов, иногда известняков	34 м
2. Переслаивание серых песчаников полевошпато-кварцевых и алевролитов, с прослоями темно-серых глин и единичными конкрециями (до 0,7 м) известняков	9,5 м
3. Песчаники серые полевошпато-кварцевые мелкозернистые с редкими маломощными прослоями (до 1,5 м) алевроитов серых грубых песчаных, с линзами и прослоями (до 0,3 м) темно-серых алевроитистых глин, конкрециями известковистых песчаников и известняков	26,4 м
4. Песчаники линзовидные серые, светло-серые, полевошпат-кварцевые разнозернистые	4,8 м
5. Алевролиты слюдистые, прослоями и линзами (1–3 мм) серые грубые, темно-серые тонкозернистые глинистые, тонко-среднеплитчатые, более глинистые – оскольчатые, с конкрециями известковых алевролитов (до 5–20 см) в нижней части	25,6 м
6. Грубое переслаивание серых песчаников полевошпат-кварцевых тонкозернистых и алевролитов серых и темно-серых, с конкрециями известняков	10,1 м
7. Песчаники серые слюдистые полевошпат-кварцевые разнозернистые, с прослоями коричневатого-серых аргиллитов, серых алевролитов	11,3 м

Текстура отложений тонко-горизонтально-линзовидно-слоистая, косо-разнонаправленно-слоистая, иногда со следами прибрежно-морских волнений. Общая мощность – 121,6 м.

Из отложений свиты ранее были определены: белемниты *Cylindroteuthis* (*Arctoteuthis*) cf. *subconoidea* Sachs et Naln., *Pachyteuthis* (*Pachyteuthis*) *subrectangulata* (Bluthg), гастроподы *Sulcoactaeon olbineus* Beisel. – нижний валанжин, *Pseudomelania* ex gr. *beaugrandi* (Loriol), белемниты *Lagonibelus* ex gr. *gustomesovi* Sachs et Naln. – берриас (заключение М. Н. Вавилова), аммониты *Neotollia klimovskiana* Bodul., *Tollia tolli* Pavl., *Phyloceras* sp. – верхний берриас–основание валанжина (заключение И. Г. Климовой), *Polyptychites midden-dorfi* Pavl., *P. michaliskii* (Bogosl.), *P. keyserlingi* (Neum. et Uhl.), *Siberites ramulicosta* (Palv.), *S. rectangulatus* (Bogosl.), *Neotollia* cf. *subtilis* Voronetz, *N. klimovskiensis* Krimh., *Neocraspedites* (*Sabydites*) *menjaiteformis* Burd et Bog., *Euryptychites* ex gr. *stubendorfi* (Schmidt), *Astieriptychites astieriptychus* Bodul. и

* В метрах указана мощность.

др. – нижний валанжин (заключение В. Г. Кликушина), *Homolsomites* sp., *H. bjoarkensis* Schulgina – нижний готерив (заключение В. Г. Кликушина). Кроме того, обнаружены фрагменты стеблей морских лилий *Percevalicrinus* cf. *aldingeri* KLIKUSCHIN (В. Г. Кликушин) и морские двустворчатые моллюски *Buchia sublaevis* (Keys.), *B. crassicollis* (Keus.), *B. inflata* (Loh.), *B. ex gr. keyserlingi* (Tratschold), *Astarte veneriformis* Zakh., *Arctotis* cf. *anabarensis* (Petr.), *Modiolus sibiricus* Bodul., *Liostrea anabarensis* Bodyl., *Limatula* cf. *consobrina* d'Ord., *Comptonectes imperialis asiaticus* Zakh., *Goniomya* sp., *Tancredia* sp. и др. (заключение А. С. Турбиной) – берриас–нижний готерив [352].

Возраст бояркинской свиты – поздний берриас–ранний готерив.

Мощность свиты в прибортовой части прогиба достигает 180 м. Мощность свиты в погруженной части Боганидской впадины, по сейсмическим данным, достигает 2100 м.

Тигянская свита (K₁t_g) выделена Т. М. Емельянцевым, Т. П. Кочетковым в 1947 г., названа по р. Тикян-Юрях (Тигян-Юрях), впадающей в Хатангский залив, ее отложения выходят на поверхность вдоль юго-восточного борта Енисей-Хатангского прогиба с обнажениями по долинам правых притоков р. Хета, согласно залегает на бояркинской и перекрывается сангасалинской.

Свита 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. Иногда в основании свиты отмечаются маломощные (до 0,2 м) линзы конгломератов, которые указывают, возможно, на внутриформационные размывы в раннюю стадию накопления осадков.

На территории листа свита обнажается фрагментарно по рекам Контай-Балаганнах, Селилях, Сэлингдэ. Разрез свиты вскрыт скв. Г-6 (ГГС-200) в интервале 82,4–128,8 м [352]. Разрез представлен в нижней части пачкой линзовидного переслаивания (1–5 мм): песчаников слабосцементированных (песков) серых полевошпат-кварцевых тонкозернистых, алевролитов серых разномзернистых, аргиллитов коричневатого-темно-серых с углистым детритом на плоскостях напластования и желваками пирита. На глубине 118,8 м – прослой серого конгломерата мощностью 5 см. Мощность пачки – 13,9 м.

В средней части залегают песчаники слюдястые серые полевошпат-кварцевые мелкозернистые с прослоями и линзами (до 5 мм – 3 %) коричневатого-темно-серых аргиллитов, углистым детритом на плоскостях напластования и единичными прослоями переслаивания алевролитов и аргиллитов. Мощность – 17,9 м.

Верхняя часть свиты представлена алевролитами серыми, светло-серыми, темно-серыми с прослоями (до 15 см) темно-серых аргиллитов плитчатых. Мощность – 14,6 м.

Общая мощность свиты в скважине – 46,4 м.

На р. Маймеча в нижней пачке отмечаются уплощенные конкреции мергелей и сидеритов, окаменевшая древесина, один прослой (до 0,2 м) известковистого конгломерата в конкреции известковистого песчаника, стволы и линзы (до 10 см) обугленной древесины. В приустьевой части р. Селилях отме-

чаются также обломки и линзы (до 0,2 м) обугленной и окаменевшей древесины, линзовидные прослои (до 0,3 м) известковых конгломератов.

Из известковых песчаников по остаткам древесины и отпечаткам листьев В. А. Вахрамеевым определены *Phoenicopsis angustifolia* Ур., *Ph. magnifolia* Prun., *Ginkgo huttonii* Нг., *Pityophyllum nordenskjoeldii* Нр. раннемелового возраста.

Спорово-пыльцевые комплексы характеризуют барремский или раннеаптский возраст пород. Много пыльцы Pinaceae и Podocarpaceae, есть крупные зерна *Abies*, *Pisea*, *Pinus*, из спор преобладают Cyatheaceae, Dpteridaceae, Schizaeaceae, в частности типы *Lygodium*, *Osmundopsis*, *Schizaceae*.

Возраст тигянской свиты – ранний готерив–баррем.

Мощность свиты в прибортовой части прогиба достигает 75 м. Мощности свиты в погруженной части Боганидской впадины, по сейсмическим данным, достигает 450 м.

Санга-салинская свита (K₁ss) обнажена полосой вдоль юго-восточной окраины Енисей-Хатангского прогиба, выделена в 1947 г. Т. М. Емельянцевым, Т. П. Кочетковым, названа по р. Санга-Сала – санга-салинским горизонтом, а затем Л. Т. Семеновым в 1954 г. – свитой.

В пределах площади листа свита вскрывается в эрозионных окнах рек Контай-Балаганнах и Сабыда. Залегают санга-салинская свита согласно на тигянской, хотя отмечаются локальные местные размыты. Перекрывается она рассохинской свитой.

Сводный разрез свиты представлен, снизу вверх [352].

1. Глины светло-серые каолиновые пластичные, жирные, с одним пластом мощностью 1,9 м бурого угля в нижней части	14,5 м
2. Алевролиты (алевреты) слабосцементированные светло-серые косослоистые с редкими линзами известковых алевролитов и прослоями (до 0,3 м) бурых углей: один – в нижней части, два – в верхней	18,5 м
3. Переслаивание темно-серых пластичных глин с линзами (5 см) бурого угля, алевролитов, углистых аргиллитов и песков светло-желто-серых мелко-тонкозернистых с конкрециями (0,9 м) известковых песчаников	4,5 м

Общая мощность свиты – 38,5 м.

Спорово-пыльцевые комплексы из отложений свиты, вскрытых в скв. К-2 (Кирпичный завод), как указывают А. П. Морозова, О. П. Ярошенко и Н. М. Бондаренко, имеют аптский, а в нижних горизонтах – раннеаптский возраст, свойственный санга-салинской свите. Среди спор много *Hausmania*, *Gleichenia*, *Coniopteris*, *Osmundopsis*, *Mohria*, *Aneimia*, *Lygodium*, *Cibodium jurassicum* К.-М. Преобладает пыльца Pinaceae, Podocarpaceae. Споры и пыльца, определенные Е. К. Обоницкой из отложений свиты на р. Контай-Балаганнах, сопоставляются с вышеописанным комплексом. Здесь доминируют *Dissacites* (*Alisporites*, *Cedrus*, *Picea*); субдоминанты – *Plicifera delicata*, *Sphagnum*, *Coniopteris*; сопутствующие – Schizaeaceae (*Anemia*, *Pelletieria*, *Kuylisporites Lunaris*). При ГТС-200 из отложений свиты определены спорово-пыльцевые комплексы (заключение Л. Д. Гамулевской), среди которых доминируют: споры Cyatheaceae (*Cyacydites*); *Gleichenia*, *Densoisporites velatus* Wegl et Krieg, *Osmunda*, *Gleichenia*, Schizaeaceae (*Anemia*, *Lygodium*), *Osmun-*

да; пыльца голосеменных *Picea, Podocarpus, Cedrus, Bennettitales* и покрытосеменных *Jugella*. Выделенные комплексы являются нижнемеловыми и в общих чертах схожи с выделенными А. П. Морозовой и др. [352].

По палинологическим комплексам и по положению в разрезе санга-салинская свита имеет ранне-среднеаптский возраст.

Мощность свиты в прибортовой части прогиба достигает 60 м. Мощности свиты в погруженной части Боганидской впадины, по сейсмическим данным, достигает 300 м.

Рассохинская свита (K_1r/s) имеет преимущественно песчаный состав и залегает согласно на угленосных отложениях санга-салинской свиты. Представлена песками и песчаниками, с прослоями глин (до 2,0 м), алевролитов, алевролитов, с линзами бурого угля, обнажена полосой вдоль юго-восточной окраины Енисей-Хатангского прогиба.

Свита выделена в 1954 г. Т. П. Кочетковым по р. Рассоха, левому притоку р. Тикян-Юрх.

Она обнажается в среднем течении р. Контай-Балаганнах. Разрез свиты снизу вверх следующий [352].

1. Песок серый полевошпат-кварцевый среднезернистый с многочисленными тонкими линзами (до 1 см) углистого детрита до 7,5 м
2. Песок желто-серый полевошпат-кварцевый мелкозернистый с частыми тонкими прослоями, обогащенными черным углистым детритом, чем и подчеркивается косая параллельная слоистость до 9 м
3. Слабощементированные песчаники светло- и желто-серые полевошпат-кварцевые среднезернистые со слабовыраженной косой слоистостью, обусловленной тонкими линзочками с пылеватой углистой органикой до 6 м
4. Слабощементированные песчаники (пески) светло-серые, пятнами желто-серые полевошпат-кварцевые мелкозернистые с редкими тонкими линзочками (до 1 см), обогащенных углистым детритом, чем обусловлена косая слоистость до 15 м

Общая мощность свиты – до 39 м.

Споры и пыльца, определенные из отложений свиты в скв. К-2 (Кирпичный завод), как указывает Н. М. Бондаренко, имеют аптский облик. Здесь преобладают *Pinaaceae* и *Podocarpaceae*, из спор – *Schizaeaceae, Cyatheaceae, Lycopodiaceae, Gleicheniaceae*, есть *Ginkgoaceae* и вверху разреза – *Salix*.

В отложениях свиты на р. Контай-Балаганнах среди спорово-пыльцевых комплексов доминируют *Disaccites (Alisporites, Cedrus)*; субдоминанты – *Podocarpus, Araucariacites, Gleicheniidites*; встречаются *Sphagnum, Coniopteris, Osmundacidacites, Crybelosporites*. По заключению Е. К. Обоничкой, возраст вмещающих пород не моложе, чем аптский.

Возраст рассохинской свиты, по палинологическим данным, принимается условно средне-позднеаптским, хотя, по ряду признаков, приближается к раннему альбу.

Мощность свиты – до 140 м.

Огневская свита (K_2og) представлена глинами, песками, алевролитами с пластами и линзами бурого угля (до 2,6 м), содержит обломки сидеритизированной древесины и кремнистые конкреции, является второй угленосной толщей в нижнем мелу и согласно залегает на подстилающих отложениях.

Впервые свита охарактеризована П. Д. Литвиновым и П. С. Пуком в 1952 г. по р. Огневка, впадающей в Хатангский залив (район бух. Сындасско), как огневский горизонт, а затем Л. Т. Семенов в 1954 г. – огневской свитой. Выходы свиты прослеживаются полосой на южном борту Енисей-Хатангского прогиба.

Обнажается в нижнем течении р. Контай-Балаганнах [352]. Здесь в основании разреза залегают отложения.

1. Пачка глин темно-серых и алевролитов глинистых коричневатых, бурых с обломками обугленной древесины и конкрециями до 0,5 м сидеритизированных разностей. В нижней части залегают прослой 2,5 м бурых углей, а в верхней – прослой до 1,5 м зеленовато-серых слабосцементированных песчаников с конкрециями (до 1,0 м) известковых 18,5 м
2. Выше залегают пески зеленовато-серые, желто-серые мелкозернистые с линзами (5–7 см) коричневатых алевролитов, конкрециями до 1,0 м песчаников известковистых с окаменевшей древесиной. Текстура пород линзовидно-косо-разнонаправленностойкая 5,5–6,0 м
3. Глины темно-серые пластичные, жирные, алевролитистые с обломками и прослоями 0,2–1,5 м бурового угля. В верхней части слоя – глины светло-серые за счет примеси алевролитового и песчаного материала, с обломками бурого угля 10,5 м
4. Пески коричневатые-черные мелкозернистые с обилием мелкого углистого детрита. Текстура тонко-косослойная 7,5 м
5. Венчают разрез огневской свиты алевролиты зеленовато-серые глинистые с прослоями (1–3 м) песчаников зеленовато-серых известковистых разномзернистых, иногда гравелистых до конгломератов, с детритом обугленной древесины. В центральной части – прослой до 0,7 м бурого угля с отпечатками листьев до 38,0 м

Расчетная мощность разреза – 80 м, видимая – 68,0 м.

Наиболее полный разрез свиты (пять пачек) вскрыт в скв. К-4 на правом берегу р. Хатанга в одноименном селе [402]. На песках рассохинской свиты залегают снизу.

1. Глины песчаные серые, сверху 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 (41,0 м)
3. Глины темно-серые, сверху темно-коричневые с тонкими прослойками в средней и верхней частях пачки и пластом (2,7 м) в ее кровле бурого угля (20,0 м)
4. Пески светло-серые мелко-среднезернистые с линзами известковистого песчаника, рассеянным растительным детритом и обугленной древесиной сверху 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).

Споры и пыльца из нижней и верхней частей разреза (заключение Л. Д. Гамулевой) имеет нижнемеловой облик. Отмечено преобладание спор *Cyathidites*, *Aneimia*, *Lygodium*, *Osmunda*, *Picea*, *Pinus*; *Gleichenia*, *Cyathidites*, *Aneimia*, *Ophyoglossum*, *Pinaceae*, *Bennettitales*; *Cyathidites*, *Sphagnum*, *Gleichenia*, *Aneimia*, *Picea*, *Pinaceae*.

Флора, определенная Н. Д. Василевской из нижних горизонтов разреза, имеет альбский возраст: *Ginkgo* cf. *adiantoides* Shap., близкий к *G. pseudo-adiantoides major* Holl. (верхний мел Аляски), *Sphenobajera* (или *Phoenicopsis magnolia* Pryn.), *Sequoia* sp., *Sciadopytis* sp., *Pityophyllum Longifolium* Nath. Спорово-пыльцевой комплекс тоже альбского типа [352].

Мощность отложений – 168,0 м.

В разрезе намечаются три угленосных уровня – в первой, третьей и пятой пачках.

Спорово-пыльцевые комплексы из различных горизонтов разреза огневской свиты, изучавшиеся в нижнем течении рек Баттагай, Сабыда, Тоняктах, имеют альбский возраст. Среди доминирующих выделяются *Coniopteris*; субдоминирующих – *Schizaeaceae* (*Lygodium*, *Cicatricosisporites*), *Polupodiaceae*, *Gleicheniaceae*; сопутствующих – *Hepaticae*, *Lygodium canvernosum*.

Возраст огневской свиты – альб.

Мощность свиты – до 180 м.

НИЖНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Отложения верхнего мела постепенно сменяют нижнемеловые, провести четкую границу между ними не представляется возможным.

В Дудыптинской СФЗ разрез представлен отложениями долганской свиты. В своде Курьинского поднятия Рассохинского вала на Новой площади отложения размыты.

Долганская свита (K_{1-2dl}) выделена В. Н. Саксом и З. З. Ронкиной в 1957 г. со стратотипом в скв. 117-К Долганской площади (инт. 502–227 м).

Долганская свита согласно залегает на породах яковлевской свиты и перекрывается дорожковской свитой. Нижняя граница свиты проводится по подошве толщи зеленых песков, сменяющих сероцветные глинисто-алевролитовые образования яковлевской свиты. Свита сложена преимущественно песчаниками с подчиненными прослоями глин, аргиллитов и алевролитов. Песчаники мелкозернистые (реже среднезернистые) серые, буровато-серые глинистые слабоуплотненные. Аргиллиты серые, темно-серые, часто содержат включения песка, алевролитов. Алевролиты светло-серые, нередко с горизонтальной и косою слоистостью, слабоуплотненные песчаные. Для пород обычны намывы обугленного растительного детрита. В песках и песчаниках встречаются обломки лигнитизированной древесины, оолиты и линзы сидерита, зерна янтаря.

Нижние горизонты долганской свиты охарактеризованы альбскими спорово-пыльцевыми комплексами, аналогичными спектрам из верхней части разреза яковлевской свиты. В верхней половине разреза свиты обнаружены редкие иноцерамы и спорово-пыльцевые комплексы, типичные для сеномана. В составе спор мхов и папоротникообразных доминируют *Stereisporites* sp., *Syathidites* sp., *Laevigatosporites ovatus*, субдоминанты – *Leiotriletes* spp., *Gleicheniidites* spp. Постоянными компонентами комплекса являются *Cicatricosisporites* sp., *Appendicisporites* spp., *Rouseisporites reticulatus*, *R. laevigatus* Рос., *Foraminisporis asymmetricus* (Cookson et Dettman) Dettman, *Aequitrira-*

dites verrucosus, *Foveosporites cenomanicus*, *Lycopodiumsporites* sp., *Leptolepidites verrucatus* Couper, *Lobatia involucrata* (Chlonova) Chlonova. Среди пыльцы голосемянных преобладают *Taxodiaceapollenites* sp., *Sequoiapollenites* sp., мешковая пыльца хвойных. Присутствуют также *Ginkgocycadophytus* sp., *Cedripites* sp., *Vitreisporites* sp. Покрытосеменные представлены *Tricolpites* sp. Среди спор мхов и папоротникообразных появляется характерный для сеномана Западной Сибири вид *Ruminatisporites delicatus* Strepetilova, резко увеличивается количество *Taxodiaceapollenites* sp., *Cedripites* sp., *Sequoiapollenites* sp., а также пыльцы покрытосемянных *Tricolpites* sp.

Возраст долганской свиты – средний альб–средний сеноман.

Мощность свиты – до 350 м.

К кровле долганской свиты приурочен сейсмический отражающий горизонт «Ia» (Г).

В пределах Хетской СФЗ на южном борту Енисей-Хатангского регионального прогиба выделяется бегичевская свита.

Бегичевская свита (K_{1-2bg}) выделенная впервые в 1955 г. М. К. Калинин и Т. М. Емельянцевым при исследованиях Анабаро-Хатангского междуречья, в 1957 г. М. К. Калинин на о. Бегичева в море Лаптевых. Свита несогласно перекрывает отложения огневской свиты и представлена в основном песками, песчаниками с линзами углистых сланцев и алевролитов, 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 на отложениях огневской свиты залегают плохо отсортированные пески мощностью 0,3 м, над ними отмечается конгломерат с валунами и гальками кварца, кремней, долеритов и обломки сидеритизированной древесины. Мощность базального слоя – 0,4–0,8 м [402]. На р. Маймеча в 4 км выше устья р. Тобэ-Балаганнах известны выходы конгломератов мощностью до 5 м [52]. В приустьевой части р. Тобэ-Балаганнах обнажены песчаники мощностью до 18 м с обилием углефицированных растительных остатков. В верхних горизонтах свиты наблюдаются линзы и прослойки алевролитов, линзы углистых сланцев.

В пределах листа отложения свиты вскрываются в нижнем течении р. Тоняктах, на р. Маймеча и в приустьевой части р. Контай-Балаганнах [352].

В нижней части свиты залегают пески светло-серые полевошпат-кварцевые прослоями мелко- и среднезернистые, с прослоями серых алевролитов (до 1,0 м) и бурого угля (до 0,3 м), с линзами обогащенных конкрециями сидеритов, сидеритизированной и обугленной древесины, галькой аргиллитов. Текстура линзовидно-косослоистая. Мощность – 40,0 м.

Средняя часть представлена песками, линзами светло-серыми, розовыми, фиолетовыми, бурыми, желтыми мелко- и среднезернистыми, с линзами и прослоями, обогащенными конкрециями сидеритов, сидеритизированной и обугленной древесины, галькой кварца, кремней и глин, мелким углистым детритом. Мощность – 65,0 м.

Верхняя часть сложена песками светло-серыми полевошпат-кварцевыми мелкозернистыми, с линзами, обогащенными конкрециями сидеритов, обугленной древесины, с галькой глин. Текстура косослоистая. Мощность – 25,0 м.

Найденные остатки древесины *Podocarpoxylon gothani* Slop., *Podocarpoxylon* sp., *Cupressinoxylon* sp., *Coniferus* sp. (определения И. А. Шилкиной) относятся к нижнему мелу. Споры и пыльца из нижней части свиты имеет альбский облик. Преобладает пыльца голосеменных (92 %) – *Pinus* sp. подрода *Haploxylon*, *Cupressacites*, *Protapicea elliptica*. В средней и верхней частях свиты сокращается содержание пыльцы голосеменных, возрастает роль спор, особенно *Sphagnum* sp. (до 38,5 %) и *Gleichenia* sp. (*Gl. aff. glauca* Hook.), иногда присутствуют покрытосеменные (до 5,0 %) *Leguminosae* sp.? Преобладают *Cupressaceae–Taxodiaceae*, *Pinus* sp. подрода *Haploxylon*, *Cupressacites*.

Возраст свиты по спорово-пыльцевому комплексу – поздний альб-поздний сеноман.

Мощность свиты в прибортовой части прогиба достигает 180 м. Мощность свиты в погруженной части Боганидской впадины, по сейсмическим данным, достигает 500 м.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

В начале турона на территории произошла одна из наиболее крупных трансгрессий, что привело к формированию большей части верхнемеловых отложений в условиях морских и прибрежно-морских фаций.

В Дудыптинской СФЗ разрез верхнего мела представлен отложениями дорожковской, насоновской и объединенными салпадинской и танамской свитами. В своде Курьинского поднятия Рассохинского вала на Новой площади отложения верхнего мела размыты.

Дорожковская свита (K_2dr) сложена глинами с прослоями алевритов и единичными маломощными прослоями песков и рыхлых песчаников. Глины и глинистые алевриты – часто глауконитовые. В основании – песчаники с фосфатным цементом. Стратотипическая местность – р. Турухан, Западно-Сибирская низменность. Свита выделена А. А. Булынниковой, Н. И. Байбародских, А. Н. Резаповым в 1964 г. со стратотипом в скв. 23-К Туруханского профиля в интервале 365–252 м.

Свита несогласно залегает на отложениях долганской свиты. На р. Ниж. Агапа, в нижней части дорожковской свиты обнаружены глины с двустворками: *Inoceramus pictus*, *I. tenuis*, *I. pictus bohemicus*, *I. aff. incelebratus*, *I. cf. Ginterensis*; также обнаружены *Inoceramus labiatus*, *I. cuvieri*. Слои с диноцистами: *Geiselodinium cenomanicum*, *Euridinium saxoniense*, *Chlamydo-phoella nyei*, *Chlonoviella agarica*.

Возраст свиты – средний сеноман–ранний турон, мощность отложений свиты – до 130 м.

Насоновская свита (K_2ns) представлена серыми и зеленовато-серыми, часто глауконитовыми алевролитами с прослоями глин, песков, фос-

форитов. Стратотипическая местность – низовья р. Енисей, район пос. На-
соновск [105].

В отложениях встречены многочисленные морские моллюски, богатые
комплексы фораминифер, по которым в хорошо изученных разрезах выде-
ляются фаунистические слои.

В стратотипической местности свита подразделяется на пять пачек. В ос-
новании каждой пачки обычно залегает пласт фосфоритов толщиной от 1 до
3,5 м.

Пачка 1. Глины и алевриты серые, зеленовато-серые, с прослоями светло-
серых песков, с карбонатными конкрециями. В основании – фосфатный гори-
зонт (II). Характерны обильные фоссилии. Аммониты: *Scaphites* sp., *Hewe-
riceras* (*Gardeniceras*) sp.; двустворки: *Inoceramus inaequivalvis*, *I. schulginae*,
I. websteri, *I. pseudocancellatus*, *I. lamarcki*, *I. ecostatus*, *I. cf. interruptus*,
I. cf. subalatus, *Semidicranodonta jenisseae*, *Falcimutilus lanceolatus*, *Malletia
nitens*. Слои с диноцистами – *Chatangiella victoriensis*; *Chatangiella spectabilis*,
Oligosphaeridium pulcherrimum, *Chatangiella bondarenkoi*, *Pierceites pen-
tagonum*. Мощность пачки – 70–100 м.

Пачка 2. Алевриты и пески серо-зеленые, с глауконитом. В основании –
фосфатный горизонт (III). Двустворки: *Volviceramus subinvolutus*, *Inoceramus
inaequivalvis*, *I. lamarcki*, *I. pseudocancellatus*, *I. jangodaensis*, *I. schulginae*,
I. websteri, *I. aff. monopterus*, *I. (Cremnoceramus) inconstans*, *Protocardia* sp.,
Nuculoma sp.; фораминиферы *Nodosariidae*. Слои с диноцистами – *Spinidinium
sverdrupianum*. Мощность – 80–90 м.

Пачка 3. Глины, алевриты, пески серо-зеленые с глауконитом, с карбонат-
ными конкрециями. В основании – фосфатный горизонт (IV). Двустворки:
Inoceramus cordiformis, *I. (Haenleinia) russiensis*, *I. (H.) sachai.*, *I. percostatus.*,
Semidicranodonta jenisseae, *Falcimutilus lanceolatus*; фораминиферы *Nodosari-
idae*. Слои с диноцистами – *Canningia macroreticulata*. Мощность – 30–40 м.

Пачка 4. Глины серые, буровато-серые, иногда с зеленоватым оттенком и
пески с фосфатным горизонтом в основании. Аммониты *Baculites* sp; дву-
створки *Sphenoceramus cardissoides*, *S. pachtii*, *Oxytoma tenuicostata* – единич-
ные *Protocardia* sp., *Lopatinia* sp. *Malletia* sp. Фораминиферы представлены
комплексом мелких аномалиид. Слои с диноцистами – *Chatangiella che-
tiensis*. Мощность – 50–160 м.

Пачка 5. Переслаивание серых, зеленовато-серых глин, алевритов, песков
с лептохлоритом. В основании фосфатный горизонт мощностью 0,6–1,2 м.
Аммониты: *Baculites* sp., *B. ovatus.*, двустворки: *Sphenoceramus patootensis*,
S. patootensis tanamaensis, *S. cf. lingus*, *S. cardissoides* (единичные в основа-
нии), *Oxytoma tenuicostata*, *Cucullaea* sp., *Protocardia* sp., *Aequipecten* sp.
indet., *Nuculoma* sp., *Goniomya* sp., *Tancredia* sp.; фораминиферы *Cibicidoides
eriksdalensis*. Слои с диноцистами *Alterbidinium* spp., *Spinidinium echinoideum*.

Возраст свиты – верхи среднего турона–сантон.

Мощность свиты – до 480 м.

Салпадинская и танамская свиты объединенные
($K_2sl + tn$) в пределах листа на поверхности объединены, что отражено на кар-
те дочетвертичных образований. Салпадинская свита сложена глинистыми
алевритами и глинами с редкими прослоями песков. Глины темно-серые, бу-

ровато-зеленые вязкие, обогащенные гравийными зернами кварца и кремня. Алевриты серые плотные песчаные, с включениями известковистых пород. Пески серые, светло-серые.

Стратотип – низовье р. Енисей, Танащско-Салпадаяхинское междуречье, р. Салпадаяха [197].

По стратиграфическому объему салпадинская свита отвечает славгородскому и низам ганькинского горизонтов. Ранее она была описана как средняя и верхняя подсвиты мессояхской свиты.

В объеме свиты установлены две подсвиты.

Нижняя подсвита. Глины светло-серые, серые, опоковидные или обогащенные оолитами и бобовинами лептохлоритовых железных руд. В основании – фосфатный горизонт (VII). Аммониты – *Proplacenticerias cf. planus*, *Baculites obtusus*, *B. aff. ovatus haresi* (в осыпи) *Haploscaphites aquisgranensis*, *Scaphites hippocrepis*, *Sc. ventrififormis*. Единичные фораминиферы. Слои с диноцистами – *Isabelidinium spp.*, *Chatangiella verrucosa*. Мощность – 40–125 м.

Верхняя подсвита. Алевриты серые, зеленовато-серые, прослоями глауконитовые, со стяжениями фосфатов и сидерита. В подсвите установлены слои с диноцистами *Chatangiella niiga*. Мощность – 20–50 м.

Возраст салпадинской свиты – кампан. Мощность свиты – до 165 м.

Танамская свита сложена алевритами и песками с линзами и стяжениями известковистых и сидеритизированных разностей.

Танамской свита обособлена Н. И. Байбародских, А. А. Булынниковой и Е. И. Колокольцевой в 1967 г. в Усть-Енисейском районе [13]. Стратотип свиты выделен в Большехетской скв. 14-БХ в интервале 184–83,5 м.

Нижняя граница свиты устанавливается по подошве фосфоритового горизонта, выше которого развиты желтовато-зеленые алевролитопесчаные образования. Верхняя граница фиксируется по появлению каолинитизированных песков кэтпарской свиты. Свита представлена алевритами желто-зелеными, зелеными, слагающими нижнюю часть разреза, и песками серовато-желтыми мелкозернистыми, располагающимися в верхней части разреза. В песках и алевритах присутствуют линзы и стяжения известковистых и сидеритизированных алевролитов и песчаников. В основании разреза наблюдаются прослои фосфоритов желвакового типа. В разрезе свиты в конкрециях песчаников и алевролитов, а также в желваках фосфоритов присутствуют развернутые аммониты *Baculites anceps*. var. *leopoliensis* и двустворки *Tancredia americana*, *Tellina(?) cf. equilateralis*, которые являются руководящими формами для маастрихтского яруса. В свите установлены слои с диноцистами: *Operculodinium centrocarpum*–*Cerodinium diebelii*.

Возраст свиты – маастрихт. Мощность свиты – до 40 м.

В пределах Хетской СФЗ на южном борту Енисей-Хатангского регионального прогиба в разрезе верхнего мела выделяются ледяная, хетская, мутинская и кресты-юряхская свиты.

Ледяная свита (K_2ld) 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 рассеян-

ных галек. Глины иногда пестроцветные. В песчаниках присутствуют глауконит и лептохлориты.

Впервые свита описана В. Н. Саксом в 1957 г. по р. Ледяная в бассейне р. Хета, где она прослеживается широкой полосой по ее правобережью. Мощность свиты в бассейне р. Ледяная – около 130 м.

Отложения ледяной свиты фрагментарно обнажаются в северо-западной части листа во врезках рек Маймеча и Тоняктах. Контакт с нижележащей бегичевской свитой не наблюдается.

Сводный разрез свиты снизу вверх [352].

1. Переслаивание (3–8 м) песков полевошпат-кварцевых светло-серых, иногда с розоватым оттенком, светло-коричневых, с постепенными переходами от мелкозернистых до крупнозернистых с линзовидными прослоями (до 5 см), обогащенными галькой сидеритов, с включениями обломков обугленной и сидеритизированной древесины, крошкой угля. Ретенит желтый мелкий приурочен к линзам с обугленной древесиной 29,5 м

2. Линзовидное переслаивание зеленовато-серых песков и алевролитов, волнисто-линзовидно-слоистой текстурой, с конкрециями плитчатых известковых песчаников и алевролитов. Отмечаются линзы (до 0,3 м) с обугленными обломками и стволами древесины, редкие линзы (0,2–0,4 м) галечников, иногда сцементированных гидроокислами железа, до конгломератов (сидериты, кварц, кремни, доломиты, красноцветные песчаники, алевролиты и др.). В центральной части – переслаивание (0,3–0,5 м) алевролитов и черных глин 14,0 м

3. Алевролиты зеленовато-серые глинистые (40–50 %), переходящие в верхней части в глины коричневатые-черные пластичные, линзами с обилием угольной крошки, с линзовидными прослоями черного бурого угля (0,2–0,3 м) или с обломками обугленной древесины, к которой приурочен желтый ретенит. Отмечаются прослои (0,2–0,5 м) песчаников зеленовато-серых полевошпато-кварцевых, иногда известковистых 7,0 м

4. Пески желто-серые, светло-серые прослоями глинистые, тонко- и мелкозернистые, полевошпат-кварцевые, косо-разнонаправленно-линзовидно-слоистые. Отмечаются линзы с бурым углем (0,1–0,2 м) или обугленной древесиной, с сидеритизированной древесиной, с бурыми галечниками с конгломератами (до 0,2 м). Ретинит (янтарь) желтый и красный, реже серый, округлой формы (0,2–4 см). Петрографический состав галечников и конгломератов – сидериты, базальты, доломиты, известняки, мергель, халцедоны и кремнистые породы, кварц, красноцветные песчаники и алевролиты и др. более 12,0 м

Мощность разреза – более 75 м.

В галечниках и конгломератах в шлиховых пробах обнаружены единичные знаки золота (до 3 зн.) весом до 0,1 мг.

По отпечаткам листьев, найденным Н. Д. Василевской в пачке 4, определены *Taxodium* sp., *Platanus* sp.: Л. Д. Гамулевской из отложений этой пачки определены споры – *Sphagnum*, *Gleichenia*, пыльца голосеменных – *Cupressaceae*, *Taxodiaceae*, покрытосеменных – *Jugella*?

Из разреза по р. Ледяная выделены 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 разрезу Л. Ю. Буданцев определил *Cephalotaxopsis heterophylla* Hall., *Pseudopro-*

tophyllus ex gr. *boreale* (Daws.) Hall. и *Platanus* sp., известные из турон-коньякских отложений. Возраст ледяной свиты – верхи сеномана–низы коньяка.

Мощность свиты – до 175 м.

Хетская свита (*K₂ht*) установлена В. Н. Саксом в 1957 г. по р. Хета, распространена в бассейне этой реки. Стратотип не указан. Сложена песками и алевритами с подчиненными прослоями глинистых алевритов, глин и бурого угля, с линзами песчаников, углефицированных растительных остатков, зернами янтаря и конкрециями сидерита. Залегает на ледяной свите согласно.

Низы разреза свиты изучены на правом берегу р. Хета вблизи поселков Исаевский и Новый [402], снизу.

1. Алевриты грязно-серые с фрагментами углефицированных растительных остатков, зерен янтаря, переслаивающиеся с мелкозернистыми светло-серыми песками с двумя прослоями (до 0,2 м) лигнита	12,0 м
2. Пески желтовато-серые мелкозернистые с линзами (1–2 см) углистых алевритов	23,0 м
3. Алевриты серые глинистые	3,0 м
4. Пески серые мелкозернистые, переслаивающиеся с глинисто-углистыми алевритами в прослоях мощностью 0,1–1,0 м	3,0 м

Мощность разреза – 41,0 м.

Разрез свиты наращивается в среднем течении р. Кепкек.

5. Алевриты черные с караваеобразными конкрециями (до 0,4 м) алевролитов, содержащих фрагменты сидеритизированной древесины	16,0 м
4. Пески светло-серые мелкозернистые, в средней части насыщенные углефицированным растительным детритом	16,0 м

Мощность разреза – 32,0 м.

Верхи свиты обнажены в устье р. Маймеча и представлены мелкозернистыми желтыми до бурых песками. В них много углефицированных растительных остатков и зерен янтаря. Мощность – не более 17 м, перекрыты морскими отложениями мутинской свиты.

Из отложений свиты выделено до семи спорово-пыльцевых комплексов с *Cephalotaxopsis heterophylla* Noilik, *Trochodendroides arctica* (Heer.) Berry и *Jacutiana hirsuta* Samoil. По заключению Е. К. Обоничкой, два нижних – коньякского, а остальные сантонского возраста, соответственно, возраст хетской свиты принят как коньяк-раннесантонский.

Мощность свиты – до 140 м, а в наиболее погруженных частях Боганидско-Жданихинского прогиба, возможно, достигает 380 м.

Му т и н с к а я с в и т а (*K₂mt*) выделена в 1978 г. В. Н. Саксом и С. А. Чирвой со стратотипом на р. Хета, в 4 км ниже фактории Мутино. Свита залегает в центральной части Боганидско-Жданихинского желоба, прослеживаясь по лево- и правобережью р. Хета от р. Уголяк до среднего течения р. Боганида, а также в верховьях рек Горелая и Бол. Россомашья.

Сложена свита глинистыми алевритами с прослоями алевритовых песков, пропластками бурого угля.

Нижний контакт наблюдается на р. Бол. Романиха и на правом берегу р. Маймеча вблизи устья. На песках хетской свиты, срезая их, с волнистой границей раздела залегают снизу [52].

1. Глинисто-песчаные породы зеленовато-серые с глауконитом и единичными обломками углефицированной древесины 5,5 м
2. Глины слабоалевритистые коричневатого-серые, с фрагментами раковин иноцерамов до 0,5 м длиной 6,5 м
3. Глины песчанистые глауконитовые темно-зеленые, с песчанистыми конкрециями (до 0,15 м) до 3,0 м

Мощность разреза – 12–15 м.

Более высокие горизонты вскрыты скв. 2 на левом берегу р. Хета у фактории Карго, где представлены глинами внизу иверху алевритистыми, в средней части – песчанисто-алевритовыми, с глауконитом, фосфоритами, включениями кристаллов пирита (1–2 мм) и углефицированного растительного детрита. Мощность – до 12,2 м.

Разрез надстраивается в обнажениях правого берега р. Хета [52].

1. Глины темно-серые,верху песчанистые 9,5 м
2. Пески серые, переходящие в песчаники 2,8 м
3. Песчано-алеврито-глинистые пестроокрашенные породы 1,5 м
4. Глины темно-серые с мергелистой конкрецией 3,5 м
5. Песчано-алевритовые пестроокрашенные породы 1,3 м
6. Глины темно-серые с линзами зеленоватого алеврита,верху – с конкрециями (до 0,1 м) черного аргиллита 6,2 м

Мощность разреза – 24,8 м.

Мощность свиты – около 52 м.

Состав свиты в приустьевой части р. Маймеча по сравнению с вышеописанным – более песчаный мощностью до 60 м.

Из обнажений р. Бол. Романиха определены *Inoceramus lingua* Goldf., *I. cf. patootensis tanamaensis* Bodyl., *I. cf. angustus* Beyenb., *I. aff. lobiatius* Schlut. и др., указывающие на сантонский возраст мутинской свиты. В ряде районов некоторые из видов считаются переходными к кампану. Микрофауна известна от коньякского до кампанского времени. Остатки листовой флоры указывают на позднесенонский возраст. Спорово-пыльцевые комплексы характерны для верхнего сантона и кампана в целом [52].

Позднесантонский–кампанский возраст отложений мутинской свиты определяется присутствием остатков фауны иноцерамов и палинологическим материалом. Мощность свиты – до 60 м.

Кресты-юряхская свита (K_2kr) названа по р. Кресты-Юрях (бассейн р. Хета). Выделена В. Н. Саксом и С. А. Чирвой в 1978 г. со стратотипом на р. Хета в 2 км южнее устья р. Кресты-Юрях [52]. Отложения свиты фрагментарно обнажаются по правобережью Хеты и по ее левым притокам – рекам Горелая, Бол. и Мал. Россомашья, Лев. и Прав. Уголяк, где с размывом перекрывают мутинскую свиту.

Разрез представлен алевритами, песками с подчиненными прослоями глин, линзами и пропластками (до 0,5 м) бурых углей. Присутствуют включения углефицированного растительного детрита и зерна янтаря. Пески часто глауконитовые. К северу в составе свиты увеличивается содержание алевролитов. Нижний контакт свиты наблюдался В. Н. Саксом и С. А. Чирвов на р. Хета в 20 км ниже устья р. Маймеча и Э. Л. Фишером [402] на левом берегу р. Сев. Уголяк, в 8 км выше устья.

В последнем случае на алевритах мутинской свиты с размывом залегают, снизу [52].

1. Пески темно-серые грубозернистые с гальками, иногда валунами кремней, долеритов, песчаников 0,1–0,7 м
2. Пески светло-серые мелкозернистые с линзами (до 0,5 м) угля и песка, насыщенного растительными фрагментами и включениями гнезд ретинита 7,0 м
3. Пески светло-серые мелкозернистые, косослоистые, участками насыщены угольной крошкой 3,0–4,0 м

Мощность разреза – 10,1–11,7 м.

Вниз по течению р. Сев. Уголяк на протяжении 3 км в обрывах вскрывается верхняя часть разреза свиты, представленная светло-серыми мелко- и среднезернистыми песками с линзами алевритов и глин (до 0,7 м), угля (до 0,2 м) и песка, обогащенного растительным детритом, зернами янтаря с включениями насекомых. Видимая мощность – 39,0 м. Общая мощность свиты в бассейне р. Хета не превышает 50 м.

Возраст отложений определяется по спорово-пыльцевым спектрам с *Parviprojectus dollum* Samoil. Отложения свиты, описанные по р. Хета В. Н. Саксом и др. (1959 г.), Н. Н. Месежниковым и др. (1975 г.), сопоставляются с морским маастрихтом танамской свиты Усть-Енисейского района [52].

Е. К. Обоницкой по сборам Э. Л. Фишера [402] из пород свиты выделено девять спорово-пыльцевых комплексов. Пять из них из нижней и средней частей разреза – кампан-маастрихтские. Остальные четыре – маастрихтские.

Возраст кресты-юряхской свиты принимается маастрихтским, учитывая литологическое сходство пород и возможность переотложения спор и пыльцы для нижних пяти комплексов. Мощность свиты – до 50 м.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Палеогеновые отложения распространены незначительно. На севере территории в пределах Енисей-Хатангского регионального прогиба они представлены кэтпарской свитой датского яруса палеоцена, а в крайней юго-восточной части площади, в пределах Муруктинской СФЗ – котуйской свитой эоцена.

Кэтпарская свита (*P_{kt}*) выделена А. А. Булынниковой с соавторами в 1969 г. по р. Кэтпарка в Усть-Енисейском районе [225]. Распространена в северной части территории на левобережье р. Боганида по р. Островная [381]. Район распространения приурочен к наиболее прогнутой части Боганидской впадины Дудыптинско-Жданихинского мегапрогиба.

Свита несогласно залегает на маастрихтских отложениях – кресты-юряхской свите. Свита сложена каолинизированными песками, песчаниками, алевролитами с подчиненными прослоями глин и линз гравийно-галечного материала, содержатся включения стяжений сидерита и сидеритизированных песчаников, скопления обугленного растительного детрита и ожелезненной древесины. Мощность в полных разрезах достигает 100 м.

Спорово-пыльцевой комплекс отложений характеризуется широким развитием пыльцы цветковых растений. Преобладают *Sphagnum* и *Polypodiaceae*. Покрытосеменные представлены *Orbiculapodis globosus* Chlon. и *Aquilapollenites regularis* (Chlon.) Bond., а голосеменные – *Taxodiaceae* [52].

Котуйская свита (P_2kt). 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 [99]. 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 алевролитистые и песчанистые с прослоями и линзами глинистых мелкозернистых песков и алевролитов 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 развиты весьма ограниченно в долине р. Чангада, на самом юго-востоке территории листа. Свита представлена серыми пластичными и черными плотными глинами, темно-серыми алевролитами, тонкозернистыми полевошпат-кварцевыми песками. Залегает на размывтой поверхности палеозойских отложений и повсеместно перекрывается четвертичными отложениями. На северном берегу оз. Оспа [20], у самой юго-восточной кромки листа, под четвертичными глинами, в интервале 20–43 м скважиной вскрыт разрез свиты.

1. Глины голубовато-серые с пятнами белых с прослойками (0,5–5 см) мелкозернистых серых песков, обломками окремнелой древесины	5 м
2. Глины сажистые, с галькой и гравием, с растительным детритом и обугленной древесиной	0,9 м
3. Пески глинистые темно-серые с обломками обугленной древесины	1,1 м
4. Глины темно-серые с белыми пятнами	5,2 м

5. Пески мелкозернистые желтовато-серые с галькой кремней и прослойками (3–5 см) глинистых песков	0,8 м
6. Глины темно-серые, с пятнами белых глин, с прослоями (до 1,5 м) песков и обломками древесины, с галькой кремней и кварца	8,2 м
7. Пески мелкозернистые желтовато-серые с галькой траппов и кремней	5 м
8. Глины темно-бурые с пятнами белых в нижней части, с многочисленными остатками древесины и растительным детритом; с пылью <i>Cedrus</i> , <i>Pinus</i> , <i>Cupressaceae</i> , <i>Glyptostrobus</i> , <i>Salix</i> , <i>Alnus</i> , <i>Betula</i> , <i>Corylus</i> , <i>Carpinus</i> , <i>Castanea</i> , <i>Juglans</i> , <i>Pterocarya</i> и спорами <i>Rosaceae</i> , <i>Sphagnum</i> , <i>Bryales</i> , <i>Polypodiaceae</i> , <i>Lycopodium</i>	1,8 м

Глины относятся к каолинит-диккитовому ряду с примесью гидрослюди-стых. Пески кварцево-полевошпатовые. Вскрытая мощность отложений сви-ты – 28 м.

Наиболее полно разрез котуйской свиты вскрывается на территории со-седнего номенклатурного листа R-48, скважиной на правом берегу р. Мойеро [407]. Снизу вверх здесь представлены следующие отложения.

1. Серые алевриты с обломками плотных черных глин, долеритов и долами-тов	1,9 м
2. Черные глины «обломочного» строения, в обломках – серые слоистые алев-риты	5,1 м
3. Зеленовато-серые алевриты горизонтальнослоистые, с участками обломочно-го 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 слоев алевритов, глин, мелкозернистых песков мощностью 1–3 мм. По всему слою – редкие прослои черных глин, единичные карбонатные конкреции	2,0 м

Общая мощность осадков котуйской свиты здесь 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 пылью (0,6 %). В состав древесной пыльцы входят главным образом сосна (44 %) подвидов *Diploxylon* (39,4 %) и *Harpoxylon* (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*., *Azo-notriletes*, *Gleichenia*, сфагнум, *Cueteaceae*, *Brachytriletrium* (десятые доли %) [37].

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, вмещающих данный палино-комплекс, определяется как эоценовый [405].

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные образования почти сплошным чехлом покрывают Северо-Сибирскую низменность, широко развиты в долинах горной части района и тонким плащом залегают на привершинных частях плато Путорана. Максимальной мощности четвертичные отложения достигают в пределах конечно-моренных комплексов – 53 м в скв. 8 (номер 17 на карте) на Урдахской гряде [381] и, вероятно, до 80 м в пределах краевых моренных образований онёкского оледенения с учетом высоты насыпных моренных гряд близ северного подножия плато Путорана.

Сводный разрез представляет собой чередование межледниковых – морских, озерных и аллювиальных отложений с образованиями ледникового комплекса – моренной, лимногляциалом и гляциофлювиалом. Эта последовательность является закономерным отражением климатической ритмичности в четвертичном периоде на данной территории и позволяет уверенно использовать климатостратиграфические принципы для сопоставления картографируемых объектов с подразделениями общей стратиграфической шкалы.

Расчленение четвертичных образований проведено с частичным использованием унифицированной региональной стратиграфической схемы четвертичных отложений Средней Сибири, утвержденной МСК в 2009 г. [252], решений Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе 1979 г. [195], а также Легенды Норильской серии листов Госгеолкарты-1000/3, утвержденной НРС Роснедра в 2004 г.

Авторами принципиально изменена корреляция установленной ранее стратиграфической последовательности картируемых объектов с общей стратиграфической шкалой (ОСШ). Изменения сделаны благодаря новым данным о генезисе и палеоклиматической обстановке приповерхностных образований севера Сибири, по возрасту отвечающим 3-й и 4-й ступеням верхнего неоплейстоцена ОСШ. В региональной стратиграфической схеме и в серийной легенде 2004 г. эти образования относились к продуктам последнего межледниковья (каргинский горизонт) и покровного оледенения, однако выяснилось, что это не так. В последние 50 тыс. лет в сибирской Арктике господствовал климат ледниковья с резко континентальными криоаридными условиями, но при отсутствии покровных ледников [8, 265, 266, 271, 272]. Отложения в стратотипе на мысе Каргинский в низовьях Енисея обладают палеонтологической характеристикой типичного межледниковья [107, 205, 206] и в соответствии с климатостратиграфическим принципом могут быть отнесены лишь к первой ступени верхнего звена неоплейстоцена [364]. Данная корреляция подтверждается датированием каргинского мариния в собственном стратотипе, где ЭПР возраст составил 122 тыс. лет [191], а ОСЛ даты находятся в интервале 121–93 тыс. лет [69, 275].

Таким образом, хроностратиграфическое положение относившихся к каргинскому горизонту местных подразделений с межледниковой характеристикой смещается вниз на один климаторитм – с третьей ступени верхнего неоплейстоцена ОСШ на первую. Вместе с верхненеоплейстоценовым термометром, выступающим в роли климатостратиграфического маркера, на один климаторитм вниз смещаются вышележащий и подстилающий ледниковые

комплексы. Муруктинская (северосибирская) морена, которая в региональной схеме и серийной легенде соответствует второй ступени верхнего неоплейстоцена, теперь относится к шестой ступени среднего звена неоплейстоцена ввиду того, что она перекрыта межледниковыми боярским маринием, чайкинским и чангадским лимнием. Подошва последних находится в основании верхнего неоплейстоцена и соответствует положению подошвы каргинского мариния.

В региональных схемах и в серийной легенде в нарушение статей IV.4 и VIII.4 Стратиграфического кодекса [222] на уровнях 3-й и 4-й ступеней ОСШ фигурируют каргинский и сарганский горизонты, якобы без стратотипов [191, 251, 252]. При этом для казанцевского горизонта стратотип не указан, а в качестве гипостратотипа принят стратотип каргинского мариния у мыса Каргинский. Причина в том, что стратиграфическое положение казанцевских морских слоев на данный момент неизвестно [7, 8]. Соотношения песков с мореной на р. Казанка не установлены, т. к. кроме песков с морской фауной в «стратотипе» нет других толщ. ИК-ОСЛ возраст казанцевских песков находится в интервале 92–71 тыс. лет [69], что соответствует позднеплейстоценовому ледниковью [279], а не межледниковью. Морские казанцевские пески не могут быть скоррелированы с первой ступенью верхнего неоплейстоцена и, вероятно, относятся к образованиям позднеледниковой трансгрессии второй ступени [364].

В связи с указанными проблемами со стратиграфическим положением региональных горизонтов, в легенде карты четвертичных образований листа R-47 горизонты региональной схемы отсутствуют и показаны лишь на схеме корреляции. Местные картируемые подразделения скоррелированы прямо со ступенями ОСШ. Для хронологической привязки условно принята шкала морских изотопных стадий.

Районирование на территории листа проведено в соответствии с районированием региональной стратиграфической схемы Средней Сибири [252]. Территория листа расположена в пределах двух структурно-фациальных областей (СФО) – Северо-Сибирской, которая во многом соответствует области распространения морских трансгрессий в четвертичном периоде, и Средне-сибирской, которая является зоной развития континентальных образований, покровных и горно-долинных оледенений.

Территория листа находится в зоне сплошного распространения многолетнемерзлых пород.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Нижнее звено

Шестая–восьмая ступени

Болгохтохская морена (glbg) выделена В. Д. Крюковым и В. В. Рогожиным [117]. В качестве стратотипа принят разрез скважины, пробуренной в районе р. Болгохтох, вблизи железной дороги Дудинка–Норильск (скв. Б-7, глубина 36,0–100,0 м ниже уровня моря). Породы представлены диамикто-

ном – несортированной смесью песков, алевритов и глин с гравием, щебнем и валунами. В скв. Б-7 болгохтохская толща залегает непосредственно на породах палеозойского фундамента.

В пределах листа болгохтохская морена на дневную поверхность выходит в единственном обнажении на р. Уораннах, левом притоке р. Бол. Россомашья (точка Ил-60, номер 3 на карте). Морена представлена темно-серым глинистым диамиктоном с галькой и валунами мощностью до 6 м. Залегает на меловых породах, которые затянута в морену в виде отторженцев, ксенокластов и разорванных пластов, смятых в складки. Перекрывается мелкозернистыми песками туруханского мариния (первая–третья ступень среднего неоплейстоцена) с характерной фауной моллюсков [2].

В междуречье Маймечи и Сабыды в скважинах Г-4 и Г-5 (23 и 24 на карте соответственно) на размытой кровле верхнемеловых отложений вскрыт глинистый диамиктон с линзами песков и глин, с угловатыми и окатанными обломками до 30 % базальтов, нефелинитов, перидотитов, доломитов и др. Некоторые обломки утюжкообразной формы, с бороздами царапания. Мощность диамиктона в скважинах – 14 и 6 м соответственно. Перекрывается морена алевритами и песками туруханского мариния [353].

В скважинах 8 и 5 (номера 17 и 18 на карте), заложенных в центральной части возвышенности Урдах в междуречье Боганида–Хета, предшественники условно отнесли к болгохтохской морене нижние 22 м керна из 53 м [381]. Авторам настоящей записки такое выделение этого стратогена представляется некорректным, так как Урдахская гряда представляет собой краевой моренный комплекс среднеплейстоценового оледенения, состоящий из блоков и чешуй песка, диамиктона, ленточных глин, беспорядочно надвинутых друг на друга [2].

Смешанный литологический состав, отсутствие сортировки и признаков седиментационной слоистости вместе с рассеянными валунами, галькой, отторженцами и ярко выраженными экзарационными контактами в подошве, убедительно свидетельствуют о ледниковом происхождении болгохтохской толщи. Таким образом, она является нижней мореной в разрезе четвертичных отложений на территории листа.

Мощность болгохтохской морены – до 14 м.

Среднее звено

Первая–третья ступени

Аллювий ($\alpha_{II,-3}$) представлен песками с косой и параллельной слоистостью и алевритистыми глинами с растительным детритом.

На р. Горелая близ устья р. Диринг (точка Б-130, номер 10 на карте) описана аллювиальная толща, представленная от уреза реки пачкой алевритистых глин с растительным детритом, мощностью 0,5 м, перекрывающаяся песками мелкозернистыми с косой и параллельной слоистостью, с рассеянным растительным детритом, мощностью 7 м. Такие пески прослежены в бортах долины р. Горелая на 9 км вверх по течению. Перекрывается аллювиальная толща алевритами туруханского мариния [381].

На р. Мал. Романиха в 17 км вверх от устья по прямой (точка 159, номер 30 на карте) 6 м аллювиальных косослоистых мелко-среднезернистых песков с растительным детритом залегают на размытой кровле коренных пород под диамиктоном северо-сибирской морены (четвертая–шестая ступень среднего неоплейстоцена) [381].

Структурно-текстурные особенности, наличие растительного детрита и положение в разрезе под туруханским маринием и северосибирской мореной позволяют отнести аллювиальную толщу к межледниковью начала среднего неоплейстоцена.

Мощность аллювия – до 8 м.

Туруханский мариний (mlltr) выделен С. А. Архиповым в разрезе скв. 9-Г в приустьевой части р. Турухан непосредственно к западу от Туруханска в интервале абс. отм. минус 175–120 м [6]. Позднее к маринию были отнесены пески, алевриты и глины с «туруханским» комплексом фораминифер [65, 165], который был выделен в ряде скважин на реках Турухан, Болгохтох, Дудинка и описан в обнажении у пос. Новорыбное на р. Хатанга в Северо-Сибирской низменности.

В пределах листа отложения туруханского мариния вскрываются во врезках притоков р. Хета, правых: Мал. Романиха, Боярка, Ледяная, и левых – Горелая и Трофимова под более молодыми ледниковыми и аллювиальными отложениями, а также в основании боярской морской террасы [381, 402]. Подстилается туруханский мариний болгохтохской мореной или дочетвертичными породами.

Опорный разрез был изучен авторами настоящей записки на правом берегу р. Маймеча в 3,4 км выше по течению от устья ее левого притока – р. Дяргалак (точка 7152, номер 22 на карте). В основании разреза на дочетвертичных породах залегают мощный рыхлый гравийно-галечный слой. Достигая видимой мощности 20–25 м, он выклинивается вниз по течению реки. На высоте 13,5 м от уреза воды в реке на гравийно-галечный слой с четким волнистым контактом ложатся серо-желтые крупно- и среднезернистые пески с косыми и желобообразными сериями, мощность пачки – 6 м.

Выше пески становятся среднезернистыми коричневато-темно-серыми с зеленоватым оттенком, появляется восходящая рябь течения. В верхней части пачки находится прослой светло-серого крупнозернистого песка с обломками створок моллюсков мощностью 0,1–0,3 м.

На высоте 25 м от уреза реки на нижеописанные пески и алевриты с четким волнистым контактом ложатся параллельнослоистые светло-серые среднезернистые пески видимой мощностью около 5 м. В приподошвенной части песков идет несколько косых серий мощностью по 10 см. В песках довольно часто попадаются створки раковин моллюсков. Верхние 2 м песков – с мультислойной и перекрестной косой слоистостью.

На высоте 34 м над урезом реки вскрыты мелко- и среднезернистые светло-серые пески с лингоидной, перистой и восходящей рябью течения. Видимая мощность – 1,5 м.

С высоты 36 м над урезом реки в разрезе вскрываются светло-серые крупно- и среднезернистые пески с желобообразной и косой слоистостью видимой мощностью около 4 м. Мощность серий – 0,5–0,7 м, одна серия в припо-

дошвенной части содержит обильные включения гравия. Общая мощность песков туруханского мариния в этом обнажении достигает 40 м, абс. выс. кровли – около 50 м. Перекрываются пески полосчатым диамиктоном северосибирской морены с волнистым и четким тектоническим контактом. Непосредственно под диамиктоном и в других местах пески разбиты системой разнонаправленных трещин и сбросов. В этих песках А. В. Меркульевым, ЗИН РАН были определены *Astarte arctica* Gray, *Astarte borealis* Schumacher, *Hiatella arctica* Linnaeus.

На р. Горелая отложения туруханского мариния прослежены на протяжении почти 20 км. Близ устья р. Дириг (точка Б-130, номер 10 на карте) коричнево-серые слоистые алевриты с раковинами морских моллюсков мощностью 1 м залегают на аллювиальных песках с растительным детритом (первая–третья ступени среднего неоплейстоцена). Перекрываются с поверхности золовыми верхнеплейстоцен-голоценовыми покровными песками. В 9 км выше по течению (точка И-180, номер 8 на карте) толща слоистых алевритоглинистых осадков с линзами песка и раковинами морских моллюсков общей мощностью более 10 м вскрывается от уреза реки, перекрывается ленточными глинами гляциолимния четвертой–шестой ступени верхнего неоплейстоцена. Абсолютная отметка кровли мариния – около 30 м [381].

На р. Трофимова в 15 км от устья по прямой (точка Б-151, номер 15 на карте) под ленточными глинами гляциолимния четвертой–шестой ступени верхнего неоплейстоцена вскрываются пески мелко-среднезернистые параллельнослоистые с обильной фауной морских моллюсков, мощностью до 7 м. Здесь определены *Hiatella arctica* (Linne), *Macoma calcarea*, *Mytilus edulis*, *Astarte montagui striale*. Эти пески прослежены вдоль реки на протяжении 8 км. Абсолютная отметка кровли мариния – около 30 м [381].

Слоистые алевриты с малакофауной были также прослежены под северосибирской мореной в долинах рек Мал. Россомашья (точка С-81, номер 1 на карте), Тоняктах (точка Л-44, номер 16 на карте), Сабыда (точка В-105, номер 21 на карте), Сэлингдэ (точка С-36, номер 20 на карте) [402].

На междуречье Маймечи и Сабыды в скважинах Г-4 и Г-5 (номера 23 и 24 на карте) отложения туруханского мариния находятся между двумя моренами – болгохтохской и северосибирской. В скв. Г-4 (23 на карте) мариний представлен алеврито-глинистыми песками мощностью 14 м в интервале абс. отм. 39–53 м. В скв. Г-5 (24 на карте) 10 м прибрежно-морских песков с окатанной галькой и битой ракушей залегают в интервале абс. выс. 60–70 м. В отложениях определены *Astarte invocata* Merclin et Petrov, *Cyrtodaria jensiseae* Sachs, *Mya truncata* Linne, доминируют *Astarte montagui* Dillwyn, *A. montagui* (Dillwyn), *A. borealis* (Schumacher), *Hiatella arctica* (Linne) и др. [353].

На р. Уораннах, притоке р. Бол. Россомашья (точка Ил-60, номер 3 на карте) толща песков с горизонтальной и волнистой слоистостью, содержащая раковины морских моллюсков, залегают на кровле болгохтохской морены. Мощность песков – 16 м, абс. выс. кровли около 56 м. Морские осадки перекрываются северосибирской мореной и золовыми покровными песками. Среди раковин с сомкнутыми и полураскрытыми створками были определены *Astarte montagui striata* Leach, *A. borealis* (Chemn.), *Hiatella arctica* (Linne), *Mya truncata* Linne, *Macoma calcarea* (Gmelin), *Serripes groenlandicus*

(Brugniere), *Cyrtodaria jenissea* Sachs. Выделен также небогатый комплекс фораминифер, содержащий всего 13 видов. Преобладают эльфидииды и но-ниониды, доминируют *Protelphidium orbiculare* Brady, *Pr. lenticulare* Gud., *Criboelphidium goesi* Stshedrina, *Protelphidium parvum* Gud. Кассидулиниды содержатся в небольшом количестве, встречен вид *Retroelphidium boreale* Nuzdina. Приведенный комплекс характеризует неглубокий (в пределах верхней–верхов средней сублиторали) слегка опресненный морской бассейн с низкими положительными придонными температурами. Предшественники отнесли всю вышеперечисленную фауну к отложениям казанцевского горизонта [2].

В процессе полевых работ 2015 г. к туруханскому маринию отнесены пески в основании разреза нижнего течения р. Мал. Романиха (точка 7128, номер 26 на карте). Здесь вскрываются параллельнослоистые мелко и среднезернистые пески с тончайшими прослоями-линзами (первые мм) алевритов и линзочками (первые мм) растительного детрита с многочисленными плоскими железисто-карбонатными конкрециями размером до 20 × 15 см. Кровля песков здесь находится на абс. отм., близких к 30 м. Видимая мощность толщи – 5 м, перекрывается толща сиегенняхским золием (четвертая–шестая ступени среднего неоплейстоцена).

Видовой состав моллюсков свидетельствует о том, что туруханский мариний формировался в неглубоком открытом морском бассейне (в пределах верхней–средней сублиторали), возможно, с пониженной соленостью [2].

Присутствие в отложениях туруханского мариния вымершего вида *Cyrtodaria yenisseae* Sachs позволяют определить его возраст – первая половина среднего неоплейстоцена. Видимая мощность туруханского мариния достигает 40 м.

Четвертая–шестая ступени нерасчлененные

Северосибирская морена (gllss) выделена С. М. Андреевой и Л. Л. Исаевой в качестве отложений максимальной стадии муруктинского оледенения в Северо-Сибирской низменности [2, 195]. Представлены отложения переуплотненным глинистым и песчаным диамиктоном со значительным содержанием крупнообломочного материала, достигающим 24–35 %. Авторами введенного подразделения указывается лишь его ареальный стратотип и отмечается, что северосибирские слои прослеживаются в пределах низменности практически повсеместно, но погребены под более молодыми осадками. Они вскрываются по долинам рек, залегая на неровном ложе меловых, ниже- и среднеоплейстоценовых отложений.

Основным генетическим признаком северосибирских слоев, определяющим их принадлежность к морене, является наличие гляциодинамических текстур и структур.

Северосибирскую морену можно отнести к фации монолитной морены [119], характеризующуюся широким площадным распространением, относительной однородностью состава, господством гляциодинамических текстур пластического течения льда, четко выраженной ориентировкой длинных осей валунов, гравийных, песчаных и даже глинистых частиц.

На р. Уораннах, притоке р. Бол. Россомашья (разрез Ил-60, номер 3 на карте), глинистый диамиктон северосибирской морены видимой мощностью до первых метров перекрывает пески туруханского мариния [2].

На р. Мал. Романиха в 17 км от устья по прямой (точка И-159, номер 30 на карте) в обнажении на правом берегу серо-коричневый глинистый диамиктон северосибирской морены мощностью 3 м залегает на аллювии первой–третьей ступени среднего неоплейстоцена. Структура диамиктона в приподошвенной части полосчатая, наблюдаются текстуры захвата подстилающих песков. Перекрывается диамиктон песками боярского мариния и онёкской мореной [381].

В непосредственной близости от онёкских краевых образований, на р. Лев. Боярка в 0,5 км от устья (точка А-203, номер 32 на карте) северосибирская морена, представленная зелено-серым глинистым диамиктоном с валунами и галькой мощностью 8 м, залегает на меловых слюдистых песчаниках. Обломочный материал представлен долеритами, базальтами, песчаниками, известковыми туфами. Содержание обломочного материала – 40 % у подошвы, 20 % у кровли. Перекрывается морена верхнеплейстоценовыми гляциофлювиальными галечниками [381].

На р. Маймечя в 18 км от устья (точка 7152, номер 22 на карте) авторами настоящей записки изучен разрез, в котором на дислоцированные пески туруханского мариния ложится диамиктон основной морены видимой мощностью до 1,5 м. Контакт волнистый и четкий, с пламевидными текстурами захвата песков. Непосредственно на контакте был обнаружен валун диаметром 0,2 м, рядом с которым в песках – S-образная складка. В приподошвенной части диамиктон сильно опесчанен и имеет полосчатую текстуру, вмещает большое количество захваченных развальцованных и будинированных песков. Местами в этих прослоях наблюдаются складки волочения амплитудой по несколько десятков сантиметров.

На междуречье Маймечи и Сабыды в скважинах Г-4 и Г-5 (номера на карте 23 и 24) северосибирская морена вскрыта на кровле туруханского мариния. Мощность морены составляет 9 и 10 м соответственно [353].

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 Бырранга, 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 Бырранга. 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 [2].

Валуны и галька северной петрографической провинции в небольших количествах отмечены в обнажениях на реках Ледяная, Лев. и Прав. Боярка, Мал. Романиха [381].

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 северосибирский ледник продвигался с севера и северо-запада [2]. Центр его растекания находился севернее гор Бырранга, по-видимому, на шельфе Карского моря.

В некоторых обнажениях в обломочном материале отмечены обломки и целые раковины моллюсков, что объясняется их переотложением из подстилающих пород при ассимиляции последних ледником. Раковины микрофауны поломаны и забиты породой, что характерно для фораминифер, переотложенных ледником [381].

Положение в разрезе между двумя морскими толщами, нижняя из которых (туруханский мариний) является среднеплейстоценовым термомером, а верхняя (боярский мариний) – верхнеплейстоценовым термомером, позволяет определить возраст – вторая половина среднего неоплейстоцена.

Мощность северосибирской морены достигает 10 м.

Янтардахская краевая морена ($g_{кр}||d$). Образование краевых напорных моренных гряд. Представлены чешуйчатými моренами [119], характеризуются неоднородностью состава (чаще это пески, реже ленточные глины, деформированные и дислоцированные, с прослоями диамиктона глинистого вдоль поверхностей разрывных нарушений), большой мощностью (до 60 м), слагают высокие гряды – Сампесинскую, Урдахскую, Маймечинскую и др. Янтардахские слои были выделены Л. Л. Исаевой и С. М. Андреевой [2] в качестве трещинно-камовых отложений времени пассивной деградации муруктинского оледенения. Названы по участку их хорошей обнаженности у оз. Янтардах в нижнем течении р. Новая, притока р. Хатанга (лист S-48), под таким же названием включены в Унифицированную стратиграфическую схему четвертичных отложений Средней Сибири [195].

В северо-западной части территории листа краевые ледниковые комплексы Сампесинской и Урдахской гряд с абс. отм. до 178 и 116 м соответственно ярко выражены в рельефе и на материалах дистанционного зондирования. Скважины 8 и 5 (номера 17 и 18 на карте) на Урдахской гряде показали, что наряду с глинистым диамиктоном основную часть разреза составляют пески и дислоцированные ленточные глины. Мощность чешуйчатой морены, залегающей на коренных породах, в скв. 8 достигает 53 м.

В скв. 14 (номер 6 на карте), заложенной на вершине небольшой гряды близ р. Боганида внутри краевого комплекса, мощность морены, залегающей на верхнемеловых песках, составила 17 м.

По геофизическим данным, мощность краевой морены в пределах Сампесинской гряды достигает 60 м [381].

Обнажение янтардахских краевых морен задокументировано в долине р. Булун, правом притоке Хеты, в 32–20 км от устья (точки Ил-83–Ил-91, номер 9 на карте). На протяжении более чем 10 км в борту долины реки наблюдается чешуйчатое строение морены, залегающей на кровле меловых пород. Морена представлена дислоцированными блоками песков, разделенными

прослоями глинистого диамиктона, наблюдаются гляцигенные складки волочения, подчеркнутые диамиктовыми прослоями. Подошва и кровля морены неровная, мощность увеличивается вниз по течению от 12 до 30 м. Перекрыта морена гляциофлювиальными песками и галечниками четвертой–шестой ступени среднего неоплейстоцена [2].

В нижнем течении р. Маймеча (точка Г-20, в 4 км вниз по течению от номера 22 на карте), в разрезе Маймечинской краевой гряды видимая мощность морены составляет 13 м, в диамиктоне наблюдаются многочисленные отторженцы подстилающих тонкозернистых песков, самый крупный из них размером 5×2 м [2].

В скв. 2Ф (номер 14 на карте), заложенной на вершине одной из Маймечинских краевых гряд, мощность янтардахских слоев, залегающих на коренных породах, составила 20 м [402].

К краевым грядам, сложенным янтардахскими слоями, прислоняются отложения верхнеплейстоценового боярского мариния, Боганидская депрессия между Урдахской и Сампесинской грядами выполнена верхнеплейстоценовым чайкинским лимнием. В строении чешуйчатых морен принимают участие блоки дислоцированных осадков туруханского мариния. Эти факты позволяют предполагать возраст янтардахских слоев – вторая половина среднего плейстоцена.

Мощность янтардахских слоев – до 60 м.

Г л я ц и о л и м н и й (lgll₄₋₆). Глины и алевриты серого цвета с зеленоватым или коричневатым оттенком, с ленточной или ленточноподобной слоистостью. Приурочены к плосковолнистым депрессиям в пределах северосибирских холмистых морен, а также внутри Урдахского и Сампесинского краевых ледниковых комплексов, на абс. отм. от 30 до 65 м. Залегают на северосибирской морене или туруханском маринии, перекрываются среднеплейстоценовым гляциофлювиалом и покровными верхнеплейстоцен-голоценовыми эоловыми песками.

На р. Прав. Боярка в 4 км выше устья (точка А-193, номер 33 на карте) от уреза воды наблюдаются зеленовато-серые ленточные глины с мелкооскольчатой отдельностью, с рассеянными плоскими глинисто-известковистыми конкрециями причудливых форм толщиной 2–5 мм. Видимая мощность глин – 6 м, перекрываются они гляциофлювиальной песчано-гравийно-валунно-галечной толщей четвертой–шестой ступени среднего неоплейстоцена [381].

На р. Трофимова ленточные глины залегают на песках туруханского мариния (точка Б-151, номер 15 на карте), мощность их – до 6 м [381].

В верхнем течении р. Горелая (точка И-180, номер 8 на карте) ленточные глины имеют темные тончайшие слойки до 0,4–0,6 мм и несколько более светлые алевритистые до 0,2 мм. Мощность – 8 м. Залегают на алевритах туруханского мариния [381].

На р. Старая, притоке р. Бол. Россомашья (точка Ил-49, номер 2 на карте), ленточные глины мощностью 7 м залегают на кровле северосибирской морены. Мощность глинистых прослоев – от 1 мм у подошвы до 5 мм у кровли, мощность алевритистых прослоев – 2–5 см. В верхней части разреза появляются присыпки мелкозернистого песка и рассеянная мелкая галька [2].

На склоне Урдахской гряды, подрезаемой р. Исаевская, левым притоком р. Боганида, в 0,8 км от устья (точка М-64, номер 4 на карте) описан разрез ленточных глин видимой мощностью 20 м [381].

Часто в параллельнослоистых глинах и алевритах присутствуют глинисто-карбонатные конкреции, имеющие вид плоских, округлых в плане или овальных стяжений. Термическим анализом глин установлен их монтмориллонитовый состав [402].

Максимальная мощность гляциолимния – 20 м.

Г л я ц и о ф л ю в и а л (fll₄₋₆) представлен чередованием слоев алевритов и мелкозернистых песков со слоями средне- и крупнозернистых песков с линзами и прослоями галечников и галечно-валунных пород.

На р. Булун (точка Ил-91, номер 9 на карте) отмечено 28 м песков с желобообразной и косой слоистостью, где кровля достигает абс. отм. 101 м, а подошва отмечена в интервале от 67 до 93 м. Здесь гляциофлювиал с размывом ложится на чешуйчатую северосибирскую морену [2].

В пределах Сампесинской гряды можно выделить массивы камовых песков, выраженных в масштабе карты. Ландшафт представлен конусовидными и плосковерхими холмами высотой до 30 м. На восточном склоне, близ истока р. Мал. Рассоха (точка И-172, номер 5 на карте) в обрыве высотой 18 м наблюдается толща песков от тонко- до среднезернистых с рассеяной мелкой галькой, с тонкой параллельной слоистостью. Первичная слоистость нарушена постседиментационными деформациями типа просадок, возникших, очевидно, вследствие вытаивания мертвого льда [381].

На р. Прав. Боярка в 4 км выше устья на кровле ленточных глин залегает 2 м промытого окатанного галечника с крупнопесчаным заполнителем. Перекрывается галечник песками малороманихинского аллювия и онёкской морской.

Мощность гляциофлювиала четвертой–шестой ступеней среднего звена неоплейстоцена достигает 30 м.

С и е г е н н я х с к и й э о л и й (vllsg) выделяется впервые Д. В. Назаровым. Представлен параллельно переслаивающимися алевритами и песками с грунтовыми жилами и псевдоморфозами по повторно-жильным льдам. Стратотип расположен на левом берегу р. Мал. Романиха в 300 м выше по течению от устья ее левого притока – р. Верх. Сиегеннях (точка 7128, номер 26 на карте).

Эолий залегает на песках и алевритах подстилающего туруханского марины с довольно неровным, но четким контактом, перекрывается песками и алевритами боярских морских отложений. В нижней части – это слой сизого массивного песчаного алеврита мощностью 0,3–0,4 м с удлиненными языкообразными внедрениями нижележащих песков. Алеврит содержит рассеянные щебень, гравий, грунтовые жилы глубиной до 15 см и псевдоморфозы по повторно-жильным льдам глубиной до 0,6–0,8 м. В плечах псевдоморфозы достигают 0,3 м ширины. На массивный песчаный алеврит ложатся бурые параллельно переслаивающиеся мелко и среднезернистые пески с прослоями алеврита. Их контакт с подлежащим песчаным алевритом четкий и неровный: пески проникают в алевриты отдельными клиньями под разными углами, сильно деформируя первичную параллельную слоистость. Клинья интерпретированы как псевдоморфозы по повторно-жильным льдам (ПЖЛ), их длина

составляет 30–80 см, ширина в плечах – до 40 см. В самом основании находится 1–1,5 см прослой крупнозернистого песка. Из-за псевдоморфоз слоистость у песков с алевритами неровная, разбитая и деформированная. В толще единично встречается галька, часто и неравномерно рассеяны зерна гравия, многочисленны корнеходы. Венчают разрез 0,3–0,4 м тонко-параллельнослоистых буровато-серых мелкозернистых песков и алевритов без клиновидных текстур с линзой растительного детрита в основании (70 × 1,5 см). Слоистость неровная, волнистая, местами характер контактов между слоями пламевидный. Мощность слойков – 0,5–2 см, единична линза среднезернистого песка длиной 0,4 м и мощностью до 1,5 см. Подошва эолия находится на абс. отм. около 30 м, мощность составляет 2 м.

Пятая ступень

Л и м н и й (III₅). Озерные образования представлены в долине р. Чангада и ее притоков слоистыми глинами и алевритами, залегающими на дочетвертичных образованиях и перекрытых среднеплейстоценовыми муруктинскими ледниковыми и флювиогляциальными отложениями.

Опорный разрез описан в долине р. Чангада, в 14 км ниже по течению от устья р. Хекчекит-Сяне (45 на карте). Здесь над урезом реки вскрываются слоистые темно-серые глины мощностью до 15 м. По составу глины гидрослюдистые, с примесью бейделита. Толща глин залегаёт на размытой поверхности дочетвертичных песчаников, перекрывается глинистым диамиктоном муруктинской морены (шестая ступень среднего неоплейстоцена) [20, 401].

Непосредственно к югу от границы листа на периферии Муруктинской котловины в бассейнах рек Котуй и Чангада (левый приток р. Котуй) к озерным отложениям пятой ступени среднего неоплейстоцена отнесена толща переслаивающихся глин и алевритов, залегающая между аргасалинской и муруктинской моренами (четвертая и шестая ступени среднего неоплейстоцена соответственно). Спорово-пыльцевые спектры (*Pinus silvestris*, *Pinus sibirica*, *Picea*, *Larix*, *Betula* sect. *Albae* и др.) и озерная диатомовая флора (*Melosira scabrosa* Ostr., *Cyclotella ocellata* Pant., *Stephanodiscus niagarae* Ehr., *Fragillaria pinnata* Ehr., *Stauroneis acuta* W. Sm. и др.), определенные в отложениях, свидетельствует о более теплом и влажном климате периода накопления осадков по сравнению с современным [16].

На соседнем к востоку листе R-48 в долине р. Аганыли, правого притока р. Котуй, в обнажениях и в скважинах описаны озерные ленточные глины мощностью до 16 м, залегающие между двумя средне-неоплейстоценовыми моренами [37]. Палинологические спектры, представленные пылью древесных пород (*Betula*, *Larix*, *Alnus*, *Salix*), трав (*Poaceae*, *Carex*), спорами мхов и папоротников, и комплекс диатомей, характерных для мелководных озер [176] (*Diatoma hiemale* (Zyngb.) Heib., *Cocconeis placentula* Her., *Diploneis ovalis* (Hilse) Cl., *Navicula exiqua* (Greg.), *Cyclotella comta* (Ehr.) Kutz., *Stephanodiscus astraea* (Ehr.) Grun.), свидетельствуют о климатических условиях межледниковья.

Возраст лимния определен его положением в разрезе между горизонтами морен четвертой и шестой ступеней среднего неоплейстоцена, прослеженным на территории прилегающих листов, и межледниковым характером самой толщи.

Мощность лимния пятой ступени среднего неоплейстоцена на территории листа достигает 15 м.

Шестая ступень

Муруктинская морена (*gllmr*) выделена М. А. Бардеевой и Л. Л. Исаевой в Муруктинской впадине [15]. Представлена несортированным глинистым и песчанистым диамиктоном с включениями глыб, валунов, гальки, щебня и гравия.

Опорный разрез описан на левом берегу р. Чангада, в 14 км ниже устья р. Хекчекит-Сяне (45 на карте), где на глинах среднеоплейстоценового лимния (пятой ступени) залегают оскольчатые песчанистые глины с многочисленной галькой, гравием и валунами. Материал плохо сортирован и имеет различную окатанность, много галек «пляжного типа» и валунов со следами штриховки. В составе крупных галек и валунов преобладают долериты (до 80 %), также встречаются известняки, туфы, яшмы, халцедон. Мощность морены – около 8 м [401]. Перекрывается чангадским лимнием.

Обнажения муруктинской морены, перекрытой гляциофлювиалом шестой ступени среднего неоплейстоцена, зафиксированы в долинах рек Мал. Сордонгох (40 на карте), Кугда-Юрях, Тонгулах. Морена представлена глинистым диамиктоном с большим количеством несортированного слабоокатанного обломочного материала, который представлен траппами и карбонатными породами. Крупная галька и валуны обычно хорошо окатаны, иногда имеют утюгообразную форму, поверхность их отшлифованная, часто со следами ледниковой штриховки. Мощность отложений достигает 25–30 м [20, 401].

На левобережье р. Чангада в 5 км ниже устья р. Хекчекит-Сяне в скв. Ф-3 (42 на карте) вскрыто 9 м тяжелых вязких серых песчанистых суглинков с обилием несортированного обломочного материала – от крупных валунов до мелких плохоокатанных обломков гравийного размера. В составе обломков доминируют траппы [401]. Суглинки залегают на коренных породах.

В юго-восточном углу площади листа у оз. Оспа в скв. Ф-1 (46 на карте) глинистый диамиктон муруктинской морены вскрыт в интервале глубин 20–28 м (174–182 м абс. выс.). Залегает на коренных породах, перекрывается гляциолимнием шестой ступени верхнего неоплейстоцена и чангадским лимнием.

Положение муруктинской морены в разрезе между двумя межледниковыми толщами озерных осадков, верхняя из которых – чангадский лимний – по палинологическим характеристикам и комплексу диатомей отнесена М. А. Бардеевой [14] в Муруктинской впадине к верхнеплейстоценовому казанцевскому межледниковому горизонту, что позволяет соотнести возраст морены с шестой ступенью среднего неоплейстоцена.

Мощность муруктинской морены в пределах листа достигает 25–30 м [20].

Гляциолимний (lgll₆) представлен ритмичнослоистыми глинами, алевролитами и песками. Распространен в пределах муруктинского ледникового ландшафта, где слагает выровненные террасовидные поверхности на абс. отм. до 350–400 м вдоль долин рек Чангада, Сумна, Дяргалах, Тюэкей. Осадки залегают на муруктинской морене и иногда перекрываются гляциофлювиальном шестой ступени среднего неоплейстоцена или чангадским лимнием.

Опорный разрез гляциолимния располагается в долине р. Чангада, в 5 км выше устья правого притока р. Хекчекит-Сяне (точка 8391, номер 41 на карте). В обрыве над глинистым диамиктоном муруктинской морены, без следов перерыва в осадконакоплении залегают ритмично переслаивающиеся глины и тонкозернистые пески, в верхней части разреза – с редкой галькой. Видимая мощность отложений – 14 м [20, 401].

В 5 км ниже устья р. Хекчекит-Сяне (43 на карте) аналогичная толща ритмичнослоистых глинисто-песчаных осадков мощностью до 20 м перекрывается гляциофлювиальными песками и галечниками [401].

В юго-восточном углу площади листа в скв. Ф-1 (46 на карте) на оз. Оспа на кровле муруктинской морены вскрыто 11 м ленточных глин, которые с поверхности перекрываются чангадским лимнием (первая ступень верхнего неоплейстоцена) [20, 401].

Минералогический состав песчаной фракции гляциолимния не отличается от состава муруктинской морены. Э. Л. Фишер [401] относил эти отложения к тазовско-казанцевским нерасчлененным средне-позднечетвертичного возраста.

Гляциолимний по своему положению на поверхности муруктинской морены, без признаков перерыва в осадконакоплении, отнесен авторами к шестой ступени среднего неоплейстоцена.

Мощность гляциолимния – 10–20 м.

Гляциофлювиал (flfl₆) представлен галечниками и песками с гравием и галькой. Распространен в пределах муруктинского ледникового ландшафта, где формирует долинные зандры вдоль рек Чангада, Юкэнг-Сэнэ, Тукалан, Хоймакит, Чопкокто и др. Шурфами с поверхности были вскрыты галечники с песчано-глинистым заполнителем, мощностью до 10 м, залегающие на кровле муруктинской морены или дочетвертичных пород [401].

Наиболее полный разрез гляциофлювиала известен в долине р. Чангада, в 5 км ниже устья ее правого притока – р. Хекчекит-Сяне (точка 8363, номер 43 на карте). На глинистых осадках гляциолимния шестой ступени среднего неоплейстоцена залегают галечники с гравием и мелкими валунами с песчано-глинистым заполнителем коричневого цвета мощностью 2 м. Обломки состоят на 90 % из долеритов, остальное – песчаники, карбонатные породы, аргиллиты и туфы. Выше залегают прослой 6 м косослоистых полимиктовых мелкозернистых серых песков. Верхняя часть разреза представлена галечниками. Общая мощность толщи – до 12 м [401].

Положение гляциофлювиала в разрезе над муруктинской мореной и гляциолимнием, его территориальная привязка к зоне распространения муруктинских ледниковых образований позволяют отнести его к шестой ступени среднего неоплейстоцена.

Видимая мощность гляциофлювиала – до 12 м.

Верхнее звено

Первая ступень

Боярский мариний (mlllbr) введен решением Всесоюзного стратиграфического совещания в 1979 г. в качестве «боярских слоев» [195]. Представлен параллельнослоистыми алевритистыми глинами, алевритами и песками с фауной бореально-арктических видов моллюсков. Отложениями сложена с поверхности плосковолнистая равнина вдоль Хеты и ее притоков – Боярка, Бол. и Мал. Романиха, Сабыда, на абс. отм. от 30 до 50 м. Мариний залегает на северосибирской морене, у северного подножия плато Путорана перекрывается онёкской мореной.

Стратотип, расположенный в 14 км выше устья р. Боярка, правого притока р. Хета (точка 7147, номер 27 на карте), был изучен авторами настоящей записки. В обрыве на левом берегу, где река размывает террасовидную поверхность с абс. отм. около 30 м, наблюдается толща песчано-алевритовых осадков общей видимой мощностью до 17 м. В интервале от 2 до 7 м от уреза реки наблюдается параллельное переслаивание серых сильно слюдистых тонкозернистых песков и темно-серых алевритов. В нижней части мощность песчаных прослоев составляет 0,3 м, вверх по разрезу уменьшается до 10 см. Пески содержат большое количество растительного детрита, внутренняя текстура – восходящая рябь течения. Мощность алевритовых прослоев, напротив, от 2 см в основании пачки увеличивается вверх по разрезу до 15 см. В алевритах также замечены знаки ряби (дюнки). Контакты прослоев резкие, волнистые. В верхней части прослой песков настолько утоняются, что слоистость становится линзовидной, где сизые алевриты драпируют песчаные дюны.

На высоте 6 м от уреза реки на эту ритмичную толщу с резким, облегающим песчаные дюнки контактом, ложится темно-серый глинистый алеврит с песчаными маломощными линзовидными прослоями, не превышающие в мощности 3 см. В алеврите по разнице интенсивности цвета породы слабо читается параллельная слоистость. Вниз по течению реки подошва глинисто-алевритистой части снижается до уреза воды с падением слоев на 120° под углом 10°.

С высоты 11 м от уреза реки вскрываются 2,5 м коричневато-серых и, местами, охристых алевритов и глинистых алевритов с тонкими прослоями по 0,5–1 см светло-серого тонкозернистого песка. В толще рассеяны многочисленные гальки, щебень и редкие валуны до 40 см по длинной оси. Валунки лежат «плашмя», слегка продавливая нижние слойки. Верхние слойки либо примыкают к валунам с боков, либо облегают их. Также в толще множество створок двустворчатых и гастропод, многочисленны субвертикальные следы зарывания моллюсков и илоедов длиной 4–5 см.

У самой бровки обрыва, в интервале около 17–18 м от уреза воды вскрыты 1,5 м хорошо отмытого и сортированного гравия с редкими валунами (до 30–40 см в диаметре) и прослоями среднезернистых песков. Видимая мощность – 1,5 м.

Опорный разрез боярского мариния находится на правом берегу р. Мал. Романиха в 9,1 км выше по течению от ее устья (точка 7131, 2 км к северу от номера 25 на карте). В обрыве высотой около 20 м вскрыта террасовидная поверхность с абс. отм. 40–50 м. В интервале 2,5–4,5 м над урезом реки вскрыты пески и алевриты с параллельной слоистостью. В нижней части – светло-серые среднезернистые пески с восходящей рябью течения (мощность 0,7 м), выше пески становятся тонкопараллельнослоистыми, переходят в серо-бурые с нарушенной текстурами нагрузки слоистостью. В этой части разреза видны развальцованные прослои из более светлого песка. Выше начинается ровное ритмичное параллельное переслаивание коричневых и серых оскольчатых глинистых алевритов мощностью 0,5–5 см и серых мелкозернистых песков мощностью 1–4 см с мельчайшими дюнками до 1 см мощностью. Единичен тонкий 0,5–2 см линзовидный прослой светло-серого среднезернистого песка, состоящий из дюнок.

В интервале 7–12,5 м вскрыты отличные от вышеописанных пески. В нижней части это светло-серые среднезернистые пески с перистой рябью течения, в которых на высоте 8,3 м от уреза реки появляется мультобразная тонкая косая слоистость. Мощность «мульды» в среднем – 20 см, мощность прослоев – от первых мм до 1 см. На высоте 9 м в косослоистых песках сосредоточены округлые и уплощенные окатыши из глины и алевритов диаметром от нескольких мм до 20 см, а также обломки створок раковин. Выше лежат 0,7 м светло-серых массивных среднезернистых песков с рассеянным в них растительным детритом, которые венчаются прослоем 10 см мелких, до 1 см в диаметре, глиняных окатышей. Далее вверх по разрезу в песках появляется восходящая рябь течения, включения глиняной гальки, и с высоты 11 м от уреза воды в песках снова появляется мультобразная и перекрестная косая слоистость. Мощность косых серий – 10–20 см.

На р. Мал. Романиха в 18 км выше устья и близ устья ее левого притока – р. Верх. Сиегеннях (точки 7129 и 7128, номера 25 и 26 на карте) перекрывает пески сиегенняхского эолия боярский мариний, представленный бурыми алевритами со створками моллюсков и гастропод мощностью до 10 м.

На р. Мал. Романиха в 17 км вверх от устья по прямой (точка 159, номер 30 на карте) мелкозернистые пески со створками моллюсков мощностью 2 м залегают на северосибирской морене, перекрываются малороманихинским аллювием и онёкской мореной. Абсолютная отметка кровли боярского мариния в этом обнажении – около 35 м [381].

В породах боярского мариния содержатся преимущественно бореально-арктические виды моллюсков: *Portlandia arctica* Gray, *Yoldia hyperborea* Gould, *Yoldiella intermedia* Sars, *Bathyarca glacialis* Gray, *Similipecten groenlandicus* Sowerby, *Astarte borealis* Schumacher, *Astarte elliptica* Brown, *Astarte montagui* Dillwyn, *Hiatella arctica* Linnaeus, *Macoma calcarea* Gmelin, *Mya truncata* Linnaeus, *Cuspidaria arctica* Sars, *Amauropsis islandica* Gmelin, *Euspira pallida* Broderip et Sowerby, *Cryptonatica affinis* Gmelin, *Colus islandicus* Mohr, *Neptunea heros* Gray, *Cylichnoides densistriata* Leche (определения А. В. Меркульева, ЗИН РАН).

На р. Боярка, в 14 км выше по течению от ее устья в породах боярского мариния Г. В. Степановой (ВНИИОкеангеология) были изучены микропалео-

нтологические остатки: в нижней песчано-алевритистой части разреза из диатомей в отложениях доминируют морские виды и разновидности, в комплексе доминируют *Thalassionema nitzschioides*, планктонный и *Thalassiosira brama Putra* var. *septentrionalis* – эвригалинный полубентосный прибрежный виды. Среди планктонных видов отмечены северные *Porosira glacialis*, *Bacterosira fragilis*, *Synedra kamtschatica* var., споры *Chaetoceros* и бореальные *Actinocyclus divisus*, A. sp. Бентос представлен видами родов *Cocconeis*, *Diploneis* и *Navicula*, встреченными единично. Комплекс диатомей характерен для опресненной литорали морского бассейна с небольшим речным сносом.

В средней алевритистой части разреза определен богатый комплекс диатомей, представленный преимущественно солоноводно-морскими и солоноватоводными, а также пресноводными видами. Всего в образцах определено 44 вида, половина которых – морские и солоноватоводные, другая половина – пресноводные виды. Доминирует в комплексе *Nitzschia punctata* – мезогалоб, широко распространенный в соленых континентальных водоемах, в устьях рек, в опресненных участках морей. Из донных видов наиболее разнообразны (четыре вида) и обильны (в сумме до 26 %) представители рода *Diploneis*, среди которых доминанта – мезогалоб *D. smithii*. Мезогалобом также является *Navicula digitoradiata* и донная *Gyrosigma spenceri*. Здесь возрастает роль морских видов – *Thalassionema nitzschioides*, *Opephora marina*, *Trachineis aspera*. Среди пресноводных необходимо отметить *Fragilaria arcus*, *Diatoma vulgare*, *Synedra ulna*, холодноводные виды рода *Tetracyclus*. В целом доля пресноводных видов в комплексе достаточно велика и составляет 40–50 %. Среди пресноводных не встречены планктонные, которые характерны для крупных водных потоков. На отложения средней части разреза приходится максимум развития солоноватоводных и бореальных диатомей. В верхней части обнажения, сложенной песчаными алевритами, были определены богатые комплексы, содержащие 72 вида и разновидностей морских и солоноватоводных диатомей и 31 таксон пресноводных. Комплекс, несомненно, является морским, пресноводные диатомей в нем малочисленны и менее разнообразны по сравнению с морскими. В целом диатомовый анализ свидетельствует о средней температуре водоема выше, чем в современном Карском море.

Мощность боярского мариния – до 20 м.

Малороманихинский аллювий (allmrm) введен решением Всесоюзного стратиграфического совещания в 1979 г. в качестве «малороманихинских слоев» [195]. Представлен мелко- и среднезернистыми песками, иногда с гравием и прослоями галек с косыми сериями и желобообразной слоистостью в основании. Вложен в боярскую морскую террасу, у северного подножия плато Путорана перекрывается онёкской мореной.

Стратотип, расположенный на правом берегу р. Мал. Романиха в 18 км выше ее устья (точка 7129, номер 25 на карте), был изучен авторами настоящей записки в 2015 г. Аллювиальная толща общей мощностью до 7 м с разывом залегает на глинистых алевритах боярского мариния на высоте 12 м от уреза реки с резким неровным ломано-волнистым контактом без выраженного базального горизонта. Это средне- и мелкозернистые желто- и охристо-серые полимиктовые пески с мелким гравием и крупнозернистыми песками.

Вблизи подошвы встречаются редкие мелкие окатыши глинисто-алевритистого материала. Текстуры представлены параллельно переслаивающимися косыми сериями и серией с восходящей рябью течения, мощность серий – 10–20 см. Палеотечение – против современного течения р. Мал. Романиха. Встречаются единичные желобообразные каналы шириной 0,5 м и мощностью 0,2 м. Мелкая редкая галька приурочена либо к основаниям косых серий, либо к подветренным склонам их слойков. В средней части 6–7 кусков аллохтонного торфа коричневого цвета (примерно 10 × 15 см). Из торфа была получена радиоуглеродная датировка, близкая к запредельной $\geq 46\ 470$. Мощность песков – до 3 м.

Выше лежат параллельно переслаивающиеся серые и темно-серые алевриты и пески. Пески полимиктовые мелкозернистые с перистой рябью течения. Прослой алевритов – от нескольких мм до 10 см, повторяются очень часто, прослой песков мощностью до 0,3 м. Почти вся толща разбита сетью трещин, мелкими и крупными (глубиной до 3 м, шириной в плечах до 2 м) псевдоморфозами по повторно-жильным льдам. В отдельных местах многочисленны каплеобразные текстуры нагрузки длиной до 15 см, шириной до 3 см. Мощность песков – 4 м. Перекрывается аллювий алевритами верхненеоплейстоцен-голоценового золия.

В аналогичной позиции пески и алевриты малороманихинского аллювия были встречены на левом берегу р. Мал. Романиха близ устья р. Верх. Сиегеннях (точка 7128, номер 26 на карте). В разрезах аллювия на Мал. Романихе обнаружен богатый спектр диатомовых водорослей, определенных Л. Г. Пирумовой [101]. Они представлены речными, почвенными и озерно-болотными широко распространенными индифферентными видами (всего встречен один арктический вид).

Еще выше по течению р. Мал. Романиха (точка И-159, номер 30 на карте [381], точка 7125, 3,5 км к северу–северо-западу от номера 30 на карте), аллювий представлен хорошо сортированными темно-серыми полимиктовыми средне- и мелкозернистыми песками с перекрестной косой и желобообразной слоистостью. Глубина желобов – до 20 см, косые серии мощностью до 10 см. В части песков с желобообразной слоистостью рассеяно довольно много растительного детрита, который тончайшими прослоями (от 2 до 10 мм) концентрируется по плоскостям напластования и на подветренных склонах дюн восходящей ряби. Также найдены фрагменты ствола дерева, из которых получены запредельные для радиоуглеродного метода датировки: $\geq 43\ 540$ (ЛУ-8183) и $\geq 43\ 520$ (ЛУ-8199). Пески перекрываются онёкской мореной.

Аллювиальные косослоистые пески и галечники с прослоями алевритов, с растительным детритом и обломками древесины общей мощностью до 15 м были описаны на р. Ледяная (точки А-318, 324, номер 28 на карте) и р. Боярка (точки А-218, 219, номер 31 на карте). Аллювий залегают на размытой поверхности северосибирской морены [381].

На р. Прав. Боярка в 4 км выше устья (точка А-193, номер 33 на карте) аллювиальные пески с растительным детритом и прослоями торфа общей мощностью 6 м залегают на среднеоплейстоценовом гляциофлювиальном галечнике под онёкской мореной [381].

Мощность малороманихинского аллювия – до 15 м.

Чангадский лимний (lillich) выделяется впервые Д. В. Назаровым для обозначения толщи слоистых алевроито-глинистых осадков с растительным детритом, слагающих поверхность центральной части Муруктинской котловины на абс. отм. 200–250 м. В юго-восточном углу площади листа эти осадки залегают с поверхности в долине р. Чангада и ее левого притока – Чопкокото.

Стратотип лимния находится в 17 км к югу от южной рамки листа на левом берегу р. Котуй в 27 км выше по течению от устья левого притока р. Чангада (обнажение Чангадский Яр). Разрез представлен ленточными глинами, переходящими вверх по разрезу в мелкозернистые пески с растительным детритом с текстурой восходящей ряби течения, и глинисто-алевритистыми прослоями, согласно облекающими песчаные. Венчают толщу лимния глинисто-алевритистые ритмиты. Общая мощность толщи – 28 м. По всему разрезу равномерно распределены дисковидные сидеритовые конкреции. В песчаных прослоях (по сравнению с глинистыми) они более мелкие, уплощенные, часто образуются вокруг веточек и растительного детрита. Размеры конкреций из алевритистых прослоев – 5–20 см; из песчаных – 0,5–2 см.

Общий фациальный облик толщи схож с гляциолимнием, перекрывающим муруктинскую морену в долине р. Котуй выше по течению, однако в центральной части Муруктинской котловины в ритмитах содержится большое количество растительного детрита. Органические остатки местами формируют прерывистые прослои в несколько миллиметров мощностью либо образуют отдельные линзы, рассеянные по всему разрезу.

В средней части толщи Г. В. Степановой (ВНИИОкеангеология) была выявлена диатомовая флора, состоящая из 80 пресноводных видов и разновидностей и относящихся к 31 роду отдела *Bacillariophyta*. Все определенные диатомеи относятся к плейстоцен-современным видам, переотложенные палеогеновые диатомеи в образцах не зафиксированы. Доминируют в комплексе виды-обрастатели *Martyiana martyi*, *Synedra ulna*, *Cymbella ventricosa*, *Fragilaria pinnata*, донная *Hantzschia amphioxys*. Наибольшего видового разнообразия достигают представители родов *Navicula* (12 видов) и *Pinnularia* (10 видов), относящиеся к донным видам, однако оценки их обилия невелики, они не относятся к числу доминирующих. Состав диатомового комплекса испытывает по разрезу незначительные колебания. По типам местообитания в диатомовом комплексе преобладают обрастатели – до 65 %, донные диатомеи достигают 50 %, меньше всего планктонных видов – до 14 %. По географическому распространению большинство определенных в образцах диатомей относятся к видам – космополитам, в их числе доминанты *Synedra ulna* и *Cymbella ventricosa*. Количество космополитов меняется по разрезу незначительно. По всему разрезу количество бореальных видов выше, чем количество холодноводных.

Выявленные в осадках комплексы диатомей, по мнению Г. В. Степановой, отражают условия формирования отложений, характерные для прибрежной части межледникового озерного водоема со слабощелочной реакцией воды. В ходе своего существования бассейн проходил периоды расширения, увеличения глубины и обмеления. Сокращение (обмеление) бассейна сопровождалось увеличением количества видов диатомей-обрастателей, что говорит о

зарастании водоема высшими растениями. В это время также наблюдается падение численности алкалифилов и увеличение ацидофилов, что характеризует некоторое уменьшение щелочности бассейна. Увеличение глубины водоема сопровождалось ростом количества донных и планктонных видов диатомей. Увеличение глубины (расширение) водоема происходило в периоды относительного потепления – соответствующие осадки содержат минимальное количество холодноводных видов.

На территории листа рассматриваемые отложения слагают террасовидную поверхность с абс. отм. от 200 до 240 м в низовьях р. Чангада и ее притока – Чопкокто. В нижнем течении р. Ломой-Холомолох – левого притока р. Чангада, в 10 км от устья над кровлей муруктинской морены в обрыве наблюдается 10 м ритмично слоистых глин и тонкозернистых песков. По разрезу равномерно распределены уплощенные известковистые конкреции [20].

В скв. Ф-1 на оз. Оспа (46 на карте) под голоценовыми озерно-болотными образованиями на кровле кресбиранского гляциолимния вскрыты переслаивающиеся глинистые пески и глины с линзами льда и прослоями торфа. Общая мощность толщи – 4,5 м [20].

Мощность чангадского лимния – до 10 м.

Чайкинский лимний (*lilchik*) выделен В. С. Скундиным при геологосъемочных работах как чайкинские слои, под таким же названием включен в Унифицированную стратиграфическую схему четвертичных отложений Средней Сибири [195]. Представлен песками и алевритами с параллельной слоистостью, с большим количеством намывного растительного детрита. Отложения слагают с поверхности плосковолнистую равнину с абс. отм. 30–50 м, ограниченную Сампесинской и Урдахской краевыми грядами. Залегают на северосибирской морене, перекрываются верхнеплейстоцено-голоценовыми эоловыми песками и современными озерно-болотными отложениями.

Стратотип расположен на левом берегу р. Боганида в 12 км к востоку от оз. Чайкино (точка Р-125, номер 12 на карте). В основании разреза находится пласт торфа мощностью до 3 м. Выше залегают 6-метровая пачка темно-серых мелкозернистых песков с линзами и прослоями алеврита мощностью менее 1 см. Еще выше наблюдается алеврит темно-серый с параллельной тонкой слоистостью, с прослоями пелитоморфного органического вещества, общей мощностью до 3 м. Венчается разрез 5-метровой пачкой темно-серого глинистого песка с тонкой горизонтальной и волнистой слоистостью, с прослоями пелитоморфного органического вещества. Слоистость тонкая, мощность слоев – менее 1 см. В средней части пачки встречен прослой торфа мощностью 0,2 м. Общая видимая мощность лимния в обнажении – 17 м, абсолютная высота кровли – около 45 м [381].

Менее чем в 1 км от точки Р-125 была пробурена скв. 6 (номер 13 на карте). В ней под аллювием современной поймы вскрыты 6 м слоистых мелкозернистых песков с прослоями пелитоморфного органического вещества, залегающих на глинистом диамиктоне северосибирской морены. Подошва лимния в скважине зафиксирована на абс. отм. 21 м [381].

Выше по течению р. Боганида, в 0,5 км от подножия моренной гряды, являвшейся «берегом» чайкинского озера, в скв. 7 (номер 7 на карте) поверх

кровли северосибирской морены вскрыто 8 м озерных алевритистых песков [381].

Спорово-пыльцевые спектры из чайкинского лимния характеризуются преобладанием пыльцы кустарниковой растительности и осок, пыльца древесных – ели, березы, сосны присутствует в незначительном количестве, отмечены споры папоротников и плаунов таежных видов (определение М. В. Никольской). Такой набор спорово-пыльцевого спектра может характеризовать растительность климатического оптимума межледниковья – климат теплее современного, природная зона кустарниковой тундры с лесной растительностью по долинам рек.

Диатомовая флора пресноводная, представлена бентосными и планктонными формами (определение М. Н. Суворовой) [381].

Мощность лимния – до 20 м.

Вторая ступень

Онёкская морена (*glllok*) выделена Л. Л. Исаевой и др. [100] как ледниковые образования, слагающие конечные морены последнего «сартанского» плейстоценового оледенения. Онёкские конечные морены Среднесибирского плоскогорья не образуют единой системы и распадаются на отдельные формы, окаймляющие плато Путорана и Анабарское плато.

На территории листа в пределах плато Путорана, онёкская морена представлена валунно-галечно-гравийным диамиктоном с песчаным и глинистым заполнителем. Диамиктон прерывистым чехлом выстилает днища троговых долин, занятых современными реками Котуй, Курейка, Аякли, Себяки, Прав. Боярка и др. В большинстве случаев это беспорядочное нагромождение в виде холмов и гряд, обычно ориентированных вдоль долины, в которых крупнообломочный материал плохо сортирован и слабо окатан, состоит преимущественно из вулканогенных пород плато Путорана. Также встречаются гряды и холмы конечных морен, иногда приобретающие вид цепи холмов, перегораживающих долины, как в северо-восточном конце оз. Баселак [281]. Мощность морены достигает 30 м в понижениях коренного ложа, на склонах составляет не более 5 м [322].

В северной части плато Путорана, в троговой долине в пределах низкого траппового плато, на левом берегу р. Бол. Романиха близ устья р. Легаки (точка 1140, номер 34 на карте), онёкская морена представлена зеленовато-серым глинистым диамиктоном с многочисленными обломками долеритов, мощностью до 5 м. Залегает морена на коренных породах [353].

У северного подножия плато Путорана наблюдается ряд онёкских краевых моренных комплексов, хорошо выраженных в рельефе, протянувшихся от западной рамки площади листа до долины р. Бол. Романиха. В плане они полукруглой формы, выпуклой стороной обращены на север. Внешний край моренных амфитеатров подчеркнут насыпными грядами шириной от 2 до 15 км, относительной высотой до 80 м, что указывает на мощность морены. Во внутренней части рельеф представлен холмами и мелкими грядками, перемежающимися гляциокарстовыми озерами. Центральная холмистая часть

моренных амфитеатров сложена песчано-алевритистым диамиктоном с галькой и валунами до 2 м в поперечнике. Краевые насыпные гряды сложены валунным диамиктоном с крупнопесчаным заполнителем [101].

Опорный разрез (И-159, номер 30 на карте) находится на правом берегу р. Мал. Романиха в 17 км от ее устья по прямой. Морена представлена массивным серо-коричневым глинистым диамиктоном с большим количеством гальки, щебня и валунов пород трапповой формации, из которых некоторые валуны имеют ледниковую штриховку. Диамиктон здесь залегает на морских боярских и аллювиальных малороманихинских песках первой ступени верхнего неоплейстоцена, его подошва чрезвычайно неровна, а мощность неравномерна. Так, в направлении к плато мощность увеличивается до десятков метров, а к северу – уменьшается до 1 м [381].

На правом берегу р. Прав. Боярка (точка А-193, номер 33 на карте) коричневый глинистый диамиктон с обломочным материалом пород южной трапповой провинции, видимой мощностью 2 м залегает на песках с растительным детритом – малороманихинском аллювии.

В восточной части площади листа, где троговые долины выходят за пределы высокого траппового плато, наблюдается несколько конечно-моренных комплексов. Самый северный из них расположен западнее оз. Баселак, в верховьях р. Амбардах. Южнее несколько конечно-моренных комплексов сливаются, образуя единый массив от р. Кунтыкахи на севере до р. Прав. Рубашка на юге. В пределах этого моренного комплекса наблюдаются краевые дугообразные насыпные гряды, ориентированные на восток, северо-восток и юго-восток. С проксимальной стороны гряд нередко располагаются вогнутые депрессии, занятые озерами. Кроме краевых гряд наблюдаются мелкие моренные холмы и неориентированные гряды.

Разрез конечно-моренной гряды описан на р. Чангада ниже устья р. Бираякан (точка 2117, номер 38 на карте). Морена представлена валунно-галечным диамиктоном с глинистым заполнителем. Содержание обломочного материала достигает 60 %, преобладают долериты и базальты. Относительная высота гряды составляет 40 м, что определяет мощность морены. Непосредственно к югу к дистальному склону гряды примыкают песчано-гравийно-галечные отложения флювиогляциала второй ступени верхнего неоплейстоцена [401].

Перекрывается онёкская морена более молодыми флювиогляциальными, лимногляциальными и аллювиальными осадками.

На листе R-46 в пределах плато Путорана показана граница мелколамского оледенения четвертой ступени позднего неоплейстоцена, доходящая до рамки листа R-47. Авторы настоящей записки не располагают данными, позволяющими провести эту границу в пределах листа R-47.

Мощность морены – до 80 м.

Г л я ц и о л и м н и й ($lglll_2$) представлен тонкослоистыми глинами, алевритами и песками. Приурочен к замкнутым депрессиям в пределах распространения онёкской морены на различных гипсометрических уровнях.

В пределах троговой долины, занятой р. Нерангда-Сене, в 4,2 км выше от устья р. Учугей-Юрях (номер 37 на карте) на абс. отм. около 700 м описан разрез ритмичнослоистых алевритистых глин мощностью до 12 м [108].

В троговой долине р. Дагалдын в 10 км от устья (точка 1182, номер 44 на карте) описан разрез ленточных глин общей мощностью 25 м. Абсолютная высота поверхности – около 450 м [324].

В долине р. Мирюка – левого притока Маймечи, в 23 км от устья по прямой (номер 35 на карте), в пределах озерно-ледниковой депрессии, примыкающей к проксимальному склону краевой моренной гряды, описан разрез ритмичнослоистых алевритистых глин, вверх по разрезу сменяющихся глинистыми песками с гравием. Общая мощность толщи – 29 м, абсолютная высота кровли – около 570 м [108].

В северной части территории листа севернее онёкских моренных амфитеатров озерно-ледниковых отложений не обнаружено, за исключением небольших локальных вложек, примыкающих непосредственно к дистальным склонам краевых гряд. Это говорит об отсутствии обширного приледникового водоема в эпоху онёкского оледенения.

Мощность гляциолимния – до 29 м.

Г л я ц и о ф л ю в и а л (f_{III_2}) представлен галечниками, гравийниками и песками.

Гляциофлювиальные отложения второй ступени верхнего неоплейстоцена территориально привязаны к онёкским моренам, где формируют небольшие по площади волнистые поверхности или долинные зандры, вложенные в гляциокарстовый ландшафт, а также выходящие за пределы краевых образований онёкского оледенения.

У северного подножия плато Путорана можно наблюдать также шлейфы гляциофлювиальных отложений шириной не более 5 км, прислоненные к дистальным склонам краевых моренных гряд. На р. Ледяная у подножия гряды такой шлейф сложен несортированным хорошоокатанным песчано-галечно-валунным материалом, преимущественно траппового состава, общей мощностью около 10 м. Валунуны здесь достигают размера 0,5 м в диаметре, преобладают 0,2–0,3 м [381].

На р. Лев. Боярка в 0,5 км выше устья (точка А-203, номер 32 на карте) в 1 км к северу от подножия краевой онёкской гряды отложения долинного зандра, представленные косослоистыми грубозернистыми песками с галькой и единичными валунами общей мощностью до 6 м залегают на кровле среднеплейстоценовой северосибирской морены [381]. Аналогичные отложения были описаны авторами настоящей записки в обнажениях на р. Мал. Романиха (точки 7124–7126, между номерами 26 и 30 на карте).

В долине р. Чангада, ниже устья р. Бираякан (точка 2117, номер 38 на карте) описан разрез долинного зандра, прислоненного к дистальному склону краевой моренной гряды. Гляциофлювиал представлен 10-метровой толщиной косослоистых галечников с прослоями грубозернистого песка с гравием и галькой [401].

В пределах высокого плато долинные зандры вложены в онёкские морены в троговых долинах. Представлены песчано-гравийно-галечным плохосортированным материалом мощностью до 12 м (р. Люксина, точка Е-17, номер 39 на карте) [322].

На р. Маймеча, в 4 км выше по течению от устья р. Янгыса (номер 36 на карте) описана толща песчано-гравийно-галечных отложений мощностью до 15 м, представляющая разрез долинного зандра внутри онёкских морен [108].

От внешнего края онёкских морен прослеживаются каналы стока талых ледниковых вод – пологовогнутые долины шириной от 500 м до 1 км, редко до 3 км, подчеркнутые цепочками озер и современными мелкими водотоками. Они сложены с поверхности среднезернистыми песками с галькой мощностью от 1 до 7 м [108].

Максимальная мощность гляциофлювиала составляет 15 м.

Третья ступень

Аллювий второй надпойменной террасы ($\alpha^2\text{III}_3$) представлен песками и алевритами с псевдоморфозами по ПЖЛ. Аллювий слагает вторую надпойменную террасу с относительной высотой 18–25 м. Вторая аллювиальная терраса достоверно установлена на крупных реках района – Хета, Боярка, Бол. Романиха и Боганида.

Наиболее представительное обнажение расположено в среднем течении р. Хета. Здесь нижняя часть аллювия сложена средне- и крупнозернистыми хорошо сортированными светло-серыми песками с косой мультислойной и желобообразной слоистостью. Мощность отдельных серий не превышает 0,7–1,0 м. Углы падения слоевых швов, которые несогласно срезают друг друга, меняются от 0 до 12–20°, а направление падения слоев может меняться по простиранию вплоть до противоположенного. Часто к косым сериям приурочено значительное количество намывного войлока.

Вверх по разрезу косослойные пески переходят в параллельнослоистые мелко- и среднезернистые пески и алевриты. Они ритмично переслаиваются через 1–15 см. Каждый ритм начинается с песчаного прослоя с нередко высоким содержанием растительного детрита (до 80 %). В песках наблюдается либо пологая восходящая рябь, либо мелкомасштабная лингоидная рябь течения. Местами песчаные прослои полностью замещаются параллельнослоистыми темно-коричневыми слоями растительного детрита. Пески облекаются слабоволнистыми массивными прослоями глинистых алевритов мощностью до первых сантиметров, в которых иногда заметна тонкая градиционная слоистость. Мощность прослоев песков иногда увеличивается, глинистая составляющая исчезает, а количество растительного детрита заметно снижается. Мощность отдельных ритмов возрастает вместе с увеличением масштаба осадочных текстур. Прослои сизо-серых мелкозернистых песков со смещенной восходящей рябью мощностью до 0,5–0,6 м переходят вверх по разрезу в прослои параллельнослоистых светло-серых песков мощностью 0,1–0,2 м и затем снова в пески с восходящей рябью.

На р. Бол. Романиха в 11 км выше по течению от места ее соединения с протокой Гагарья Курья в обрыве обнаружены серые и желто-серые средне- и мелкозернистые хорошо сортированные пески с косыми сериями до нескольких дециметров мощностью. В нижней, видимой части серий наблюдаются редкие створки двустворчатых и их обломки. Верхняя треть разреза в обна-

жении сложена параллельнослоистыми песками и алевритами с псевдоморфозами по ПЖЛ без видимых текстур водноосадочной природы. Формирование аллювиальной террасы завершили покровные пески золотого происхождения.

На правом берегу протоки Боярская, принадлежащей р. Хета, в 9 км ниже по течению от устья ее правого притока – р. Сахыр, в 12-метровом обрыве вскрыты фации пойменного аллювия. Это темно-, коричневато- и охристо-серые средне- и крупнозернистые параллельнослоистые пески с рассеянным растительным детритом и большим количеством мелких кусочков веточек или корней по 0,2–0,3 см. Мощность прослоев не превышает первых сантиметров. Контакты между прослоями резкие волнистые, с текстурами, напоминающими текстуры нагрузки, местами пламевидные. Во многих прослоях видна нормальная градационная слоистость: нижняя часть – светло-серый кварцевый, преимущественно средне- и крупнозернистый песок. Верхняя часть – черно-серый средне- и мелкозернистый песок, вместе эти слойки формируют подобие ленточной слоистости. В самой верхней части разреза, вблизи бровки многочисленны псевдоморфозы ПЖЛ толщиной не более 10–20 см и глубиной до 3 м. Мелкие псевдоморфозы по грунтовым жилам встречаются практически по всему разрезу, их глубина не превышает первых десятков см. Псевдоморфозы по ПЖЛ являются характерным признаком аллювия второй террасы и могут достигать поперечных размеров в первые метры, а вглубь уходить до 5 м и более. Значительные вертикальные размеры псевдоморфоз по ПЖЛ свидетельствуют о сингенетических ледяных жилах, по которым они были заложены. Образование последних невозможно на дне моря и в прибрежных морских условиях.

На левом берегу р. Хета, в 12,6 км ниже по течению от устья ее правого притока – р. Бол. Романиха с абс. отм. 20 м вскрыты косые серии светло-серых со следами ожелезнения средне- и крупнозернистых полимиктовых песков. Мощность серий – 0,2–0,4 м, расстояние между косыми слойками в сериях – до 2 см, местами, в приподошвенной части серии и между слойками концентрируется растительный детрит. Между косыми сериями отмечено два прослоя песков с восходящей рябью. Выше залегают светло-серые полимиктовые среднезернистые пески с перистой рябью, единичным косослоистым прослоем, мощностью 0,2–0,3 м и несколькими маломощными линзами-желобками более светлого, хорошо отмытого песка. В верхних 0,6 м толщи наблюдается сильное ожелезнение – те же пески, но уже от охристых до рыжих цветов. Здесь же находится коричневый прослой алеврита, насыщенного растительным детритом мощностью до 0,2 м, из которого получены даты с радиоуглеродным возрастом $39\,990 \pm 1450$ (ЛУ-8193) и $\geq 44\,960$ (ЛУ-8195). Прослой сильно развальцован на подковообразные и грибовидные части и в целом полого выгибается вверх, и сильно напоминая разрез современного деятельного слоя. Мощность песков – 9,5 м.

Из аллювия второй надпойменной террасы на соседних листах к западу по нашим сборам получены радиоуглеродные возрасты $46\,130 \pm 1810$ (ЛУ-7707), $45\,970 \pm 1430$ (ЛУ-7776), $45\,780 \pm 1770$ (ЛУ-7754), $41\,910 \pm 910$ (ЛУ-7775) и $39\,080 \pm 1030$ (ЛУ-7708) лет. Датировались прослой торфа и намывного рас-

тительного войлока из пойменных фаций, а также крупные бревна из руслового аллювия.

На р. Чангада в 8 км ниже устья р. Хекчекит-Сяне с высоты около 3 м залегают галечники с песчано-гравийным, слабглинистым заполнителем мощностью 6,5 м. Гальки окатаны хорошо, преобладающий размер – 3–6 см. В составе около 70 % траппов и 18 % карбонатных пород, остальное – песчаники, туфы, кремни и халцедон. Гравийная примесь в породе составляет около 40 %, окатанность средняя, большую роль в составе играют осадочные породы, среди которых преобладают карбонатные. Песчаная фракция представлена разномасштабными полимиктовыми, слегка глинистыми песками, состоящими из обломков трапповых и осадочных пород, кварца, слюды, полевых шпатов. Также присутствуют пирит, циркон, титанит, апатит, пироксен, ильменит, оливин, лимонит, турмалин, гранат, магнетит [401].

В среднем течении р. Маймеча близ устья р. Ниж. Далбыха наблюдается вторая терраса, вырезанная в кембрийских известняках. Но мощность аллювия здесь не превышает первых метров.

Вторая аллювиальная терраса вложена во все вышеописанные ледниковые и морские образования. Перекрывается аллювий второй террасы лишь чехлом субаэрального комплекса преимущественно эолового происхождения.

Характерный набор фаций, растительные остатки и криогенные структуры позволяют безошибочно идентифицировать аллювий второй надпойменной террасы по всему северу Западной и Средней Сибири, от побережий Байдарской губы на Югорском полуострове до бассейна р. Хета в Северо-Сибирской низменности. Мощность аллювия достигает 12 м.

ГОЛОЦЕН

Аллювий поймы (аН) присутствует во всех водотоках, за исключением относительно коротких порожисто-водопадных участков узких скальных теснин. На карте как самостоятельное подразделение показан только по крупным и средним рекам, в остальных случаях объединен с отложениями первой надпойменной террасы. Строение аллювия различно, главным образом это зависит от гидрологического режима рек и размываемых ими отложений. В Северо-Сибирской низменности аллювий представлен в основном мелкозернистыми разностями от песков до глинистых алевритов и илов с многочисленными торфянистыми прослоями. На участках размыва ледниковых отложений появляются перлювиальные фации – валуны, галька, гравий. Русловые фации представлены полимиктовыми песками, гравийно-галечным материалом и валунами близ плато Путорана. В пределах плато Путорана преобладают крупнообломочные разности – валуны, галька и гравий с песчаным заполнителем. Здесь же аллювий не отражен в масштабе карты, пойменные террасы разрознены и имеют неширокое распространение.

Общая мощность аллювия на мелких реках – 1–3 м, на крупных – до 6–8 м.

НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ ВЕРХНЕОПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Эолий (VIII₃-Н) представлен параллельнослоистыми палевыми, светло-серыми и желто-серыми песками и алевритами без признаков водной седиментации, с ПЖЛ, морозобойными трещинами. Он плащеобразно залегают на всех плейстоценовых образованиях. Прослой мощностью от нескольких мм до первых см, слабоволнистые, прерывистые с резкими контактами без постепенных переходов и без выраженной градационной слоистости. Часто встречаются по несколько горизонтов погребенных тундрово-глеевых почв мощностью не более 10–20 см. Многочисленны рассеянные пятна железнения по ископаемым корнеходам.

Опорный разрез был изучен авторами настоящей записки на левом берегу р. Хета в 12,6 км ниже по течению от устья ее правого притока р. Бол. Романиха (точка 7149, номер 19 на карте). Эоловая толща мощностью до 3 м венчает разрез аллювиальной террасы. На кровлю аллювия с неровным четким фестоноподобным контактом на абс. выс. 26 м ложатся параллельно переслаивающиеся пески и алевриты. Цвет песков и алевритов – от охристого до коричневого. Пески в основном мелкозернистые, среднезернистых меньше, и, как правило, их прослой более светлого цвета. Слоистость неровная волнистая и линзовидная, повсеместно нарушена пламевидными текстурами нагрузки и большим количеством клиновидных трещин, длиной всего от нескольких сантиметров до 0,4 м. Более длинные трещины наблюдаются в верхней части толщи. Также, в верхней части есть три алевритистых темных прослоя, насыщенных растительным детритом и клиновидными трещинами. В самом верхнем прослое, на высоте около 15 м от уреза реки наблюдается также полное нарушение текстур слоистости дугообразными и валикоподобными образованиями. Над этим же прослоем в соседней расчистке обнаружен тонкозернистый, немного пылеватый массивный песок с многочисленными ожелезненными корнеходами и мелким рассеянным растительным детритом, вероятно, остатками корней. Эти корнеходы рассеяны по всей толще.

На р. Боярка в 24 км выше по течению от ее устья (точки 7145–7146, номер 29 на карте) обнаружены сходные с вышеописанными песчано-алевритовые отложения, залегающие на осадках боярского мариния и малороманихинского аллювия. Мощность эолия, облегающего неровную кровлю подстилающих осадков, изменяется вдоль обнажения от 5 до 10 м. Для всей эоловой толщи в этом разрезе характерно наличие псевдоморфоз по ПЖЛ глубиной более 4 м и шириной в плечах 0,6–0,8 м, но в верхней части их больше. Характерно также наличие внутриформационных четких контактов, когда вышележащими осадками по ровной линии «срезаются» нижележащие. Примечательными в разрезе являются горбы, сформировавшиеся в местах скопления остатков растений или их корней, в высоту до 30 см и 40 см протяженностью. Один склон у них более крутой, другой более пологий и протяженный, вероятно, это – погребенные холмики-косы, образовывавшиеся в ветровой тени за кустами.

На правом берегу р. Сабыда в 4 км вниз по течению от р. Баттагай (точка В-142, номер 11 на карте) эоловые пески и алевриты с невыдержанной волни-

стой слоистостью, с линзами и прослоями растительного детрита, общей мощностью около 8 м залегают на коренных породах [402].

Максимальные мощности эолия – до 10 м – отмечены на речных террасах, а также в местах прислонения субгоризонтальных озерных и морских террасовидных поверхностей к склонам водораздельных возвышенностей. На водоразделах мощность эоловых образований не превышает 4–6 м.

Ввиду небольшой мощности, практически повсеместного распространения и во избежание информационной перегрузки, эоловые образования показаны на карте фрагментарно.

Л и м н о - п а л ю с т р и й (l,plIII-H). Эти отложения мелких озерков и болот на террасах крупных рек и на ледниковых равнинах большей частью выполняют многочисленные термокарстовые впадины глубиной в первые метры. Широко распространены на поверхности морской равнины в бассейне р. Хета и на древней озерной равнине вдоль долины р. Боганида. Здесь они приурочены к крупным аласам и побережьям больших термокарстовых озер. Сложены торфом, илами, глинами, алевритами, песками. Мощность озерно-болотных образований – до 8 м.

Л и м н и й (III-H). Алевриты, глины и илы мощностью до 5 м большей частью показаны на карте на водоразделах Северо-Сибирской низменности, где приурочены к полям развития гляциокарстовых и термокарстовых озер.

А л л ю в и й п е р в о й н а д п о й м е н н о й т е р р а с ы (α III-H). Первая терраса уверенно выделяется практически во всех более или менее значимых водотоках Северо-Сибирской низменности и долины р. Хета. В Среднесибирской СФО первая терраса показана только в долине рек Маймеча и Чангада. Состав аллювиальных отложений меняется от песчано-гравийно-галечного материала с примесью валунов в горах до песков, алевритов и глин на равнине. Высота первой надпойменной террасы варьирует в широких пределах, но редко превышает 7–10 м над урезом.

Из растительного детрита в разрезе первой террасы р. Хета в 21 км вверх по течению от устья р. Бол. Романиха (точка 7134) была получена радиоуглеродная датировка $10\ 730 \pm 120$ лет.

Мощность – до 2–4 м на малых реках и до 6–10 м на крупных.

Д е л ю в и й и с о л и ф л ю к с и й (d,sIII-H). Алевриты с дресвой и щебнем приурочены к пологим склонам с алевритистыми отложениями, где залегают в виде шлейфов, выклинивающихся вверх по склону. Состав целиком зависит от подстилающих пород. Наблюдается уменьшение размеров обломочного материала вниз по склону и параллельная ему слабоволнистая прерывистая слоистость. В нижних частях склонов, где преобладают мелкозернистые разности, появляются солифлюкционные террасы и делли. Мощность – до 10 м.

К о л л ю в и й и д е с е р п ц и й (c,drIII-H). Отломники и щебень распространены преимущественно на плато Путорана, приурочены к участкам наиболее расчлененного рельефа – крутым склонам долин, в особенности к их подножиям. Мощность – до 10 м.

Э л ю в и й и д е с е р п ц и й (e,drIII-H). Отломники, щебенчато-отломниковые россыпи, алевриты с отломами и щебнем. Образования покрывают площадом плоские водораздельные пространства и пологие слаборасчлененные

склоны. Петрографический состав обломочного материала близок к подстилающим породам. Мощность – 1–5 м.

Элювий (eIII-H). Отломники, щебень, дресвяники, алевроиты с отломами и щебнем. Элювий распространен на плоских субгоризонтальных водораздельных возвышенностях и останцах. Состав образований целиком зависит от состава подстилающих пород. Сортировка и окатанность полностью отсутствуют. Основным природным процессом, под воздействием которого образуется элювий, является морозное выветривание. В результате выноса мелкозема ветром, дождевыми и талыми водами на поверхности обычно залегают отломы и щебень. Мощность элювия – до 2–2,5 м.

ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

Территория листа R-47 отличается широким развитием разнообразного по составу и формам проявления интрузивного и эффузивного магматизма, проявившегося исключительно в триасе. Формирование нижнетриасовой вулканогенной толщи сопровождалось становлением многочисленных гипабиссальных интрузий, характеризующихся широким диапазоном состава. На рассматриваемой территории представлены производные базитовой (толеит-базальтовой/толеит-долеритовой и троктолит-долеритовой), субщелочной базитовой (трахибазальтовой/трахидолеритовой), дунит-клинопироксенитовой, пикрит-меланефелинитовой, пикрит-меймечитовой, ийолит-карбонатитовой и кимберлитовой магматических формаций [24, 31, 38, 39, 49, 96, 126, 140 и др.].

Большинство разноформационных интрузивных комплексов локализовано в Маймеча-Котуйской СФЗ, которая на территории листа R-47 относится к восточному продолжению Норильско-Дельканской рифтогенной зоны и т. н. Маймеча-Котуйской провинции, отвечающей зоне высокой проницаемости, связанной с Байкало-Таймырским линеаментом фундамента платформы. Горизонтами внедрения интрузий являются как палеозойские терригенно-карбонатные отложения, так и нижнетриасовая вулканогенная толща. В Аяно-Верхнекотуйской СФЗ представлены лишь недифференцированные и слабо дифференцированные интрузии долеритов.

Морфология большинства известных на территории площадей интрузивных тел субпластовая; это в основном простые и состоящие из множества сближенных тел силлы, а также лентовидные хонолиты, реже встречаются дайки и штоки.

Проблемы типизации базитов и ультрабазитов севера Тунгусской синеклизы и Маймеча-Котуйской зоны детально рассматривались многими исследователями (Ю. М. Шейнманн, Е. Л. Бутакова, Л. С. Егоров, Н. С. Малич, Г. Н. Старицына, Ю. И. Томановская, Н. П. Сурина, Е. В. Туганова, В. Н. Егоров, В. А. Федоренко и многие другие). Традиционные представления о последовательности магматической деятельности при становлении трапповой формации в пределах Сибирской платформы предполагали выделение пяти фаз внедрения [52, 113, 126, 332, и др.]. Различные типы интрузий, выделенные по минеральному и химическому составам, степени дифференцированности, рудоносности, особенностям внутреннего строения и залегания и представляющие собой фациальные типы дифференциации базальтовых рас-

плавов приурочены к какой-либо из фаз. В частности на восточном борту Тунгусской синеклизы выделялись [52] последовательно формировавшиеся интрузии бираяканского (палагонитовые и пегматоидные габбродолериты, толеитовые долериты), амбардахского (габбродолериты и толеитовые долериты), ханарского (дифференцированные от пикродолеритов до кварцевых долеритов гипабиссальные интрузии), баханайского (габбродолериты и кварцевые габбродолериты и долериты), далдыканского (габбродолериты и оливиновые долериты повышенной железистости), авамского (кварцсодержащие габбродолериты) и хетского (трахидолериты и умереннощелочные лампрофиры среднего состава) типов. Все интрузии повышенной щелочности, кроме трахидолеритов и редких кимберлитов, были отнесены к гулинскому комплексу щелочно-ультраосновных пород [52]. Сходство базитов различных типов по составу и отсутствие в большинстве случаев возможности установить их возрастные соотношения обусловили дальнейшее изменение подобных схем, сводившееся к выделению магматических комплексов. Упомянутые схемы легли в основу расчленения интрузивных образований севера Сибирской платформы, которое и принято в Норильской СЛ-1000. При этом определенным типам интрузий был придан ранг комплекса. В результате на территории листа R-47 выделяют 12 интрузивных комплексов, при этом практически все они отнесены к раннему триасу, но возрастная последовательность их формирования остается дискуссионной. В силу этого, в основу расчленения интрузивных образований положен структурно-формационный принцип, с учетом петрогеохимических особенностей, степени дифференцированности, рудоносности, особенностей внутреннего строения и залегания тех или иных интрузивных тел.

Наиболее распространенные на рассматриваемой территории интрузии базитовой (толеит-долеритовой) формации, приуроченные главным образом к зоне сочленения Тунгусской синеклизы и Анабаро-Оленёкской антеклизы и залегающие преимущественно в палеозойских породах и в наиболее нижней части вулканогенной толщи, отнесены к катангскому (недифференцированные и слабодифференцированные интрузии) или к карамскому (дифференцированные интрузии, несущие сульфидное оруденение) комплексам, которые в целом соответствуют по основным параметрам состава и строения оганерскому и курейскому комплексам Норильско-Хараелахской зоны. Развитые по северной периферии Сибирской платформы (в т. н. Норильско-Дельканском перикратонном прогибе) интрузии отнесены к далдыканскому (преимущественно феррогаббродолериты), авамскому (преимущественно трахидолериты) и каменскому (щелочно-ультраосновные породы, монцитониты и сиениты) комплексам, выделенным на сопредельной с запада территории и характеризующим заключительную фазу базитового магматизма.

Широко представленные в Маймеча-Котуйской СФЗ щелочно-ультраосновные интрузивные массивы относятся к гулинскому клинопироксенит-дунитовому и маймеча-котуйскому ийолит-карбонатитовому комплексам. Кроме того, выделяются маймечинский и дельканский субвулканические комплексы, комагматичные одноименным эффузивным свитам и описанные соответственно в гл. «Стратиграфия». Интрузивные образования дельканского пикрит-меланефелинитового комплекса, выделенного Л. С. Егоровым в

1974 г. и включенного ранее в Норильскую СЛ-1000 [344], на подготовленном комплекте не показаны, поскольку представляют собой серию даек до 3 м мощностью, прослеженных менее чем на 2 км, так что отобразить его в масштабе карты не представляется возможным. Описания этих образований дается вместе с комагматичной им дельканской свитой.

К наиболее молодым интрузивным образованиям, отнесенным по косвенным соображениям к послераннетриасовому времени, относятся локально развитые специфичные по составу и строению интрузивных тел усть-дельканский лампрофировый и далбыхский кимберлитовый комплексы.

В подготовленном комплекте впервые введен в Норильскую СЛ-1000 раннетриасовый контайский комплекс монцогаббро-монциодiorитовый, выявленный в 2000 г. в ходе геологосъемочных работ под четвертичными и юрско-меловым отложениями Енисей-Хатангского прогиба.

Катангский долеритовый комплекс гипабиссальный ($\beta T_1 kt$) наиболее распространен среди раннетриасовых интрузий основного состава на площади листа R-47. Комплекс выделен М. Л. Лурье, В. Л. Масайтисом и Л. А. Полуниной [126] на р. Катанга (бассейн р. Подкаменная Тунгуска). Он включает в себя недифференцированные и слабодифференцированные гипабиссальные интрузии толеит-долеритовой формации, формирование которых связано с последовательным накоплением монотонной толщи раннетриасовых вулканитов.

На площади листа R-47 интрузии катангского комплекса развиты главным образом вдоль северо-восточного борта Тунгусской синеклизы в Аяно-Верхнекотуйской СФЗ и в северо-западной части Маймечя-Котуйской СФЗ. Основная магмоконтролирующая роль принадлежит системам разрывных нарушений северо-западного и север-северо-восточного простирания, однако локальная приуроченность недифференцированных тел базитов к субширотным и восток-северо-восточным разрывам указывает на формирование тел, относимых к катангскому комплексу на относительно поздних этапах магматической активности в регионе. Дайки частично или полностью залечивают протяженные разломы, по которым участками отмечаются смещения от нескольких метров до нескольких сот метров.

По морфологии интрузии комплекса представлены дайками мощностью от первых метров до 50 м и протяженностью до 20 км, силлами мощностью до 200 м и более, штоками до 5 км в поперечнике и телами сложной лополитообразной формы до 200–400 м мощностью и до 10–20 км в поперечнике. Субпластовые и сложной формы тела существенно преобладают, составляя более 95 % объема катангского комплекса. Характерной особенностью силлов является их значительная протяженность (десятки километров); наиболее крупная пластовая интрузия, залегающая в пермских отложениях бассейна верхнего течения р. Прав. Боярка, охватывает площадь до 2500 км².

Подавляющее большинство интрузий и наиболее мощные пологосекущие тела залегают в верхнепалеозойских угленосных терригенных отложениях, особенно в межформационной плоскости терригенных пород карбона и перми, где суммарная мощность долеритовых тел может достигать 190–220 м. В отложениях ордовика и силура силлы долеритов имеют мощность от 5–10 до 50–80 м, тогда как в кембрийских породах отмечены лишь крутопадающие

дайки значительной протяженности, при этом их ориентировка преимущественно юго-восточная, аналогично большинству щелочно-ультраосновных даек. По направлению к внутренним частям Тунгусской синеклизы масштаб проявления тел катангского комплекса резко падает; как правило, присутствуют отдельные штоки и пологосекущие тела размером не более 2–6 км, но главным образом дайки, секущие вулканогенную толщу до аянской свиты включительно.

Состав пород катангского комплекса варьирует от оливиновых долеритов до кварцевых габбродолеритов, однако конкретные интрузии характеризуются, как правило, изотропным строением. В составе комплекса развиты преимущественно пойкилоофитовые долериты, порфириовидные долериты с офитовой структурой и толеитовые долериты, а также оливин- и кварцсодержащие долериты с мелкими шлирами и линзами габбродолеритов, оливиновых долеритов и пегматоидных долеритов [217]. В целом интрузии катангского комплекса на территории листа R-47 отличаются от петротипа более интенсивно проявленными процессами аутометаморфизма и часто встречающейся плагиопорфировой структурой.

Примером типичной по строению интрузии является силла мощностью 90–124 м на горе Долготная (правобережье верховьев р. Прав. Атырдах), залегающая в нижнесилурийских породах и вскрытая скважинами [350]. В центральной части силла развиты среднезернистые массивные долериты со шлирами габбродолеритов мощностью до 100 м, переходящие постепенно к очень маломощным (0,5 м) контактовым зонам микродолеритов.

Внутреннее строение тел кварц- и оливинсодержащих долеритов обычно слаборасслоенное: в верхней части преобладают кварцсодержащие долериты, в нижней – оливинсодержащие. При этом, породы по внутреннему строению, вещественному и химическому составу близки между собой. Это – мелко-среднезернистые породы с такситоофитовой, участками с пойкилоофитовой и толеитовой структурой. В отдельных интрузиях до 3–8 % объема породы занимают порфириовые вкрапленники плагиоклаза An_{75-86} ; основная масса отличается сравнительно высоким содержанием (%) плагиоклаза An_{58-68} – 55–65, относительно низким – оливина, замещенного магнетит-талък-хлоритовым агрегатом – до 2–3, редко до 9, кварца – 1–3 и железистого авгита Fs_{23-29} – 25–36. Содержание рудных минералов достигает 5–7 %. Толеитовый мезостазис, занимающий до 7–10 % объема породы, замещен актинолитом, тальком, хлоритом. Присутствуют реликты калиевого полевого шпата, характерны игольчатые выделения апатита, ильменита и тонкая вкрапленность магнетита.

Габбродолериты обладают габброофитовой структурой. В их минеральный состав входят (%) плагиоклаз – 45–55, авгит – 15–45, кварц – 0–5, рудные минералы – 2–6 и до 5–6 занимают хлорит, актинолит, кальцит, титанит, эпидот. Плагиоклаз обычно представлен лейстами кислого лабрадора или основного андезина, интерстиции между которыми выполнены авгитом. Среди рудных минералов доминирует титаномагнетит, реже присутствует ильменит.

В интрузивных телах со значительной мощностью отмечаются шлиры, жилы, линзы пегматоидов, внешне резко отличающиеся от вмещающего долерита. В сравнительно небольшой (размером 6 км²) Мегунканской интрузии

пегматоиды слагают в центре штока линзу 600 × 200 м мощностью более 50 м [189]; они состоят (%) из олигоклаз-андезина – 40–50, клинопироксена – 20–30, калиевого полевого шпата – 0–5; постоянно присутствует кварц, находящийся в графических сростаниях с альбитом или калиевым полевым шпатом, характерны также высокие содержания титаномагнетита (3–15) и апатита (до 0,5), из вторичных развиты серицит, амфибол, хлорит. Пегматоиды отличаются не только структурой, но и петрогеохимическими параметрами, обогащаясь железом, титаном и щелочами и обедняясь магнием и алюминием.

Эндоконтактовые микродолериты – тонко- и мелкозернистые породы, обладающие 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 пороодообразующих минералов 0,05–0,40 мм.

В петрохимическом аспекте катангский комплекс отличается минимальной дифференцированностью среди интрузивных образований региона. Катангские базиты относятся к нормальному ряду; отличаются низкой магнезиальностью, низкими содержаниями титана и в целом близки по составу к среднему траппу Сибирской платформы. Преобладают меланократовые породы, слегка недосыщенные кремнекислотой, глиноземом и щелочами при постоянном преобладании Na над K. Распределение индикаторных микроэлементов Ni, Co, Cu, Cr, V, Zr в долеритах большинства интрузий комплекса характеризуется нижекларковыми содержаниями. Несколько выше содержание V в долеритах с относительно высоким содержанием окиснорудных минералов, а содержание Zr заметно возрастает в шпировых обособлениях габбро-пегматитов, что, вероятно, обусловлено присутствием акцессорного циркона.

Все интрузии комплекса прямо намагничены.

Контактовое воздействие интрузий катангского комплекса охватывает, как правило, зоны мощностью не более 1 м, но нередко (в туфах правобоярской свиты) они расширяются до 15 м. Наблюдаются слабо проявленные пироксен-плагиоклазовые роговики, а также развитие вторичных амфиболов, карбонатов, цеолитов, хлоритов, скаполита, титанита.

Полезные ископаемые прямой связи с интрузиями катангского комплекса не имеют.

K-Ar датировки долеритов катангского комплекса показывают широкий разброс значений: 292 ± 3 , 261 ± 9 , 256 ± 20 , 253 млн лет [170], 278 ± 12 и 240 ± 10 млн лет [20] и не могут использоваться для точного установления его возраста. На сопредельных территориях Анабаро-Тунгусской СФО комплекс датируется началом раннего триаса на основании локальных геологических данных (перекрытие его туфогенными образованиями правобоярской свиты и прорывание дайками раннетриасового эбехаинского комплекса в Бур-Уджинской СФЗ) [343]. Однако на рассматриваемой территории интрузии, относимые к катангскому комплексу, прорывают вулканогенные образования до аянской и коготокской свит включительно и отличаются положительным направлением вектора остаточного намагничивания, что заставляет

либо принять их последвурогинский возраст (конец раннего триаса), либо считать отнесение большинства тел к катангскому комплексу ошибочным. Ввиду недостаточной петрографо-геохимической изученности большинства локальных тел, первый подход в настоящее время представляется более рациональным и принят в большинстве картосоставительских работ [189, 322, 375 и др.]. Следовательно, катангский комплекс считается раннетриасовым, соответствующим по времени внедрения формированию верхней части вулканогенной толщи (путоранский горизонт).

Карамский комплекс троктодолерит-лейкогаббродолеритовый гипабиссальный ($\sigma\beta$ - $\nu\beta T_1k$) назван по р. Карам (Харам) – правому притоку р. Маймечы в ее среднем течении. Выделен Е. В. Тугановой и Н. С. Маличем [249] как самостоятельный тип интрузий с петротипом в бассейне р. Табактах (левый приток р. Маймечы), где описана пологосекущая пластовая интрузия мощностью около 100 м. Кровля интрузии денудирована, в подошве залегают терригенные породы перми. Ниже по течению р. Табактах встречен ряд даек мощностью 5–12 м, которые Е. В. Тугановой и Н. С. Маличем также отнесены к карамскому типу. Интрузия характеризуется вертикальной зональностью; сверху вниз по разрезу такситовые долериты сменяются оливиновыми долеритами с линзами троктодолеритов и далее – кварц- и оливинсодержащими габбродолеритами. Состав плагиоклаза в этом же направлении меняется от An_{48-52} до An_{70-75} , оливина – от Fa_{18-28} до Fa_{37-41} .

В настоящее время к карамскому комплексу относят большое число дифференцированных от пикродолеритов и троктодолеритов до кварцсодержащих габбродолеритов рудоносных интрузий, которые сопоставляются с интрузиями курейского комплекса [54, 344]. Ранее большинство из них было отнесено к ханарскому типу интрузий [52]. Наиболее изученными являются: Верхнекунтыкахинская (бассейн р. Кунтыкахы), Маймечинская (среднее течение р. Маймечы), Хунгтукунская (левобережье истоков р. Мал. Романиха), Ханарская (истоки р. Ханар и ее притоков) и Хининдинская (истоки рек Хинангна и Чопко) интрузии, развитые вдоль северного борта Анабаро-Оленёкской антеклизы.

Перечисленные интрузии характеризуются значительными вариациями химического и минерального состава, но с преобладанием пород нормально-го ряда, недосыщенных глиноземом и бедных щелочами при преобладании натрия над калием. Наиболее основным является Верхнекунтыкахинский рудоносный интрузив. По составу выделяют две группы дифференцированных интрузий: 1) более магнезиальные, сложенные пикритами, пикритовыми, троктолитовыми, оливиновыми и кварцсодержащими габбродолеритами; 2) менее магнезиальные, дифференцированные от троктодолеритов до безоливиновых габбродолеритов с редкими гнездами кварцсодержащих габбродолеритов. Таким образом, выделенные группы различаются главным образом присутствием ультраосновных дифференциатов (пикритов, пикрогаббродолеритов) в такситовом горизонте. Ультраосновные дифференциаты не образуют сплошного горизонта, а представлены в виде изолированных пятен и линз, неоднократно появляющихся в разрезе.

Примерами расслоенных интрузий, различающихся содержанием в такситовом горизонте ультраосновных дифференциатов, являются Кунтыкахин-

ская, где пикриты и пикрогаббродолериты занимают значительную часть объема, и Маймечинская, где такие дифференциаты практически отсутствуют или встречаются в виде единичных разрозненных линз или шпиров.

Кунтыкахинская интрузия [116, 217, 385, 386] залегает в терригенно-карбонатных отложениях бысыуряхской свиты нижнего ордовика и лишь в крайней юго-восточной части в подошве интрузии развиты доломиты томпокской свиты верхнего кембрия. Общая протяженность интрузии – свыше 20 км, мощность колеблется от 60 до 80 м, возможно, в восточной части (Усть-Кунтыкахинская часть интрузии) превышает 100 м, площадь выхода ее на уровень денудационного среза – около 370 км². Характерна сложная форма интрузии, обусловленная резким переходом крутопадающего залегания в пологое. В целом интрузию можно рассматривать как пластинообразное тело сложной морфологии северо-западного (330–340°) простирания с общим падением на северо-восток преимущественно под углами 10–20°, участками в зонах тектонических нарушений – до 70–80°. Как вмещающие породы, так и сама интрузия разбиты крутопадающими разрывными нарушениями. К участкам секущих контактов, а также широкого развития разрывных нарушений, приурочены интенсивные процессы эндо- и экзоскарнирования. В северо-западной части интрузия представлена системой полукольцевых дайкообразных и конических тел (типа гарполитов) мощностью на уровне эрозионного среза в местах раздува до 0,5–0,8 км.

Маймечинская интрузия обнажается в районе правых притоков среднего течения р. Маймеча – Сетте (Седете), Куранах и Харама. Она залегает в терригенных отложениях потокойской и котуйской свит перми и представлена пологосекущим пластообразным телом северо-восточного простирания мощностью около 80–100 м с общим падением на юго-запад под углом 10–15° [218]. Интрузия вытянута в северо-восточном направлении, где, вероятно, сливается с Хининдинской интрузией.

Хининдинская интрузия [349, 352] представлена группой изолированных выходов, вытянутых вдоль верхнего течения р. Хиннангна. Мощность ее достигает 100 м, по сравнению с вышеописанными интрузиями дифференциация проявлена слабо.

Снизу вверх в разрезе перечисленных интрузий выделяют следующие горизонты.

1. Горизонт эндоконтактных микродолеритов и тонкозернистых долеритов мощностью до 4–5 м с преобладающей интерсергальной структурой матрицы. Присутствуют немногочисленные порфировидные выделения призматических лейст плагиоклаза и изометричных зерен оливина размером до 0,1–0,2 мм.

2. Горизонт такситовых габбродолеритов, развитый повсеместно в подошве относительно мощных тел; однако мощность его изменчива и колеблется от первых метров до первых десятков метров; максимальная мощность наблюдается на участках относительно пологого залегания интрузии. Такситовый горизонт характеризуется неравномерной зернистостью, разнообразием структур, сочетанием пород различного состава и постоянным присутствием перекристаллизованных ксенолитов вмещающих пород и сульфидной крапленности. По минеральному составу в такситовом горизонте выделяют

ся оливиновые и оливин-биотитовые долериты и габбродолериты, пикриты и пикрогаббродолериты, троктодолериты, габбро-пегматиты и др.; также местами встречаются кумулаты оливин-магнетитового или оливин-плагиоклазового состава. Распределение названных разновидностей пород в пределах горизонта неравномерно. В горизонте такситовых габбродолеритов обычно наблюдается сульфидная вкрапленность. С увеличением роли ультраосновных дифференциатов увеличивается и количество сульфидного оруденения. Последнее представлено как интерстиционной вкрапленностью в пикритах, пикрогаббродолеритах и троктодолеритах, так и шлировыми обособлениями в менее магнезиальных разновидностях пород.

В Маймечинской интрузии обнаженная часть такситового горизонта мощностью около 5 м представлена главным образом троктодолеритами, в резко подчиненном количестве присутствуют оливиновые, кварцевые и пегматоидные габбродолериты. В Хининдинской интрузии отмечаются лишь редкие шлиры пикродолеритов, троктодолеритов и лейкогаббродолеритов в порфировидных оливиновых долеритах [352].

Оливиновые и оливин-биотитовые долериты и габбродолериты – средние и крупнозернистые породы с офитовой, пойкилоофитовой и габброофитовой структурой. Минеральный состав следующий (%): плагиоклаз An_{58-72} – 40–54, авгит $En_{38-44}Wo_{39-47}Fs_{15-21}$ – 20–47, реакционно замещающий авгит ромбический пироксен (Fs_{27}) – до 8, оливин Fa_{29-49} – 5–16, биотит – 0,5–4,0. Биотит образует мелкие чешуйки в сростании с рудными минералами, представленные титаномагнетитом и ильменитом – 0,5–4,0. Постоянно присутствуют сульфиды, тальк, хлорит иддингсит и др., занимающие от 3 до 18 %.

Троктодолериты – мелко-среднезернистые породы с офитовой, такситоофитовой и габброофитовой структурой. В состав породы входят (%) плагиоклаз An_{65-80} – 41–61, авгит $En_{40-44}Wo_{35-48}Fs_{12-18}$ – 18–36, оливин Fa_{32-40} – 19–35, редкий ортопироксен, титаномагнетит и сульфиды (до 5), иддингсит, тальк, хлорит (до 3–5). В интерстициях также присутствуют игольчатые выделения апатита.

Пикрогаббродолериты в отличие от других дифференциатов характеризуются более мелкозернистым строением, присутствием большого количества оливина и сегрегационной, гипидиоморфнозернистой и пойкилитовой структурой. Минеральный состав породы (%): плагиоклаз An_{60-79} – 26–40, оливин Fa_{20-32} – 30–52, авгит $En_{37-42}Wo_{34-41}Fs_{17-24}$ – 19–23 и микропертитовый ортопироксен Fs_{24} – 15. Сульфиды меди и никеля ассоциируют с титаномагнетитом, образуя угловатые зерна размером 0,1–1,2 мм в интерстициях силикатных породобразующих минералов. Присутствуют октаэдрические зерна хромита.

Пикриты развиты ограниченно, образуя мелкие тела преимущественно среди пикрогаббродолеритов. Это тонко-среднезернистые порфировые породы с фенокристаллами основного плагиоклаза An_{70-90} и кумулусным оливином. Помимо оливина во вкрапленниках почти постоянно встречается клинопироксен, иногда роговая обманка и флогопит. Структура основной массы микролитовая или витрофировая, сложенная клинопироксеном, плагиоклазом, слюдой, рудными минералами, стеклом. Часто основная масса замещена вторичными продуктами, среди которых преобладает серпентин.

3. Горизонт порфиroidных, пятнисто-порфиroidных и пятнистых оливиновых и оливинсодержащих габбродолеритов. Данные породы слагают основной объем интрузии, а также входят в состав такситового горизонта. Они содержат более 10–15 % оливина и до 10 % занимают фенокристаллы плагиоклаза. Структура основной массы такситоофитовая, пойкилоофитовая и призматическисзернистая. В минеральный состав пород входят (%): плагиоклаз в порфиroidных выделениях An_{70-73} – 5–10, в основной массе An_{58-63} – 42–51, оливин представлен двумя генерациями: мелкими округлыми зернами Fa_{23-35} и пойкилокристами Fa_{43-45} , – 11–19, авгит образует крупные пойкилокристы $En_{38-42}Wo_{32-42}Fs_{16-23}$ – 18–36. В Маймечинской интрузии присутствует также пижонит (Fs_{37}) и до 3–4 % объема занимает ортопироксен. Титаномагнетит и сульфиды – около 5–10 %, интерстиции между главными породообразующими минералами выполнены мелкочешуйчатым агрегатом биотита, талька и хлорита, иногда с амфиболом и кварцем, содержание которых составляет около 8 %.

4. Горизонт оливин- и кварцсодержащих пятнисто-порфиroidных и порфиroidных габбродолеритов слагает приповерхностную часть интрузивного тела, характерной особенностью горизонта является наличие линз и шпиров габбро-пегматитов. Габбродолериты горизонта отличаются большим содержанием плагиоклаза (46–59 %) и кварца (до 3–5 %), часто высокожелезистым составом оливина (от Fa_{34-45} до Fa_{60-63}) и постоянным присутствием ортопироксена Fs_{31-50} с характерным микропертитовым строением. Это – светло-серые пестрые породы вкрапленниками и гломеропорфиroidными скоплениями (2–10 %, до 3 см размером) зонального плагиоклаза An_{68-74} . Структура основной массы офитовая, призматическисзернистая, пойкилоофитовая, участками пегматоидная и микропегматитовая. Она сложена (%) призматическими лейстами плагиоклаза An_{48-62} – 35–55, авгитом $En_{34-48}Wo_{31-48}Fs_{15-20}$ пятнисто-зонального строения – 32–38, замещаемым зеленой роговой обманкой, редкими оливином – 0–3, рудными (титаномагнетит и магнетит) – 1–4. В интерстициях роговая обманка находится в ассоциации с биотитом и микропегматитом. Содержание кварца и микропегматита не превышает 5 %, амфибола, хлорита и биотита – 1–5 %.

Габбро-пегматиты имеют пегматитовую и габбродолеритовую структуру. Их минеральный состав (%): лабрадор An_{66-69} – 56–63, авгит $Wo_{41-44}En_{31-42}Fs_{18-25}$ – 27–32, амфибол – 3–8, оливин – 0–3, калиевый полевой шпат – 1–4, апатит, титанит – до 0,3, кварц, микропегматит – 1–4, рудный минерал – 1–3, биотит, боулингит – 3.

Несколько иное строение имеют Ханарская, Хунгтукуская и ряд других интрузий в бассейнах рек Чангада, Тамах-Бастах, Циногир. Субмеридионально вытянутая Ханарская интрузия [218, 240, 355] размером около 5 × 1 км полого сечет алевролиты пеляткинской свиты верхней перми. Мощность ее достигает 80 м. В приподошвенной части в линзообразных залежах установлены такситовые габбродолериты (10–12 м), причем кварцсодержащие габбродолериты встречены именно в этом горизонте. Выше залегают порфиroidные пикродолериты с маломощными (до 1 м) линзами пикритов; горизонт троктодолеритов и оливиновых габбродолеритов. Ханарская интрузия отли-

чается наиболее высокой магниальностью среди объектов карамского комплекса.

Хунгтукунская интрузия [210, 350, 380] на правом берегу истоков р. Мал. Романиха залегает в виде пологосекущего тела размером 15 × 40 км в различных палеозойских отложениях – от карбонатных пород нижнего силура до терригенных – средней перми. Мощность интрузива оценивается в 380 м, площадь выходов на поверхность превышает 600 км². Интрузия отличается мощными эндоконтактовыми зонами микродолеритов; остальной ее объем слагают оливиновые габбродолериты, которые в нижней, приподошвенной части содержат линзы и горизонты такситовых габбродолеритов, троктодолеритов, линзы кварцсодержащих габбродолеритов.

К интрузиям, дифференцированным от долеритов до кварцсодержащих габбродолеритов, принадлежит Правобоярский массив, прослеживающийся в долине Прав. Боярки на протяжении 30 км. Интрузив прорывает отложения пеляткинской, правобоярской и аянской свит. Мощность интрузии – 30–200 м. Внутреннее строение массива характеризуется тонкой вертикальной расслоенностью с обособлениями долеритов, микродолеритов, кварцевых габбродолеритов; последние формируют горизонт мощностью до 50 м в наиболее прогнутой части интрузива.

Небольшая по размерам Среднечангадинская интрузия [218] отличается появлением гиперстенсодержащих оливиновых габбродолеритов, тогда как другие члены ряда дифференциатов аналогичны вышеописанным объектам. Названные породы содержат до 10 % ортопироксена и отличаются сравнительно высоким содержанием оливина (8–16 %), хотя наблюдаются и кварцсодержащие разновидности.

Вмещающие интрузии карамского комплекса породы ороговикованы, брекчированы и гидротермально изменены на расстоянии до 15–20 м от контактов.

Характерной чертой интрузий карамского комплекса является сульфидное медно-никелевое оруденение, приуроченное к горизонту такситовых долеритов. В наибольшем масштабе оно проявлено в Верхнекунтыкахинской интрузии, хотя содержание вкрапленных сульфидов непостоянно и не превышает 15 %. Размеры вкрапленников – 0,01–1,00 мм, реже встречаются более крупные рудные обособления величиной от 2 до 50 мм и короткие, быстро выклинивающиеся прожилки размером 1,0–3,0 × 5,0–8,0 мм. Сульфиды представлены (%): пирротином 35–70, халькопиритом 15–40, кубанитом 5–15, пентландитом 5–20, магнетитом 1–40 (в единичных случаях до 60 %). Весьма характерно обилие валлериита, развивающегося по халькопириту, реже кубаниту и пентландиту. Местами (до 25 %) валлериит замещает халькопирит.

В Маймечинской интрузии сульфидное оруденение представлено мелкой вкрапленностью, гнездами и маломощными жилами. Сульфидная вкрапленность, представленная пирротином, халькопиритом, пентландитом, пиритом и марказитом, распределена равномерно и составляет до 30 % объема породы. В верхней части приповерхностного горизонта на р. Куранах присутствуют обособления самородного железа в виде уплощенных, овальных и изометричных желваковых обособлений размером до 30 × 25 × 10 см с четкими контактами; во вмещающих габбродолеритах возрастает содержание

оливина и повышается его железистость, авгит обогащается титаном и железом, а в околожелваковой кайме присутствуют сульфиды [208]. Характерны процессы метасоматоза: серпентинизация, хлоритизация, появляется щелочной полевой шпат. Состав самородного железа: Fe – 98,10–98,87 %, Ni – 0,11–0,40, Co – 0,20–0,30, Cu – 0,11–0,38 %; отмечается также обилие изолированных включений силикатного вещества размером 200–300 мкм [121, 208]. Вблизи крупных выделений самородного железа локализуется сульфидная минерализация (пирротин, троилит и халькопирит, изредка также установлены пентландит, миллерит, виоларит, кубанит и макинавит). Сегрегации самородного железа присутствуют также в Джалтулинском, Хинниндинском, Хунгтукунском массивах [200]. В последнем мощность горизонта, содержащего самородное железо и ассоциирующие с ним платиноиды, составляет 10–30 м [350].

Распределение микроэлементов в расслоенных интрузивных телах карамского комплекса неравномерно. Содержание никеля и хрома увеличивается в нижних горизонтах интрузивов – в такситовых долеритах и троктодолеритах (до 0,022–0,027 %), а в верхних горизонтах интрузий его содержание – ниже кларка. Содержание меди во всех интрузиях комплекса, кроме Хунгтукунской, ниже кларка. Однако в целом фоновые содержания микроэлементов в карамских интрузиях близки к таковым для пород катангского комплекса [115].

Отсутствие соотношений между породами карамского и катангского комплексов при их развитии в одних и тех же тектонических структурах указывает на близодновременное образование данных комплексов. Определения K-Ar возраста синхронных по времени формирования пород карамского комплекса не выходят за рамки среднего триаса (237–233 млн лет; Кунтыкахинская, Маймечинская интрузии) [218]. Однако, исходя из геологических данных, время образования карамского комплекса – ранний триас.

Контайский комплекс монцогаббро-монцодиоритовый ($\epsilon\upsilon-\mu T_1kn$) впервые условно выделен Г. Г. Лопатиным, В. Р. Трофимовым в 2002 г. По результатам обобщения собственных аналитических материалов, полученных в ходе подготовки настоящего комплекта карт, и данных предыдущих исследований, комплекс вводится в Норильскую СЛ-1000.

Интрузивные образования, отнесенные к контайскому монцогаббро-монцодиоритовому комплексу, в пределах исследуемой территории на поверхности не обнажаются. Образования комплекса были обнаружены в ходе производства ГГС-50 с общими поисками на Гулинской площади, когда структурно-картировочной скв. Г-32 при заверке одной из аномалий силы тяжести (выявленных А. П. Четверговым при гравиметрической съемке масштаба 1:200 000 [406]), расположенной в среднем течении р. Контай-Балаганнах в 130 км юго-западнее с. Хатанга, были вскрыты умереннощелочные породы основного состава.

Так как ранее в пределах исследуемого района аналогичных интрузивных пород не отмечалось, исполнителями поисковых работ на Гулинской площади условно был выделен контайский монцогаббро-монцодиоритовый комплекс, минеральный и химический состав, формы интрузий и характер соотношения с вмещающими породами которого представлялись только в общих чертах, так как аналитические исследования по керну пробуренной скважины

не проводились. Позже на основании исследования пород условно выделенного комплекса на содержание благородных металлов (проанализировано 57 проб) Г. Г. Лопатыным сделан вывод о его рудоносности [125, 203].

Вскрытая скв. Г-32 Контайская интрузия, по материалам интерпретации геолого-геофизических данных, имеет лакколитообразную в разрезе и изометричную в плане форму, с горизонтальными размерами порядка 8×15 км и мощностью около 2,5 км [338]; породы интрузии, вероятно (контакты не вскрыты), прорывают нижнетриасовую вулканогенную толщу.

По данным бурения, Контайская интрузия перекрыта терригенными отложениями сиговской свиты. В основании последней (0,5 м), непосредственно в кровле интрузии развиты базальные конгломераты. Вскрытый скв. Г-32 неполный разрез интрузии превышает 1 км по мощности (инт. 214,5–1252,8 м). Полученные в ходе подготовки настоящего комплекта карт новые аналитические данные позволяют предположить, что интрузия представляет собой расслоенный массив с дифференциацией от средне-крупнокристаллических умереннощелочных долеритов, габброноритов и монцогаббро (в нижней части массива) до диоритов и монцодиоритов (в его кровле). Массив рассечен серией даек темно-зеленых до черных мелкокристаллических палагонитовых долеритов мощностью от первых десятков см до 15 м.

Верхняя часть вскрытого скважиной разреза интрузии (до глубины ~850 м) представлена преимущественно мелко- и среднезернистыми монцодиоритами, кварцевыми и кварцсодержащими монцонитами с порфировой и гипидиоморфнозернистой структурой. В минеральный состав входят (%): плагиоклаз – 35–50, кварц и микропегматит – 10–15, калиевый полевой шпат – 13–18, темноцветные минералы (биотит, авгит, роговая обманка) – 7–12 и рудные минералы 3–5, также присутствуют хлорит, апатит, циркон.

Вскрытые скважиной монцодиориты непосредственно в кровле интрузии, под терригенными отложениями юры, до глубины ~245 м подвержены довольно интенсивному гипергенному преобразованию: полевые шпаты, в первую очередь, щелочные замещены бурым, почти черным глинистым изотропным веществом; все темноцветные минералы также замещены продуктами гипергенеза, реликты исходных минералов присутствуют в редких случаях.

С глубины ~370 м монцониты и монцодиориты с гипидиоморфнозернистой структурой сменяются среднекристаллическими зеленовато-серыми кварцсодержащими монцодиорит-порфирами. Увеличивается до 20–25 % содержание темноцветных минералов, среди которых доминируют биотит и авгит ($\text{En}_{38}\text{Wo}_{37}\text{Fs}_{25}$). Часто встречаются хлорит, апатит и – в межзерновых пространствах – кальцит.

На глубинах 552–556 м и 575–585 м монцониты инъецированы жилами и дайками мелко-скрытокристаллических палагонитовых долеритов, с офитовой, участками долеритовой структурой. Долериты рассечены тонкими кварцевыми прожилками мощностью до 0,2 мм с каймами палагонита.

В экзоконтакте с дайками и жилами палагонитовых долеритов вмещающие породы в различной степени метасоматизированы. Структура пород метасоматическая с реликтами офитовой. На участках последней характерен резко выраженный идиоморфизм плагиоклаза и ксеноморфизм калиевого по-

Химическая характеристика пород, вскрытых структурно-картировочной скв. Г-32

Серым цветом показаны долериты, предположительно дайдыканского комплекса

№ п/п	Номер обр.	Глубина, м	SiO ₂ , %	Al ₂ O ₃ , %	TiO ₂ , %	Fe ₂ O _{3,вс} , %	MnO, %	MgO, %	CaO, %	Na ₂ O, %	K ₂ O, %	P ₂ O ₅ , %	ппп, %	Сумма, %	V, %	Ва, %	Fe ₂ O ₃ , %	FeO, %
1	A1103/2	217,7	66	13,7	1,53	6,96	0,14	1,07	2,72	3,29	3,73	0,34	0,38	99,9	<0,005	0,12	1,79	4,66
2	Г-32/248,3	248,3	65,6	13,4	1,44	6,72	0,13	1,54	2,8	3,45	3,53	0,32	0,94	99,9	<0,005	0,12	2,79	3,54
3	Г-32/284,2	284,2	63,5	13	1,31	6,2	0,14	1,02	4,29	3,02	3,68	0,3	3,62	100	<0,005	0,12	2,27	3,54
4	A1103/3	292,5	66,2	13,4	1,45	6,4	0,15	1,13	2,95	3,02	3,75	0,32	1,13	99,9	<0,005	0,11	2,56	3,46
5	Г-32/341,1	341,1	65,9	14,1	1,35	6,17	0,14	1,22	2,98	3,52	3,9	0,3	0,55	100	<0,005	0,12	3,81	2,12
6	Г-32/370,4	370,4	66,5	13,6	1,37	6,21	0,14	1,14	2,99	3,53	3,8	0,31	0,38	99,9	<0,005	0,12	3,46	2,48
7	A1103/4	399	66	13,9	1,38	6,16	0,14	1,4	3,05	3,4	3,65	0,3	0,42	99,8	<0,005	0,11	2,82	3
8	A1103/5	448,2	64,8	13	1,65	7,71	0,15	1,4	3,17	2,69	3,55	0,36	1,45	99,9	<0,005	0,11	5,2	2,25
9	Г-32/500,2	500,2	63,8	15,1	1,17	6,32	0,15	1,17	2,93	4,42	3,95	0,24	0,57	99,8	<0,005	0,12	2,78	3,19
10	A1103/6	552	49,3	12,7	0,95	6,43	0,14	1,68	12,2	2,12	2,53	0,18	11,6	99,9	<0,005	0,081	3,1	3
11	A1103/7	553	47,1	14,1	2,29	14,5	0,35	6,82	11,1	2,02	0,14	0,22	1,43	100	0,038	<0,005	5,87	7,74
12	Г-32/556,0	556	47,5	14	2,02	13,9	0,23	6,48	12	2,36	0,22	0,2	1,23	100	0,034	0,009	6,03	7,08
13	Г-32/570,4	570,4	63,1	14	1,04	6,29	0,12	1,56	2,67	3,56	4,03	0,21	3,39	100	<0,005	0,11	3,54	2,48
14	A1103/8	581,2	47,8	14,7	2,1	13,8	0,29	6,5	11,7	2,15	0,24	0,2	0,47	99,9	0,034	<0,005	4,22	8,64
15	Г-32/605,2	605,2	47,3	14,6	2,1	13,4	0,31	6,53	11,3	2,43	0,39	0,2	1,42	100	0,035	<0,005	6,3	6,37
16	Г-32/621,0	621	64,7	15,7	1,17	5,6	0,091	1,25	1,66	4,6	3,97	0,24	1,04	100	<0,005	0,13	2,3	2,97
17	A1103/9	675,9	64,9	15,6	1,06	5,16	0,16	1,09	2,2	4,5	4,37	0,2	0,64	99,9	<0,005	0,13	1,57	3,23
18	Г-32/721,0	721	62,3	15,9	1,3	6,46	0,17	1,44	2,74	4,66	4	0,3	0,65	100	<0,005	0,13	3,15	2,97
19	A1103/10	764,8	60,5	16,1	1,55	7,37	0,18	1,69	3,99	4,14	3,52	0,42	0,41	99,9	<0,005	0,12	2,79	4,13
20	Г-32/798,0	798	58,2	15,3	1,93	9,12	0,21	2,07	4,88	4,01	3,11	0,52	0,54	99,9	<0,005	0,11	4,4	4,25
21	A1103/11	833,8	56,1	16	2,2	9,58	0,21	2,73	5,47	3,86	2,67	0,7	0,35	99,9	<0,005	0,095	3,49	5,48
22	Г-32/883,5	883,5	47,5	14,8	3,21	14,1	0,22	4,21	9,51	3,17	1,6	1,38	0,54	100	0,0087	0,054	6,85	6,51
23	Г-32/896	896	45,5	13,4	4,2	15,1	0,22	4,68	10,3	2,92	1,54	1,72	0,54	100	0,0096	0,052	6,57	7,65
24	Г-32/910,7	910,7	43,5	13,1	3,78	17,2	0,24	4,81	10,6	2,71	1,17	1,66	1,2	100	0,015	0,038	8,75	7,65
25	Г-32/940	940	42,9	13,6	4,38	17,6	0,22	5,08	10,4	2,66	1,18	1,6	0,4	100	0,022	0,034	7,93	8,71
26	A1103/12	982,8	43,4	13,2	5,09	16,4	0,21	4,85	11,5	2,35	1,05	1,79	0,16	99,9	0,029	0,036	5,68	9,62
27	Г-32/1005,9	1005,9	43,8	13,5	4,75	15,3	0,2	5,19	11,8	2,56	0,96	1,69	0,34	100	0,029	0,031	6,61	7,79
28	Г-32/1023,2	1023,2	37	11,8	5,38	22,2	0,22	5,11	13	2,09	0,51	2,52	0,5	100	0,054	0,02	10,8	10,3
29	A1103/13	1051,1	42,9	12,5	5,26	16,7	0,19	5,08	12,2	2,23	0,96	1,89	0,15	100	0,044	0,021	4,98	10,5
30	Г-32/1075	1075	50,1	18,5	2,54	10,5	0,14	2,8	9,85	3,64	0,96	0,36	0,67	100	0,025	0,032	5,56	4,46
31	Г-32/1080,9	1080,9	42,6	13	4,21	16	0,17	5,08	12,8	2,39	1	2,21	0,58	100	0,046	0,029	6,37	8,64
32	Г-32/1095	1095	40,7	12,2	6,35	16,5	0,2	5,08	12,7	2,58	0,87	2,26	0,5	99,9	0,033	0,024	6,47	8,99
33	A1103/14	1104,5	44,1	13,7	5,23	17,1	0,2	5,21	10,2	2,4	1,04	0,38	0,31	99,9	0,034	0,033	6,59	9,47
34	Г-32/1109	1109	39,6	13,5	5,45	21,5	0,19	4,7	10,5	2,5	0,82	0,77	0,5	99,9	0,066	0,019	11,1	9,35
35	Г-32/1132	1132	45,2	15,8	3,51	15,6	0,16	4,38	10,5	3,09	0,99	0,32	0,44	100	0,06	0,029	8,1	6,73
36	Г-32/1132,3	1132,3	46,1	18,2	2,46	11,3	0,12	3,36	11,1	3,16	0,84	0,19	3,01	99,9	0,036	0,018	6,46	4,39
37	III-303	1138,4	44,3	18,1	3,13	13,3	0,14	4,06	10,9	2,9	0,51	0,16	2,23	99,7	0,05	0,014	5,13	7,36
38	Г-32/1145,2	1145,2	42,5	13,8	6,76	17	0,18	4,87	10,6	2,75	0,92	0,35	0,28	100	0,029	0,027	9,12	7,08
39	Г-32/1150	1150	43,3	15,6	3,68	16,4	0,14	4,19	10,3	2,79	1,03	0,3	2,32	100	0,057	0,039	7,71	7,79
40	A1103/15	1150,6	41,8	13,5	6,68	19,3	0,18	5	9,98	2,09	0,94	0,33	0,19	100	0,065	0,026	6,38	11,6
41	Г-32/1177,2	1177,2	39,1	5,49	8,53	24,5	0,25	8,42	11,4	1,29	0,84	0,3	0,5	100	0,072	0,019	11,2	12
42	Г-32/1184,2	1184,2	44,3	16,3	3,7	16,4	0,16	4,29	9,93	3,25	0,8	0,22	0,58	100	0,046	0,019	8,18	7,43
43	Г-32/1187	1187	41,3	6,54	7,11	19,8	0,25	9,25	12,5	1,39	0,98	0,37	0,5	99,9	0,052	0,016	8	10,6
44	Г-32/1195	1195	40	8,86	7,43	22,4	0,24	7,9	9,86	1,76	0,91	0,52	0,5	99,9	0,062	0,021	11	10,3
45	A1103/16	1200,6	45,3	19,1	3,36	13,1	0,14	3,8	10,4	3,11	0,6	0,15	1,05	100	0,04	0,021	4,6	7,66
46	Г-32/1203	1203	45,6	18	3,38	13,8	0,13	4,08	10,6	3,12	0,71	0,22	0,46	100	0,042	0,028	6,71	6,37
47	Г-32/1215	1215	42,7	7,07	6,14	20	0,26	9,19	11,8	1,56	0,9	0,37	0,5	100	0,044	0,024	9,34	9,56
48	Г-32/1220	1220	46,9	20,7	2,15	11,1	0,092	2,9	10,2	3,71	0,76	0,18	1,32	100	0,026	0,029	5,75	4,81
49	Г-32/1229	1229	45,2	17,6	4,32	12,4	0,13	4,56	11,4	3,01	0,63	0,2	0,54	100	0,031	0,018	5,12	6,51
50	Г-32/1237,4	1237,4	38,5	5,12	9,93	23	0,3	11,5	9,51	1,1	0,66	0,32	0,5	99,9	0,037	0,023	8,44	13,1

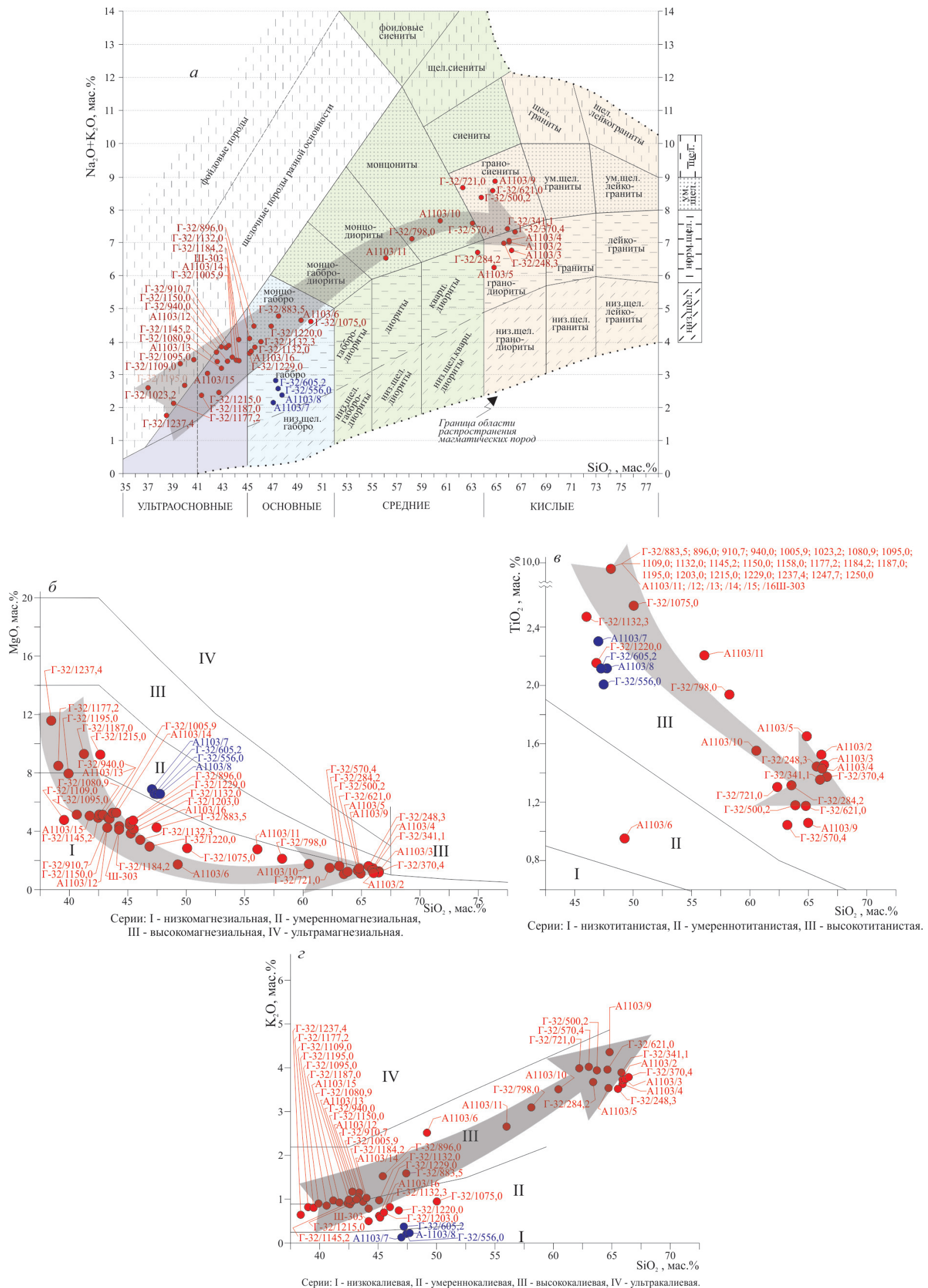


Рис. 3. Петрохимическая характеристика пород Контайкской интрузии

Цветом показаны: красный – составы дифференциатов контайкского комплекса и номера проб, синий – составы секущих даек и жил палагонитовых долеритов и номера проб. Номера – в соответствии с табл. 3. Стрелкой – изменение состава контайкской интрузии снизу вверх по разрезу структурно-поисковой скв. Г-32. Составы пород: а – на TAS диаграмме для магматических пород [257]; б – в координатах MgO-SiO₂ [42]; в – в координатах TiO₂-SiO₂; г – в координатах K₂O-SiO₂ [42].

левого шпата, выполняющего интерстиции между лейстами плагиоклаза. Плагиоклаз (An_{53-57}) представлен лейстами лабрадора с преобладающим размером $0,5 \times 1,6$ мм, частично или полностью замещенными скаполитом (мейонитом). Широко распространены микропертиты своеобразных форм, образовавшиеся при одновременном образовании альбита и калишпата. В состав пород также входят равномерно рассеянные мелкие угловатые зерна кварца 5–8 %; около 13–15 % занимают темноцветные минералы (авгит, амфибол хлорит), не менее 3–5 % – титаномагнетит и ильменит, часто встречаются апатит, биотит, титанит, циркон, алланит.

С глубины ~720 м наблюдается постепенный переход (по-видимому через шпировидные, возможно, линзовидные обособления) к основным породам. С глубины ~850 м вскрытый разрез интрузии представлен кварцсодержащими габбродолеритами, монцогаббро, средне-крупнокристаллическими долеритами, оливиновыми габбро и габброноритами.

Кварцсодержащие габбродолериты и монцогаббро обладают габброофитовой, габбровой, участками офитовой структурой. Характерной особенностью пород является высокое содержание рудных минералов (ильменита и титаномагнетита) – до 12–15 %, постоянно высокое содержание биотита (3–5 %) и апатита (1–2 %). Присутствуют также хлорит, карбонат, иддингсит, тальк, кварц.

С глубины 1185 м и до забоя вскрытая интрузия представлена среднекрупнокристаллическими долеритами, оливинсодержащим габбро и габброноритами.

Общая характерная особенность пород, вскрытых в нижней части разреза – высокое содержание рудного минерала (12–20 %), преобладающего в виде ксеноморфных выделений, с частыми включениями плагиоклаза, биотита или образующих сидеронитовую структуру, придающую породе пятнистый облик.

Содержание рудной фазы снижается в габбродолеритах, вскрытых на забое скв. Г-32. Здесь порода сложена преимущественно лейстами лабрадора (An_{59-62}) средним размером $0,5 \times 1,6$ мм (52–57 %), пойкилокристами авгита $En_{42}Wo_{41}Fs_{17}$ (25–30 %) размером до 1,8–8 мм (по удлинению), рудными минералами (4–6 %).

В ходе подготовки к изданию настоящего комплекта карт все разновидности пород Контайской интрузии (53 пробы), вскрытых скв. Г-32, проанализированы на содержание порообразующих, редких и рассеянных элементов (см. сопровождающую базу данных). Содержания порообразующих компонентов в породах впервые вводимого в Норильскую СЛ-1000 контайского комплекса представлены в табл. 3.

Петрохимические характеристики интрузии (табл. 3, рис. 3) позволяют предположить, что снизу вверх она представлена непрерывным рядом дифференциатов от умереннощелочных и щелочных, ультраосновного и основного составов, умеренно- и низкомагнезиальной и умеренно- и высококалийевых серий до умереннощелочных пород среднего и кислого составов низкомагнезиальной и высококалийевой серий. Все опробованные дифференциаты – высокотитанистые, с содержанием TiO_2 от 1 до 10 %. В метасоматизированных породах в экзоконтакте с секущими дайками долеритов содержание

TiO₂ понижается. Гипергенное преобразование пород интрузии в ее верхней части проявлено в выносе щелочей.

Прорывающие Контайскую интрузию дайки и жилы палагонитовых долеритов по химизму резко отличаются от вмещающей дифференцированной интрузии и представлены основными породами нормального ряда, относящимся к низкокальциевой, умеренномагнезиальной и высокотитанистой сериям. Исходя из геологической обстановки в Маймеча-Котуйской СФЗ и повышенной железистости породообразующих минералов описанных долеритов, прорывающие контайскую интрузию дайки условно можно отнести к далдыканскому ферро-габбродолеритовому комплексу(?).

Вновь проведенные определения содержаний ЭПГ, золота и серебра не выявили значимых концентраций этих элементов в Контайской интрузии.

Породы Контайской интрузии существенно отличаются по химизму от известных интрузивных комплексов Маймеча-Котуйской СФЗ. Они характеризуются более высокой щелочностью, чем интрузивы карамского и катангского комплексов, но менее щелочные, чем породы маймеча-котуйского йолит-карбонатитового комплекса. В то же время близкие по химизму образования авамского комплекса менее дифференцированы, а каменский сиенит-меланефелинитовый комплекс отличается преобладанием натрия над калием.

Возраст контайского комплекса определен U-Pb методом по циркону, выделенным из двух проб кварцодержащих монцонитов (глубины 764,8 и 833,8 м) и пробы габбродолеритов (представленной сколками с интервала глубин 982,8–1051,1 м). Полученные датировки – 248,5 ± 2,6 млн лет, 246,5 ± 2,6 млн лет, 249,9 ± 5,2 млн лет соответственно – позволяют отнести интрузивные образования к раннему триасу.

Далдыканский комплекс долерит-феррогаббродолеритовый гипабиссальный ($v-v\beta T_{dd}$) выделен Г. Д. Масловым, Л. Л. Ваулиным, О. А. Дюжиковым в начале 1960-х годов как самостоятельный тип интрузий, а затем М. З. Комаровой [332] – как «туринский комплекс». Позднее он получил название «далдыканский» [36, 248]. В настоящее время к далдыканскому комплексу относят базитовые интрузии нормального ряда повышенной железистости, характеризующиеся отрицательной полярностью остаточной намагниченности и прорывающие все свиты вулканогенной толщи (главным образом ее верхнюю часть).

В пределах площади листа R-47 интрузии далдыканского комплекса представлены незначительно. На поверхности он представлен лишь дайковым полем в бассейне среднего течения р. Деликан, где прорывает вулканы верхнекоготокской и нижнедельканской подсвит [353]. Тела сконцентрированы на площади размером 12 × 4 км, где приурочены к системе разрывов субширотного и северо-восточного направлений. Мощность даек достигает 15 м, протяженность – до 4 км. Контактные изменения вмещающих базальтоидов не наблюдаются.

Долериты представляют собой массивные среднезернистые породы с офитовой структурой, состоящие (%) из андезин-лабрадора – 45, клинопироксена (авгита) – 40, оливина – 5, магнетита и титаномагнетита – 6–7, а также измененного вулканического стекла, редко кварца и апатита. По химическому со-

ставу они отличаются повышенным содержанием титана и железа, пониженным – алюминия.

Кроме того, к далдыканскому комплексу предположительно отнесены дайки палагонитовых долеритов, прорывающие Контайскую интрузию (см. выше). Породы сложены в основном (%): свежими сдвойникованными разноориентированными лейстами плагиоклаза An_{43-52} преобладающего размера $0,07 \times 0,4$ мм – 45–50, интерстиции его выполнены коричневатокрасным изотропным палагонитом, содержание FeO в котором иногда достигает 20 % – 20–25, зернами высокоизвестковистого авгита с весьма изменчивым содержанием ферросилитового компонента ($En_{28-39}Wo_{37-49}Fs_{25-49}$) размером 0,05–0,70 мм – 25–30. Данные образования, резко отличающиеся по составу от вмещающей дифференцированной интрузии контайского комплекса и представленные основными породами нормального ряда, относящиеся к низкокальциевой, умеренномагнезиальной и высокотитанистой сериям, условно приурочены к далдыканскому комплексу исходя из геологической обстановки в Маймеча-Котуйской СФЗ и повышенной железистости породообразующих минералов описанных долеритов.

Связь полезных ископаемых с долеритами далдыканского комплекса не обнаружена.

$^{40}Ar/^{39}Ar$ датирование плагиоклаза одной из даек Среднедельканского поля, показавшее значение $243,2 \pm 2,1$ млн лет [270], согласуется с геологическими данными, указывающих на конец раннего триаса как наиболее вероятное время формирования далдыканского комплекса.

Каменский сиенит-меланефелинитовый комплекс (oT_1km , ξT_1km , μT_1km) объединяет контрастные по составу гипабиссальные тела, преимущественно дайки, щелочно-ультраосновных, щелочно-основных, умереннощелочных средних пород, развитые в пределах выделенной Ю. С. Бушканец [26] Каменской провинции, расположенной в зоне сочленения южного борта Енисей-Хатангского прогиба и северной окраины Тунгусской синеклизы, рассматриваемой Н. С. Маличем как Норильско-Дельканская рифтогенная структура [39, 40]. В ранге каменского комплекса, названного по крайним в петрохимическом отношении фазам, совокупность дайковых пород повышенной щелочности выделена В. А. Люлько в 1995 г. Основная область распространения комплекса расположена на сопредельной с запада территории; на листе R-47 количество тел не превышает 40. Эти тела, прослеживающиеся от западной рамки листа на восток до р. Мал. Романиха прорывают покровные вулканы правобоярской и аянской свит, а также интрузии катангского комплекса [26, 159, 240]. Дайки каменского комплекса обнаруживают тесную пространственную связь с трахидолеритами авамского комплекса; в районе слияния рек Ледяная и Лыдистая отмечались их секущие соотношения, однако на остальных участках трахидолериты и щелочно-ультраосновные породы выполняют параллельные разрывные нарушения.

В каменский комплекс включают две контрастные группы пород, объединяемые по признакам общности пространственной локализации и высокой щелочности. Своеобразие комплекса создается широкой вариативностью состава и строения даек, даже в пределах относительно небольших участков.

Существенно преобладают щелочно-ультраосновные породы, в меньшей степени развиты монцонитоиды и сиенитоиды.

Щелочно-ультраосновные и щелочно-основные породы представлены лишь ультраосновными фойдитами. Среди пород этой группы резко преобладают меланефелиниты (oT_1km), образующие преимущественно субпластовые тела, реже дайки и штоки, всего порядка 25 тел. Видимая мощность субпластовых тел достигает 50 м, протяженность – 6 км (в районе слияния рек Лыдистая и Ледяная).

Меланефелиниты характеризуются массивной текстурой, оливинофировой, полифировой и пойкилитовой структурой и сложены (%) оливином – 20–30, нефелином – 15–30, плагиоклазом – 5–15, биотитом – 0–5, клинопироксеном – 0–5, основной массой нефелин-пироксен-полевошпатового состава – 25–35, титаномагнетитом – 5–10, измененным стеклом – 5–10, а также редким мелилитом. Обычны вторичные хлорит, кальцит, серпентин. Однако большая часть меланефелинитов представлена гиаломеланефелинитами (авгититами) и оливиновыми гиаломеланефелинитами (лимбургитами). Мелкозернистые порфиновые разновидности с раскристаллизацией основной массы в агрегат клинопироксена названы пироксенитами или микропироксенитами, причем последние в редких случаях образуют самостоятельные штоки до 1 км в поперечнике.

Лимбургиты характеризуются сериально-порфировой, оливинофировой и полифировой структурой, микроаллотриоморфнозернистой и гиалопилитовой структурой основной массы. Вкрапленники представлены (%) оливином – 10–25, клинопироксеном – 0–10, редко также биотитом и нефелином, присутствует также магнетит – до 5; основная масса (60–70) сложена магнетит-нефелин-пироксеновым агрегатом или стекловатым мезостазисом. Авгититы отличаются преобладанием клинопироксена над оливином; они образуют как обособленные участки в телах лимбургитов, так и самостоятельные тела. В обоих разновидностях нередко отмечается миндалекаменная текстура, пустоты выполнены карбонатами, анальцимом и цеолитами.

В наиболее крупной интрузии меланефелинитов на слиянии рек Ледяная и Лыдистая отмечаются шпирь ортоклазовых пегматоидов с панидиоморфнозернистой с элементами пойкилитовой структурой, состоящие (%) из ортоклаза – 65 %, эгирин-авгита – 25, биотита – 1, апатита – 1, титаномагнетита – 3, мезостазиса – 5; вторичные – цеолиты и серпентин.

Интрузии умереннощелочных пород среднего состава распространены только в осевой части Каменской зоны разломов шириной не более 5 км. По сравнению с телами фойдитов, дайки монцонитоидов редки, но характеризуются большой протяженностью и однообразной ориентировкой (BCB 75–90°). Они сложены монцонитами и монцонит-порфирами, также присутствуют единичные тела высококальциевых сиенитоидов (сиенитов) [26, 159, 240].

Монцониты и монцонит-порфиры представлены 15 субвертикальными дайками субширотного и восток-северо-восточного простирания мощностью 2–30 м и протяженностью до 25 км. Их пространственное положение, условия залегания, размеры и характер соотношений с вмещающими породами аналогичны соответствующим параметрам трахидолеритов авамского комплекса. В единичных дайках отмечается некоторая дифференциация от мон-

цонит-порфи́ров в центре до кварцевых трахидолеритов в контакте [26]. Структура монцонитов как афировая, так и гломеропорфировая, основной массы – монцонитовая и оксиофитовая. Минеральный состав вкрапленников (%): лабрадор An_{53-58} – до 10, авгит $En_{40-42}Wo_{35-40}Fs_{20-23}$ – до 5; основной массы: андезин An_{43-46} – 30–40, ортоклаз – 15–25, авгит – 5–13, роговая обманка – до 6, биотит – до 6, кварц – до 3, магнетит – 5–7, апатит – 0,5–1, анальцим, титанит, а также вторичные серицит и амфибол по плагиоклазу и мезостазису.

Меланократовые сиениты представлены единственным штоком размером 150 м в поперечнике в верхнем течении р. Улахан-Юрях. Среднезернистая порода сложена (%) анортоклазом – 55, олигоклазом – 13, клинопироксеном – 17, биотитом – 10, титаномагнетитом – 4.

Химический состав каменского комплекса существенно варьирует в соответствии с разнообразием слагающих его пород. В целом породы комплекса относятся к умереннощелочному и щелочному рядам пород от ультраосновных до средних. Кроме того, они отличаются высокими содержаниями титана, железа и молибдена, что характерно для всех интрузивных образований региона. Полезные ископаемые прямой связи с интрузиями каменского комплекса не имеют.

Достоверные данные определения радиологического возраста пород каменского комплекса отсутствуют. Единичный случай пересечения дайкой трахидолерита тела меланефелинитов дал основание предполагать его более раннее образование по сравнению с авамским комплексом [189]. Однако для территории листа R-46-XVII, XVIII имеются данные, показывающие обратное возрастное соотношение названных комплексов [26]. Меланефелиниты каменского комплекса имеют как прямую, так и обратную намагниченность, монцонитоиды – обратную намагниченность [124]. Учитывая это (до получения достоверных определений абсолютного возраста), предполагается близодновременное образование гипабиссальных интрузий далдыканского, авамского и каменского комплексов. Соответственно, согласно серийной легенде, каменский комплекс датируется ранним триасом.

Авамский трахидолеритовый комплекс гипабиссальный ($\tau\beta T_{av}$) включает дайки трахидолеритов, выявленные в 1960-е годы при среднемасштабных геологосъемочных работах [26, 159]. В ранге комплекса был выделен В. А. Люлько в 1975 г. В пределах листа проявлен в виде серии субпараллельных даек преимущественно субширотного до восток-северо-восточного простирания, согласного с ориентировкой оси Норильско-Дельканского перикратонного прогиба и Каменской зоны разломов, которая играет магмоконтролирующую роль для образований данного комплекса; однако южнее – в зоне Аска-Гулинского разлома – отмечаются и дайки север–северо-западного простирания. По сравнению с сопредельной с запада Большеавамской впадиной, авамские дайки на листе R-47 развиты в существенно меньшем масштабе, а область их распространения ограничивается Нижнеаяклинской СФпЗ; восточнее р. Мал. Романиха трахидолериты не закартированы. Ширина линейной зоны концентрации трахидолеритовых тел в осевой части названного прогиба не превышает 3–7 км, хотя отдельные дайки умереннощелочных долеритов встречаются и несколько южнее.

Дайки авамского комплекса прорывают все вулканогенные свиты, развитые в Нижнеаяклинской СФпЗ. Протяженность даек – до 25 км, мощность от 3–5 до 20–60 м, падение близко к вертикальному. Контакты тел – резкие с микрокристаллическими зонами закалывания. Вмещающие породы в экзоконтактах мощностью до 10–15 м брекчированы, рассланцованы и в контакте ороговикованы, а в относительно мощных дайках вмещающие породы подвержены метасоматозу.

Среди даек трахидолеритов выделяют изотропные и слабодифференцированные – от кварцевых до оливинсодержащих разностей – интрузии; нередко в центральных частях даек наблюдаются пегматоиды.

Трахидолериты имеют долеритовую, пилотакситовую, призматическизернистую и пойкилитовую структуры. В относительно мощных дайках наблюдается последовательная смена от периферии к центру тел микродолеритов с трахитоидной и сериально-порфировой структурой титанавгитовыми долеритами и трахидолеритами с пойкилитовой и далее с призматическизернистой структурой. В отдельных телах наблюдается переход к монцонит-порфирам – типичным разностям каменского комплекса. Порфиновые вкрапленники представлены основным плагиоклазом, авгитом, изредка оливином. Минеральный состав трахидолеритов весьма изменчив (%): плагиоклаз (An_{26-51}) – 44–75, щелочной полевой шпат – 3–7, авгит и титанавгит ($En_{38-40}Wo_{39-42}Fs_{21-23}$) – 13–45, биотит – 0–7; характерно высокое содержание ильменита и титаномагнетита (до 8–12 %) и апатита (до 1–2 %). Иногда в незначительных количествах присутствуют фельдшпатоиды, а также эгирин-авгит, базальтическая роговая обманка, титанит и др. Оливин встречается только в меланократовых разновидностях, полностью замещен агрегатом вторичных минералов в сростании с магнетитом. В незначительной степени развиты также калиевые трахидолериты, содержащие до 20–30 % ортоклаза за счет уменьшения роли плагиоклаза и авгита.

По петрогеохимическим характеристикам породы авамского комплекса выделяются высокими содержаниями титана и фосфора и, так же, как образования далдыканского комплекса, характеризуются высокой железистостью. Вместе с тем, они отличаются низкими для умереннощелочных пород содержаниями щелочей, которые фактически определяют их пограничное положение между породами нормального и умереннощелочного рядов. От далдыканских интрузий, также нередко характеризующихся повышенной щелочностью, авамские трахидолериты отличаются пониженным Na/K отношением. Породы (аналогично феррогаббродолеритам далдыканского и монцонитоидам каменского комплексов) обратно намагничены, характеризуются повышенными значениями магнитной восприимчивости, индуктивной и остаточной намагниченности.

Полезные ископаемые в связи с авамским комплексом не установлены.

Возраст комплекса радиологическими методами не определялся. По геологическим данным, исходя из прорывания трахидолеритами всех вулканических образований нижнего триаса, в Норильской СЛ-1000 в качестве возраста авамского комплекса условно принят конец раннего триаса, так же, как и для далдыканского и каменского комплексов.

Гулинский дунит-клинопироксенитовый комплекс (σ - ν Tg) выделен К. Н. Маличем в 1995 г.; включает в себя дуниты и пироксениты, формирующие самостоятельную Гулинскую интрузию в составе полиформационного Гулинского массива.

Гулинский массив был обнаружен Ю. М. Шейнманном, П. С. Фоминым в 1943 г. Он занимает часть Маймеча-Котуйского водораздела и в тектоническом плане располагается в зоне пересечения глубинных долгоживущих разрывных зон субширотного и субмеридионального простираний. Массив четко проявлен в геофизических полях, ему соответствует положительная гравиметрическая аномалия интенсивностью до 140 мГал и контрастные аномалии магнитного и радиометрических полей.

По результатам обобщения материалов многолетних геологосъемочных, оценочных и поисковых работ, проводившихся на Гулинской площади, и на других щелочно-ультраосновных массивах региона (Одихинча, Кугда, Бор-Урях, Ессей и др.), место ультрамафитов было определено в качестве первой интрузивной фазы маймеча-котуйского ийолит-карбонатитового комплекса. Эта точка зрения была обоснована в многочисленных работах Л. С. Егорова [24, 82, 83, 85, 86 и др.] и позже принята большинством исследователей района. В то же время, некоторыми геологами [31, 92 и др.] отмечалась возможная полиформационная природа магматических образований Гулинского массива, на основании различия вещественно-парагенетического состава и металлогенической специализации его ультрамафитов, щелочно-ультраосновных и щелочных пород.

В 1995 г., по результатам проводившейся на территории листов R-47-XI, XII групповой геологической съемки масштаба 1 : 200 000, породы ультраосновной рамы Гулинского массива (дуниты, перидотиты, пироксениты и косьвиты) были выделены К. Н. Маличем в самостоятельный гулинский дунит-клинопироксенитовый комплекс. В качестве обоснования такого обособления указывалась геохимическая специализация, морфология и размеры Гулинского интрузива, отвечающего силло-лаколиту (по отношению к которому щелочно-ультраосновной шток Центральной интрузии Гулинского массива, судя по геофизическим данным, является секущим) [132], а также более древние $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ модельные возрасты ультрамафитов по отношению к возрасту маймеча-котуйских щелочно-ультраосновных пород [131]. В составе комплекса автором были объединены ультрамафиты массивов Гули, Бор-Урях, Кугда и Одихинча, а петротипом представлен Гулинский интрузив.

Однако выделение всех ультрамафитов маймеча-котуйского комплекса в самостоятельный комплекс не нашло поддержки у геологов, долгое время изучавших Маймеча-Котуйскую провинцию ультраосновных и щелочно-ультраосновных пород. В то же время, интерпретация обширных геолого-геофизических и геохимических данных, полученных в ходе проведения ГДП-200 и ГГС-50 [352, 353], указывает на четкую рутений-иридий-осмиевую специализацию дунитов Гулинского интрузива, в отличие от оливинитов интрузий центрального типа маймеча-котуйского комплекса (Кугда, Одихинча, Кресты и др.), в которых специализация пород первой фазы существенно платино-палладиевая. Рудный минерал в дунитах – хромит, в оливинитах – титаномагнетит. Кроме того, форма и размеры Гулинского интрузива,

установленные по геолого-геофизическим данным, не позволяют относить его к интрузиям центрального типа, а характеризуются как пластообразное тело с погружением на северо-запад, площадь которого вместе с погребенной частью оценивается в 2000 км².

По причине отмеченных противоречий, геологами ОАО «Полярная ГРЭ» в ходе подготовки рабочей легенды масштаба 1 : 50 000 для Гулинской площади предложено относить к гулинскому комплексу только ультрамафиты Гулинского интрузива – дуниты и клинопироксениты, по причине ее своеобразия и уникальности, а ультрамафиты интрузий центрального типа (массивов Кугда, Одихинча, Бор-Урях и Крестовского) – оставить на их «законном» месте – в качестве первой фазы маймеча-котуйского ийолит-карбонатитового комплекса [132]. Предложенная схема была согласована с автором петротипа гулинского комплекса К. Н. Маличем и принимается в подготовленном комплекте карт листа R-47 как единственная, не противоречащая всем накопленным к настоящему времени геолого-геофизическим и геохимическим данным по интрузивным образованиям Маймеча-Котуйской провинции.

Породы Гулинского интрузива прорывают и метаморфизуют нижнетриасовые вулканиты: на северо-востоке – ультраосновные фойдиты арыджангской свиты, на востоке и юге – базальты коготокской подсвиты, на юго-западе – трахибазальты, трахириолиты, ультраосновные фойдиты, пикриты и маймечиты коготокской, дельканской и маймечинской свит. Каких-либо признаков наличия значительных деформаций и перемещений пород рамы массива, столь характерных при внедрении штоков маймеча-котуйского комплекса, в районе Гулинского интрузива не встречено. Северная и северо-западная части интрузива и вмещающие ее вулканиты перекрыты юрско-меловыми осадками Енисей-Хатангского прогиба.

Образования гулинского комплекса выходят на поверхность серповидным в плане телом протяженностью 40 и шириной 10–15 км. В составе комплекса выделяют две последовательные фазы внедрения ультрамафитов: породы первой фазы ($\square T_{1g1}$) – дуниты, перидотиты, хромититы – формируют собственно серповидное тело, породы второй фазы ($\cup T_{1g2}$) – клинопироксениты (в т. ч. титаномagnetитовые), которые образуют секущие жилы, дайки и пластовые тела.

Контактовое воздействие образований комплекса наиболее отчетливо проявлено в лавах коготокской свиты. Оно выражено в частичном превращении базальтов в пироксен-плагиоклазовые роговики. В зонах экзоконтакта интрузивных пород нередко наблюдаются дунитовые брекчии, сцементированные мелкозернистым пироксен-флогопитовым агрегатом. Ширина таких зон может достигать 1,5–2 км [352]. Дунитовое тело разбито многочисленными разломами различной ориентировки. В тектонических зонах, часто выполненных дайками щелочных пород, дуниты интенсивно рассланцованы и деформированы.

Наиболее полные разрезы гулинского комплекса вскрыты структурно-картировочными скважинами Г-13, Г-17, Г-19 и др., пробуренными здесь в ходе ГДП-200 и ГГС-50 [352, 353].

Дуниты являются самими распространенными породами комплекса, на долю которых приходится ~90 % всей обнаженной части интрузива. Внешне

это мелко-среднекристаллические породы темно-серой, зеленовато-серой, зеленовато-черной или буровато-серой окраски. Текстура массивная, структура панидиоморфнозернистая, неравномернокристаллическая. Породы часто тонко рассланцованы, вероятно, под действием внутренних напряжений, остывания и сжатия, т. е. при кристаллизации, происходящей одновременно с деформацией.

Главный минерал дунитов – магнезиальный оливин (Fa_{7-8}) – 90–95 %, типоморфный рудный минерал – феррихромит, составляющий от 1–3 до 3–8 %, также часто встречаются энстатит, магнетит, флогопит; вторичные минералы – серпентин (хризолит, лизардит, серпофит), гидроокислы железа, хлорит, кальцит, идингсит.

Характерной чертой дунитов является их высокая степень серпентинизации (до 90 %). Вторичные минералы контактово-метаморфического генезиса, образовавшиеся в зонах воздействия на дуниты более поздних интрузий (клинопироксенитов гулинского и щелочно-ультраосновных пород маймеча-котуйского комплексов) представлены клинопироксеном, флогопитом, перовскитом, апатитом, гранатом, титанитом, цирконом и др. Перовскит характеризуется крайне низкими содержаниями урана, что не позволяет его использовать в качестве минерала-геохронометра для U-Pb изотопного датирования.

Оливин в дунитах представлен короткопризматическими кристаллами, уплощенными по второму пинакоиду размером 0,25–4,0 мм с частым псевдодвойникованием и спайностью по (010), что может указывать на воздействие на дуниты процесса пластических деформаций. Внутреннее строение однородное. Средний состав кристаллов оливина – Fa_{7-8} .

Хромшпинелиды, по составу относящиеся к феррихромиту, присутствуют в виде акцессорных, вкрапленных, прожилковых гнездово-шлировых и шлировых образований. Акцессорный феррихромит в виде мелких идиоморфных зерен размером 0,01–0,5 мм расположен либо в зернах оливина, либо в интерстициях, и его количество в породе не превышает долей процента; вкрапленный – образует кристаллы размером до 0,5 мм, расположенные, как правило, на стыках зерен оливина. Содержание вкрапленного хромшпинелида может достигать первых процентов. Прожилковый тип выделения прослеживается в виде зон хромитизации шириной до нескольких десятков метров и протяженностью до нескольких сот метров. Подобные зоны встречены в верховьях рек Ингарингда, Гулэ, на ручьях Средний и Горный. Гнездово-шлировый тип встречен в зоне хромитизации в междуречье Гулэ–Ингарингда. Этот редкий для Гулинского интрузива тип проявления хромшпинелидов представляет собой агрегаты черных зерен размером 2–7 мм, слагающие в дунитах мелкие шпирь и гнезда 20 % объема породы. Шлировый тип – самый редкий, встречен в породах верховий рек Гулэ и Восточная, представляет собой концентрации мелких и крупных зерен хромшпинелидов в дунитах в виде вытянутых шпиров и линз уплощенной формы мощностью до 2–3 см и длиной до 5–8 см. Пространство между зернами хромшпинелида выполнено серпентином.

Клинопироксениты и рудные клинопироксениты второй фазы гулинского комплекса образуют силлоподобные тела, клинья, жилы, жильные скопления, прожилки, шпирь, пронизывающие дунитовое тело первой фазы внедрения

комплекса. Жилы и жильные скопления могут иметь различную ориентировку и направленность в пространстве, их мощность варьирует от первых сантиметров до первых метров; распределены они в дунитах неравномерно, редко встречаясь за пределами интрузива.

Наибольшая концентрация интрузивных тел второй фазы комплекса наблюдается в бассейнах рек Оленья, Сабыда, Ингарингда, где они слагают крутосекущие тела площадью до 4 км². Крупные тела ориентированы в субмеридиональном или субширотном направлении.

Жилы и дайки чаще имеют с дунитами ровные контакты, приурочены к системам трещин, развитым в дунитах. На контакте крупных клинопироксенитовых тел с дунитами формируются авгит-оливиновые породы, часто подверженные серпентинизации, в минеральный состав которых (%): оливин – 35–45 (Fa_{14–16}), авгит – 12–17 (En_{44–47}Wo_{43–47}Fs_{7–9}), серпентин – 18–23, перовскит – 8–13, титаномагнетит и магнетит – 10–15.

Клинопироксениты второй фазы внедрения гулинского комплекса – это массивные, иногда полосчатые средне-, реже мелко- и крупнокристаллические породы характерного черного или зеленоватого цвета. Для наиболее распространенных пород этой фазы – рудных пироксенитов (косъвитов) характерна полосчатость, обусловленная чередованием прослоев, сложенных клинопироксеном и магнетитом. Мощность прослоев магнетита может достигать 3–5 см. Расположение клинопироксена в породе, как правило, беспорядочное, но на контактах с дунитами нередко наблюдается линейная и плоскопараллельная ориентировка призматических кристаллов пироксена. Кроме отдельных полос, магнетит образует вкрапленность или слагает линзовидные сегрегации. Структура породы – призматическизернистая, панидиоморфная, реже – аллотриоморфная с фрагментами сидеронитовой.

Клинопироксен присутствует в виде кристаллов размером до 4–5 см, короткостолбчатой, призматической, а в пегматоидных разностях – длиннопризматической формы. В клинопироксене часто отмечаются пластинчатые вросстки титаномагнетита. Последний является главным минералом в титаномагнетитовых клинопироксенитах (магнетит присутствует в основном в виде вторичного продукта серпентинизации), где его содержание достигает 55 %. В породе распределен в виде равномерной вкрапленности или в виде скоплений и прожилков. В агрегатах зерен размером от 0,2 до 1,5 см титаномагнетит часто идиоморфен по отношению к клинопироксену.

Второстепенные и вторичные минералы клинопироксенитов представлены оливином, флогопитом, биотитом, бурой роговой обманкой, хлоритом, кальцитом, тальком, на долю которых приходится не более 1–2 % объема пород.

По своей формационной принадлежности породы комплекса относятся к клинопироксенит-дунитовому формационному типу ультраосновных пород нормального ряда щелочности [132].

Контактные изменения, связанные с гулинским комплексом, проявлены весьма неравномерно и включают ороговикование, а местами и серпентинизацию и флогопитизацию вмещающих пород. На контакте дунитов с базальтами коготокской свиты (на р. Сабыда и др.) зоны пироксен-плаггиоклазовых роговиков достигают 1–1,5 км ширины [24]. Породы состоят из лабрадора, диопсида и магнетита, с подчиненной примесью биотита, роговой обманки,

апатита. Роговики характеризуются параллельной текстурой и микрогранобластовой структурой; постепенно они переходят в ороговикованные базальты с бластоофитовой структурой и далее к слабо измененным базальтоидаим.

Возраст гулинского комплекса является дискуссионным. Работы последних лет, посвященные возрасту и генетическим аспектам формирования этого сложного объекта, изобилуют противоречивыми датировками пород, полученными различными современными изотопно-геохимическими методами. Публикуемые результаты обнаруживают зависимость полученных датировок от взглядов авторов на соотношение гулинского и маймеча-котуйского комплексов и геологию Маймеча-Котуйского района в целом. Так, Е. И. Мамаевой [354] по гулинским дунитам Sm-Nd изохронным методом был получен возраст 711 ± 140 млн лет; К. Н. Маличем [131] по гулинским хромитам получен $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ модельный возраст платинометалльной минерализации 616 ± 8 млн лет; И. Ю. Баданина, изучавшая изотопный состав гафния в цирконах дунитов Гулинского массива, с U-Pb возрастaми 1973 ± 80 , 2744 ± 75 млн лет, делает вывод о неoarхейском возрасте «исключительно глубинного источника» этих пород, «эволюционировавшего в пределах литосферы Земли» [10], несмотря на то, что возрастaы цирконов полностью соответствуют археско-протерозойским гранулитовым породам основания Сибирской платформы. Л. Н. Когарко [110] с помощью изотопных U-Th-Pb характеристик, на единой свинцовой изохроне по дунитам, косьвитам, маймечитам, ийолитам, карбонатитам и нефелиновым сиенитам оценила возраст всего Гулинского массива в $250 \pm 8,7$ млн лет, объединив на одной изохроне породы заведомо разных фациальных и формационных типов.

В настоящей работе возраст гулинского комплекса принимается как раннетриасовый, на основании предположения, что его породы прорывают образование маймечинского вулканического комплекса и секутся породами Центральной интрузии маймеча-котуйского комплекса.

Маймеча-Котуйский ийолит-карбонатитовый комплекс (Eu- δT ,mk) включает в себя совокупность разнообразных магматитов щелочно-ультраосновного, щелочно-основного, умереннощелочного и щелочного среднего составов, представленных многофазными интрузиями центрального типа, штоками, дайками и жилами. Область распространения пород комплекса на поверхности в пределах листа R-47 охватывает западный склон Анабаро-Оленёкской антеклизы и северо-восточный борт Тунгусской синеклизы; на севере она ограничена наложенным Енисей-Хатангским прогибом.

История изучения маймеча-котуйского комплекса началась в 1937–1938 гг., с находки геологами Арктического института (НИИГА) А. А. Кордиковым и П. Н. Кабановым щелочных пород на левобережье р. Маймеча. В 1943–1944 гг., в ходе маршрутных геолого-геоморфологических наблюдений в Маймеча-Котуйском междуречье под руководством Ю. М. Шейманна, впервые обнаружены массивы Гули, Бор-Урях, Далбыха и Чангит, дайки и щелочно-ультраосновные эффузивы [411]. Дальнейшие детальные исследования комплекса проводились Г. Г. Моором, А. А. Волосатовым, Я. И. Полькиным, Т. В. Юшкиной, Е. М. Эпштейном, Т. Л. Гольдбург, Л. П. Смирновым, Л. С. Егоровым, Е. Л. Бутаковой, Ф. А. Старшиновым, С. М. Прохо-

ровой, Е. Л. Данилиным, В. В. Гирном, Г. Г. Лопатиным, В. Р. Трофимовым и др. в ходе геологосъемочных, поисково-оценочных и тематических работ [23, 24, 82, 83, 85, 93, 162, 163, 298, 302, 304, 311, 321, 352, 353, 370, 371, 382, 387, 415].

На территории листа R-47 расположены следующие многофазные массивы маймеча-котуйского ийолит-карбонатитового комплекса: Крестовский, Седе-те, Атырдык, Романиха, Далбыха, Чангит и Центральная интрузия Гулинского полиформационного массива. Перечисленные массивы прорывают образования платформенного чехла от среднего кембрия до нижнего триаса и сопровождаются многочисленными дайками, группирующимися как в радиальные системы вокруг массива (наиболее ярко это явление выражено для массива Далбыха), так и в линейные зоны, наиболее крупная из которых (длиной 85 и шириной 30 км) протягивается в субширотном направлении от р. Верх. Налэ до истоков р. Бол. Романиха [83].

Дайки щелочных пород распространены на всей площади развития маймеча-котуйского комплекса, а их наибольшая плотность пространственно приурочена к интрузиям центрального типа. На исследуемой территории они представлены главным образом гипабиссальными, жильными аналогами интрузивных фаз интрузий центрального типа, а их распространение контролируется региональными глубинными разломами. Наибольшая плотность дайковых тел приурочена к восточной части территории листа, совпадающей с центром распространения интрузий комплекса (район массива Далбыха), где они образуют радиальные рои в окрестностях сложных массивов.

В составе даек комплекса, образовавшихся в различные фазы его внедрения, резко преобладают гипабиссальные аналоги щелочно-ультраосновных и щелочно-основных плутонических пород – оливиновые меланефелиниты, альнеиты, щелочные пикриты; мальиньиты, шонкиниты; щелочно-салические гипабиссальные аналоги интрузивных фаз комплекса представлены тингуаитами и пестрой по составу группой лампрофировых пород. Вышеперечисленные группы пород отличаются сильными вариациями минерального и петрохимического составов.

Центральная интрузия была выделена из состава Гулинского полиформационного массива в ходе ГДП-200 на площади листов R-XI, XII [352] после выделения К. Н. Маличем дунитов и пироксенитов в самостоятельный гулинский дунит-клинопироксенитовый комплекс. Вслед за Ю. М. Шейнманном и П. С. Фоминым, открывшим интрузию в 1943 г., всю ее площадь обследовали Я. И. Полькин (1945–1949 гг.) и несколько позднее (1954–1955 гг.) Т. Л. Гольдбурт, Л. С. Егоров и К. М. Шихорина, составившие крупномасштабную геологическую карту и монографическое описание пород Гулинского массива [305].

Центральная интрузия расположена на правом берегу Маймечи, на водоразделе верховий рек Гулэ и Восточная и занимает площадь около 20 км². Ее породы прорывают на севере вулканогенные образования дельканской свиты, на востоке, юге и северо-западе ультрамафиты гулинского комплекса, на западе – образования маймечинского вулканического комплекса.

В обнаженной части интрузия характеризуется изометричной формой с размерами 4 × 5 км, слегка вытянутой в меридиональном направлении. В маг-

нитном поле она выражена высокоградиентными положительными аномалиями. Из анализа аэромагнитных данных следует, что в погребенной части (на глубинах 2 км и более) Гулинского полиформационного массива имеются еще 2–3 аналогичных тела с подобными геофизическими характеристиками. В гравиметрическом поле интрузии соответствуют максимальные значения аномалий силы тяжести, что, возможно, связано с наличием подводящего канала [352].

Центральная интрузия сложена различными по размерам штокообразными телами последовательно внедрившихся пород: мелилитовыми породами, якупирангит-мельтейгитами, ийолитами, нефелиновыми сиенитами и щелочными сиенитами, фоскоритами и карбонатитами. Соответственно, при выделении ультрамафитов, рассматривавшихся ранее в качестве начальной фазы маймеча-котуйского комплекса [52, 83 и др.], в самостоятельный комплекс в составе Центральной интрузии проявлены пять интрузивных фаз маймеча-котуйского комплекса (от второй до шестой).

Ко второй фазе относятся мелилитовые породы, образующие неполнокольцевое штокообразное тело в центре интрузии площадью около 3,5 км², сложенное мелилитолитами и кугдитами. Большая часть их под воздействием внедрения более молодых пород комплекса преобразована во вторичные апомелилитовые породы, обогащенные флогопитом и апатитом.

Якупирангит-мельтейгиты третьей фазы представлены штокообразным телом неправильной формы, площадью около 6 км². С вмещающими породами имеют резкие границы, изобилуют ксенолитами дунитов гулинского комплекса и апомелилитовых пород. Рассекаются жилками, дайками и телами неправильной формы более поздних магматитов.

Присутствие образований гипабиссального облика, распространенных севернее и северо-восточнее Центральной интрузии (анкаратриты и анкаратрит-пикриты по Л. С. Егорову), относимые рядом авторов к гипабиссальной фации описываемой фазы [83, 85, 94, 122], является отличительной особенностью Центральной интрузии. В ходе ГГС-50 на Гулинской площади эти породы были отнесены хатангитовой (меланефелинит-щелочно-пикритовую) субфазе третьей фазы маймеча-котуйского комплекса [352]. Образования меланефелинит-щелочно-пикритовые в составе Гулинского полиформационного массива, по-видимому, указывают на существование в ходе его формирования, на ряду с господствующими плутоническими условиями, и типичных вулканических обстановок, при которых магматический расплав, прорывая кровлю интрузии, изливался на поверхность. В таком случае в современном срезе гетерогенного массива наблюдается субвулканическая фация щелочных ультрамафитов, аналогичная субвулканической фации маймечинского комплекса [83, 94, 352, 353].

Ийолиты и ийолит-пегматиты четвертой фазы слагают штокверк линзовидных и жилкоподобных тел среди якупирангитов-мельтейгитов и апомелилитовых пород, ориентированный в северо-западном направлении, длиной около 600 м при ширине до 150–200 м. Подобно якупирангит-мельтейгитам, ийолиты содержат ксенолиты апомелилитовых пород и дунитов.

Нефелиновые сиениты и щелочные сиениты пятой фазы залегают в виде линзовидных, вытянутых в субширотном направлении тел, длиной до 1,5 км

при мощности 50–150 м в поле развития якупирангитов-мельтейгитов. К этой фазе относятся также дайки и жилы монцонитов, микросиенитов и фонолитов.

Шестая фаза включает фоскориты и карбонатиты. Фоскориты и другие породы фоскоритовой серии слагают единичные крутопадающие жилы мощностью до нескольких метров и протяженностью до 100 м среди якупирангит-мельтейгитов. Встречаются и в виде ксенолитов в более поздних кальцитовых карбонатитах.

Карбонатиты в обнаженной части Центральной интрузии формируют два конфокальных штока – Северный и Южный карбонатитовые массивы площадью 3 и 5 км² соответственно. Северный шток размером 1 × 3 км имеет форму эллипса, ориентированного в субмеридиональном направлении. Южный (1,8 × 2,7 км) вытянут в субширотном направлении. Контакты с вмещающими породами резкие, близкие к вертикальным. Внутреннее строение карбонатитовых штоков характеризуется зональностью, которая выражена сменой от периферии к центру штока зон, сложенных крупно- и гигантокристаллическими кальцитовыми карбонатитами, мелко- и среднекристаллическими кальцитовыми карбонатитами и доломитовыми карбонатитами. По мнению Л. С. Егорова, представленная зональность отражает последовательное внедрение трех глубинных дифференциатов карбонатитовой магмы [83].

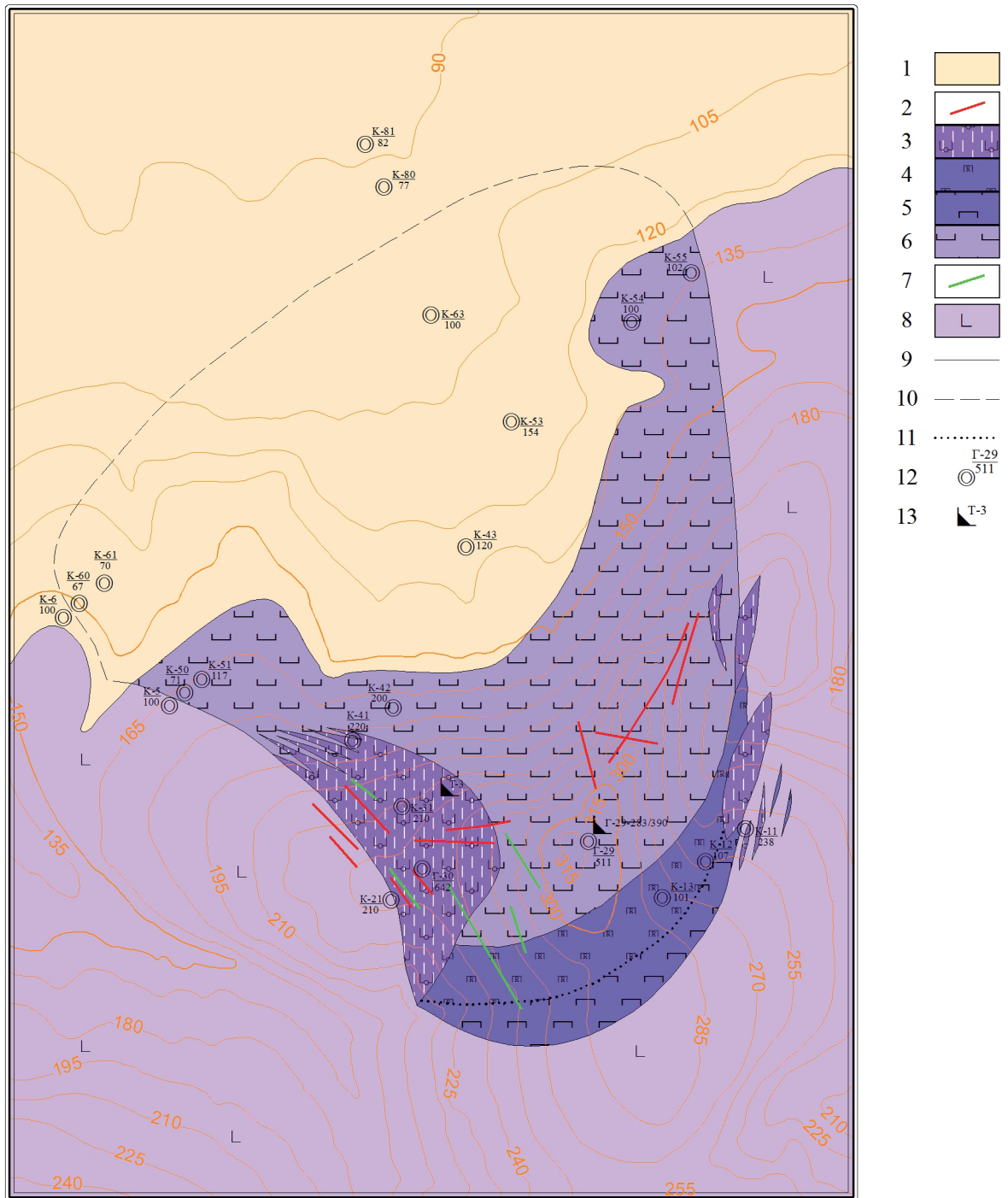
Крестовский массив был открыт в 1996 г. в ходе АГСМ-съемки Гулинской поисковой площади геофизиками ЦАГРЭ под руководством Ф. Д. Лазарева [340] при заверке ранее выявленной А. П. Четверговым гравиметрической аномалии [406]. Исследованием массива занимались геологи Полярной ГПП (В. Р. Трофимов, Г. Г. Лопатин, В. С. Пинаев и др.) в ходе проведения ГГС-50 с общими поисками на Гулинской площади сотрудники КГФЦМиЗ, Томского государственного и Томского политехнического университетов [177].

Крестовский массив расположен на самом севере Тунгусской синеклизы, в непосредственной близости от южного борта Енисей-Хатангского регионального прогиба. В геоморфологическом отношении он выражается возвышенным рельефом на водоразделе руч. Бол. Крестовый и р. Кресты и бассейна р. Бол. Романиха.

Породы интрузии прорывают образования коготокской свиты, а ее северо-западная часть (примерно 45 %) перекрыта четвертичными отложениями. Форма интрузивного тела, судя по геофизическим данным, – субизометричная, с обнаженной частью серповидной формы, занимающей около 4,2 км². На поверхность выходит его апикальная часть [177].

В строении массива принимают участие образования четырех последовательно внедрившихся фаз маймеча-котуйского комплекса (рис. 4): оливиниты, перидотиты и рудные пироксениты (первой фазы), мелилитовые породы (второй фазы), щелочные микросиениты, монцониты (пятой фазы) и карбонатиты (шестой фазы). Две последние фазы комплекса представлены в интрузии только в виде маломощных даек и жил, рассекающих центральный щелочно-ультраосновной шток.

Оливиниты и перидотиты формируют центральную часть интрузии и представляют собой сложный полосчато-пятнистый комплекс чередования пород, обогащенных оливином и пироксеном. Рудные (перовскит-титано-



**Рис. 4. Схематический геологический план Крестовского массива
(по материалам ГГС-50 с общими посиками на Гулинской площади [353]).**

1 – Рыхлые четвертичные отложения; 2–6 – интрузивные образования маймеча-котуйского комплекса: 2 – дайки монцитов, сиенитов; 3 – мелилитовые породы; 4 – рудные пироксениты; 5 – пироксениты; 6 – оливиниты; 7 – дайки трахидолеритов; 8 – вулканиты коготокской свиты; 9 – геологические границы; 10 – предполагаемые границы интрузии под четвертичными образованиями по геолого-геофизическим данным; 11 – границы пироксенитов и рудных пироксенитов; 12 – картировочные скважины (в числителе – номер скважины, в знаменателе – глубина); 13 – места отбора проб на абсолютный возраст и их номера.

магнетитовые) пироксениты формируют на поверхности серповидное тело в южной части массива, площадью 0,7 км².

Мелилитовые породы (мелилитолиты и кугдиты) второй фазы Крестовского массива образуют три изометричных и линзовидных тела на контакте с вмещающими эффузивами, с размерами выходов на дневную поверхность 0,54, 0,12 и 0,06 км² соответственно.

Щелочные микросиениты и монциты представлены в виде даек и жил мощностью до 2 м и длиной до 200 м, развитых преимущественно в контактовой зоне массива и на участках контактов пород различного состава в центральной части интрузии.

Единственная находка карбонатитов в пределах Крестовской интрузии достоверно магматической природы представлена дайкой кальцитовых карбонатитов, мощностью 30 см. Дайка вскрыта картировочной скв. К-60 на глубине 15 м.

Массив Седете удален на 20 км к югу от Гулинского полиформационного массива и рядом авторов рассматривается как его сателлит. Его породы выходят на склонах столовой возвышенности у южного края лавово-силлового плато в осевой части Маймеча-Котуйского водораздела, в верховьях рек Сетте, Хиннангна и Халтай-Пастах.

Впервые интрузия обнаружена в 1959 г. К. Н. Шихориной в ходе средне-масштабного геологического картирования территории, прилегающей к Гулинскому массиву. Автором было высказано предположение о силлообразной форме интрузии и вертикально-расслоенном строении, что впоследствии было подтверждено в ходе бурения скважин при поисково-съёмочных работах масштаба 1 : 50 000 на Хининдинской площади [349].

Контур выхода интрузии на дневную поверхность в плане имеет близкую к овальной форму размерами 2,5 × 4,8 км, ее вертикальная мощность, по данным бурения, не превышает 93 м. Вмещающими породами являются отложения силура, девона и перми. В центральной части массива сохранился крупный (площадью около 2 км², мощностью около 90 м) реликт силла долеритов, служившего кровлей для щелочно-ультраосновной интрузии. ореол контактовых изменений массива незначителен и не превышает первых десятков метров, проявлен в мраморизации карбонатных пород, и образовании порфиробласт граната, скаполита, брусита, пироксена в глинистых известняках и доломитах.

Внешняя зона интрузии в плане (нижний ее горизонт по разрезу) сложена мелкокристаллическими меланократовыми анкаратрит-пикритами и нефелиновыми пикритами (хатангитами), выходящими на дневную поверхность в виде гряд скальных обнажений и крупноглыбовых развалов.

Внутренняя часть интрузии в плане (ее верхний горизонт по разрезу) сложена средне- и крупнокристаллическими, со шлирами мелкокристаллических, ийолит-мельтейгитами, которые встречаются в виде высыпок в медальонах.

Переходы между этими горизонтами неотчетливые, постепенные; оба горизонта, по-видимому, представляют собой единую фазу внедрения расплава.

В западной, южной и юго-восточной частях интрузии представлены разобщенные выходы, формирующие полукольцо, средне-крупнокристалличес-

ких лейко- и меланократовых сиенитов, которые локализуются как в нижнем, так и в верхнем ее горизонте и обладают секущими контактами.

Существует две точки зрения о механизмах формирования массива Седете. К. М. Шихорина и Л. С. Егоров предполагали, что массив образовался в результате одноактного внедрения магмы (вероятно, мельтейгитовой) и последующего ее фракционирования в процессе медленной направленной кристаллизации [83]. Л. П. Смирнов, Г. Г. Лопатин, учитывая результаты геологосъемочных и поисковых работ на этой территории, предположили, что массив сформировался в результате последовательного внедрения двух интрузивных фаз: ийолит-мельтейгитовой и сиенитовой [349].

Массив Далбыха – самая крупная (площадью 3,2 км²) интрузия из 14 интрузивных тел Далбыхской группы (от 0,2 до 2 км²), сосредоточенных в неширокой (2–3 км) дугообразной зоне протяженностью 20 км в верховьях р. Далбыха у восточной рамки листа.

Интрузии этой группы обнаружены Ю. М. Шейнманном в 1944 г. [258], а их детальное исследование проводилось Е. Л. Бутаковой в 1955 г., Л. С. Егоровым, Н. П. Суриной и др. с 1959 по 1962 год, Е. Л. Данилиным, А. В. Крюковым и др. в 1979–1982 гг.

Часть интрузивных тел Далбыхской группы находится за восточной границей площади листа. В пределах описываемой территории расположены массивы Кындын и Урукит, западная часть массива Далбыха, массивы Быхыт Северный, Быхыт Южный, Быхыт Восточный, Быхыт Западный.

Расположение массивов обусловлено узлом пересечения глубинных разломов, а дугообразная зона сосредоточения массивов рядом автором [311] 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.). 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 [48]. 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» [24, 82].

Широкое распространение даек щелочно-ультраосновного состава является еще одной уникальной особенностью площади распространения массивов Далбыхской группы. Простираение даек в северной части полукольцевой 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 по простиранию (редко до 3 км), 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 [236]. Изредка встречаются также дайки мелилитовых (альнеиты), щелочных анальцимовых (мончикиты) пород [311].

Наиболее крупная интрузия Далбыхской группы – Далбыха – расположена в месте крутого изгиба (в центральной части) вышеописанной магмоконтролирующей полукольцевой зоны. По данным бурения, массив представляет собой концентрически-зональную интрузию центрального типа с крутопадающими контактами к ее центру, под углами 70–80°. С внедрением массива связано локальное куполовидное поднятие вмещающих пород.

Центральная часть массива сечением $0,3 \times 0,5$ км сложена мельтейгитами. Его опоясывают ийолиты внутреннего кольцевого тела, шириной 0,4–0,6 км. Внешнюю кольцевую интрузию шириной 0,1–0,4 км образуют крупнокристаллические фоскоритовые, биотитовые (биотит-пироксеновые) и кальцитовые карбонатиты. Распределение образований различных фаз комплекса в составе массива осложнено частыми инъекциями более поздних интрузий по сети сближенных трещин, а также обилием ксенолитов в разной степени ассимилированных пород разного состава и возраста.

Массив Романиха – самая крупная из интрузий левобережья Маймечи – расположен на водоразделе рек Бол. Романиха, Латара и Хэрки, в поле карбонатных пород томпокской и бысыоряхской свит верхнего кембрия и нижнего ордовика. Интрузия была выявлена Я. И. Полькиным при дешифрировании аэрофотоснимков и впервые закартирована Л. С. Егоровым и Н. П. Суриной в 1958 г. [319].

Выход массива Романиха на дневную поверхность в плане имеет размеры $2,6 \times 2,2$ км, характеризуется изометрично-округлой формой и в рельефе выражен пологим холмом с относительным превышением около 100 м. Вмещающие массив породы образуют локальное меридионально вытянутое куполовидное поднятие с амплитудой около 160 м и падением склонов на крыльях 2–3°. Изменение вмещающих пород выражено их фенитизацией непосредственно у контакта с интрузией, при удалении от которого метаморфизм ослабевает и проявляется в виде мраморизации пород, развитием по силикатной составляющей тремолита, брусита, серпентина, хлорита, слюды, иногда – гроссуляра.

Анализ контура наземной магнитной аномалии, превышающей по площади выход массива почти в 2 раза, позволяет предполагать, что часть интрузии скрыта под отложениями бысыоряхской свиты [311]. Массив обнажается на поверхности своей апикальной частью и имеет концентрически-зональное строение. Его округлое якупирангит-мельтейгитовое ядро сечением $1,5 \times 1,7$ км опоясывается мощной (шириной от 100 до 600 м) кольцевой дайкой меланитовых ийолитов с мелкими ксенолитами мелилитовых пород. Фоидолиты центральной части массива рассечены дайками и жилами ийолит-мельтейгитов и карбонатитов.

Массивы Атырдык и Чангит располагаются в 20 км юго-западнее (Чангит) и в 8 км севернее (Атырдык) массива Романиха, их расположение контролируется одним глубинным разломом.

Массив Атырдык (площадь $0,6 \text{ км}^2$) был обнаружен в 1958 г. Л. С. Егоровым и Н. П. Суриной при опосковании интрузивных пород на левобережье Маймечи, близ истоков р. Бол. Романиха, в поле развития пород верхнего ордовика и нижнего силура. Форма интрузивного тела в плане овальная, с

контактами, по геофизическим данным, близкими к вертикальным. Почти все интрузивное тело сложено якупирангит-мельтейгитами с крупными шширами турьяитов, которые рассечены дайками и линзовидными телами ийолито-мельтейгитов.

Массив Чангит был обнаружен П. С. Фоминым в 1943 г. Представляет собой в плане овальное (площадью 0,4 км²) интрузивное тело с субвертикальными контактами, прорывающее карбонатные породы атырдахской свиты в среднем течении р. Атырдах. Сложена интрузия преимущественно меланократовыми фойдолитами, среди которых преобладают якупирангиты-мельтейгиты, на периферии сменяющиеся порфиридовидными и порфириновыми меланефелинитами, оливиновыми меланефелинитами, нефелиновыми пикритами. Фойдолиты содержат резко очерченные, угловатые и полуассимилированные включения мелилитовых пород. Шток меланократовых щелочных пород расчлен редкими дайками ийолит-мельтейгитов, щелочных сиенитов и карбонатитов.

Южнее и западнее массива Чангит доломиты атырдахской свиты прорваны несколькими штокообразными телами и дайками кальцитовых карбонатитов. Южнее интрузии располагается меридионально ориентированная цепочка из пяти мелких (от 5 до 20 м в поперечнике) вертикальных или крутонаклонных тел карбонатитов овальной в плане формы. В 1 км на запад от интрузии верхнекембрийские доломиты интродированы 10 дайками карбонатитов мощностью от 0,5 до 10 м и протяженностью от 50 до 150 м.

Все массивы маймеча-котуйского комплекса (за редким исключением) представлены многофазными интрузиями центрального типа с грубоконцентрическим размещением дискретно сформированных интрузивных фаз, также слагающих многочисленные инъекционные жилы и дайки. Каждая из породных групп формируется в одну из последовательных интрузивных фаз, представленных (в порядке их образования): 1) оливинитами, перидотитами, пироксенитами; 2) мелилитовыми породами; 3) якупирангит-мельтейгитами и другими фойдолитами; 4) ийолитами; 5) нефелиновыми сиенитами и щелочными эгириновыми сиенитами; 6) породами фоскоритовой серии и карбонатитами (кальцитовыми и доломитовыми).

Рядом исследователей фоскориты выделяются в отдельную интрузивную фазу, предшествующую внедрению даек и штоков карбонатитов [83]; кроме того, существует точка зрения о метасоматическом происхождении этих пород [314, 344 и др.].

Первая интрузивная фаза маймеча-котуйского комплекса представлена ультрамафитами (σT_1mk_1): оливинитами, рудными оливинитами, перидотитами, клинопироксенитами и рудными пироксенитами (косъвитами). Наиболее широко фаза проявлена в Крестовском массиве, где формирует изометричное в плане тело с крутым падением контактов; в малых интрузиях Далбыхской группы – Быхыт Западная, Быхыт Восточная ультрамафиты слагают крупные фрагменты – ксенолиты в породах более поздних фаз.

Для оливинитов и рудных оливинитов характерна панидиоморфнозернистая, сидеронитовая, средне-крупнокристаллическая структура, массивная, полосчатая или трахитоидная текстура. В минеральный состав входят (%):

оливин Fa_{10-13} – 35–85, диопсид – до 10, титаномагнетит – 5–15 (до 30 в рудных оливинитах), перовскит – до 17, серпентин – от первых процентов до 70 в интенсивно серпентинизированных разностях.

Перидотиты (верлиты) – массивные, зеленого и темно-зеленого цвета породы, с переменным содержанием пироксена и оливина. В минеральный состав входят (%): оливин – 30–70, пироксен – 20–60, титаномагнетит – 0–25, перовскит – 0–30. Структура породы панидиоморфнозернистая и сидеронитовая (на участках, где титаномагнетит образует сидеронитовые агрегаты, часто в сростании с перовскитом). Серпентинизация в верлитах проявлена сильнее, чем в оливинитах.

Клинопироксениты – массивные мелко-крупнокристаллические породы темно-серого цвета с зеленоватыми и коричневатыми оттенками. Структура – панидиоморфнозернистая и сидеронитовая. В породе наблюдается шпировое сочетание разнокристаллических агрегатов. Основные породообразующие минералы пироксенитов: диопсид (60–90 %), титаномагнетит (2–25 %), перовскит (0–15 %). Титаномагнетит имеет сидеронитовый характер выделений, резко ксеноморфен по отношению к перовскиту и пироксену. Кристаллы соизмеримы с породообразующим пироксеном, имеют размер от долей до 5 мм.

Вторая интрузивная фаза комплекса (EMT_1mk_2) представлена мелилитовыми породами, в том числе кугдитами, ункомпагритами и турьяитами. Породы этой фазы формируют неполнокольцевые и изометричные тела в составе Центральной интрузии и Крестовского массива, присутствуют в виде ксенолитов в более молодых породах массивов Романиха, Атырдык и Чангит, формируют протяженные дайки в районе интрузий Далбыхской группы. Мелилитолиты и кугдиты формируют самостоятельные тела, тогда как ункомпагриты и турьяиты фиксируются главным образом в виде ксенолитов в более поздних фойдолитах.

Мелилитолиты представлены массивными, средне- или крупнокристаллическими породами с гипидиоморфнозернистой структурой. Состоят (%) из мелилита (50–90), клинопироксена (10–30), нефелина (0–30), оливина (0–10), титаномагнетита и перовскита (5–10), флогопита (0–8). Все разновидности мелилитовых пород связаны постепенными переходами. Часто, вследствие автометаморфизма и в результате воздействия поздних щелочных фаз, появляются новообразованные минералы: флогопит, роговая обманка, диопсид, перовскит.

Ко второй фазе относятся также маломощные (до 5 м) и небольшой протяженности (до 1–3 км) дайки альнеитов – щелочных мелилитовых лампрофиров, сложенных (%) фенокристами мелилита (до 30), редко оливина и авгита (до 5); в основной массе преобладает нефелин (25–40), развиты авгит (10–15), мелилит и продукты его изменения (до 25), биотит (5–15), титаномагнетит (5–10) и слюдисто-карбонатный мезостази (5–15), акцессорные – перовскит, апатит. Альнеиты зафиксированы в верховьях р. Далбыха, на р. Маймеча, а также на междуречье Мал. Романиха–Баты-Юрях.

Третья интрузивная фаза маймеча-котуйского комплекса (EtT_1mk_3) представлена якупирангитами, мельтейгитами, меланефелинитами, шонкинитами, слагающими на исследуемой территории в интрузиях

центрального типа полукольцевые крутопадающие тела предположительно воронкообразной формы (Центральная интрузия и мелкие массивы), разного размера штоки (Далбыха, Атырдык, Романиха, Чангит) и многочисленные дайковые тела на Маймеча-Котуйском водоразделе, в особенности в районе массивов Далбыхской группы. Наиболее распространены породы третьей фазы комплекса в Центральной интрузии Гулинского гетерогенного массива. Здесь они представлены породами трех последовательно внедренных серий: мельтейгит-шонкинитовой, меланефелинит-щелочно-пикритовой (хатангинитовой по Г. Г. Лопатину [353] и якупирангит-мельтейгитовой. Аналогичные серии целиком слагают сателлит Центральной интрузии – расслоенный силлообразный массив Седете [83]. Во всех прочих массивах комплекса продуктами третьей интрузивной фазы являются мельтейгиты со спорадическими шлирами якупирангитов, за исключением единичных массивов (Коготок и Бетаки) в западной части Гулинской СФПЗ, обнаженные (вероятно, апикальные) части которых сложены шонкинитами, содержащими шлиры щелочных сиенитов и рассеченными дайками микрошонкинитов, щелочных сиенитов, трахидолеритов и т. п.

Якупирангиты и мельтейгиты – массивные, иногда трахитоидные, шлирово-такситовые породы гипидиоморфнозернистой, порфиroidной, на отдельных участках – пойкилитовой структурой. Главными породообразующими минералами являются клинопироксен авгит-диопсидового состава (50–90 %), нефелин (0–40 %), титаномагнетит и перовскит (5–20 %), второстепенными – биотит, титанит, канкринит и др.

В малых и слабоэродированных телах (массивы Чангит, Быхытские и др.) мельтейгиты на отдельных участках обогащены оливином и переходят в оливиновые мельтейгиты или нефелиновые пикриты, а в зонах экзоконтактной заалки постепенно переходят в порфировые или стекловатые фации.

Меланефелиниты – порфировые породы с массивной или трахитоидной текстурой, обусловленной ориентированным расположением вкрапленников, состоящие из клинопироксена (55–65 %), нефелина (15–20 %), биотита (15–20 %), титаномагнетита (5–15 %), редко – перовскита (5–10 %).

Хатангиты отличает исключительно оливиновый состав вкрапленников, количество которых достигает 50 %. Основная масса породы состоит (%) из пироксена (30–80) и нефелина (или продуктов его замещения) (0–30). Практически всегда присутствует биотит (флогопит): от единичных чешуек до 20–25 %. Второстепенные минералы – апатит, титанит, перовскит, титаномагнетит, амфибол составляют до 15 % объема породы.

Шонкиниты – среднекристаллические породы с бластоофитовой, иногда трахитоидной структурой, состоящие (%) из анортоклаза (20–45), титанавгита (30–55), титаномагнетита (5–10), и второстепенных и акцессорных – биотита, оливина, анальцима, лампрофиллита, нефелина, перовскита, кальцита, апатита, титанита, сульфидов. Анортоклаз образует sdвойникованные лейсты, по периферии альбитизирован. Титанавгит представлен в виде ксеноморфных, часто шестоватых кристаллов в основной массе породы, по которым развивается биотит в виде коротких пластинчатых чешуй. Титаномагнетит преобладает в форме игловидных призм с неровными контурами, часто шестоватыми, с размером до 2 мм.

Четвертая интрузивная фаза маймеча-котуйского комплекса ($E\bar{v}T_1mk_4$) представлена ийолитами, ийолит-пегматитами и другими фойдолитами, слагающими субвертикальные штоки поперечником в первые сотни метров (Быхытские массивы) штокверки и линзовидные тела (Центральная интрузия), кольцевые дайки (Далбыха, Романиха и др.). Микроийолитами сложены жилы и дайки, пересекающие штоки ийолитов и ийолит-пегматитов в интрузиях центрального типа (Далбыха и др.) и за их пределами.

Среди ийолитов преобладают средне- и крупнокристаллические разновидности пород, состоящие (%) из нефелина (50–55), клинопироксена (25–40), титаномагнетита (5–10), и второстепенных – перовскита, апатита, канкринита, кальцита, титанита, цеолитов. Структура пород – панидиоморфнозернистая, но чаще гипидиоморфнозернистая – обусловлена переменным идиоморфизмом нефелина и клинопироксена (в меланократовых видах идиоморфизм $Srx > Ne$, в лейкократовых одинаков или $Ne > Srx$). Широко проявленные контаминированные фации ийолитов насыщены множеством частично ассимилированных включений ультрамафических и мафических пород ранних интрузивных фаз и отличаются повышенной меланократовостью. Такие контаминированные породы в литературе часто описываются как «ийолит-мельтейгиты» и «мелайолиты».

Ийолит-пегматиты и другие пегматоидные образования нефелин-пироксенового (до существенно пироксенового) состава, залегают в Центральной интрузии среди ийолитов и других более ранних пород в форме круто- и полого наклоненных жилообразных тел мощностью до первых метров и протяженностью до 10 м и более. Отличаются пегматоидной структурой и сложены преимущественно нефелином и клинопироксеном примерно в равных количествах. Часто присутствуют перовскит, меланит и флогопит.

Микроийолиты, слагающие вертикальные и пологие жилы (дайки) мощностью в первые десятки см, в сравнении с ийолитами – более меланократовые, характеризуются примерно равным количественным соотношением нефелина и пироксена (по 45–50 %), бедны второстепенными минералами (титаномагнетит, апатит, флогопит, титанит) и лишены признаков контаминации материалом вмещающих пород. Характер контактов жильных тел и даек всегда исключительно резкий (интрузивный).

Пятая интрузивная фаза маймеча-котуйского комплекса ($E\bar{\xi}T_1mk_5$) преимущественно представлена нефелиновыми сиенитами и щелочными эгириновыми сиенитами, слагающими на территории листа линзовидные, вытянутые тела (Центральная интрузия, массив Седете), штоки, дайки и жилы (массивы Далбыхской группы и Крестовский). Кроме того, к пятой фазе интрузии относятся скорее всего субпластовые тела, сложенные шонкинитами, щелочными сиенитами и монцонитами, развитые в западной части ареала маймеча-котуйского комплекса (в междуречье Бол. Романиха–Коготок, массивы Коготок, Бетаки и ряд мелких тел).

Дайки этой фазы, сложенные нефелиновыми и щелочными сиенит-порфирами, монцитонит-порфирами, тингуаитами и др., содержат ксенолиты ийолит-мельтейгитов и особенно широко развиты вокруг массивов Далбыхской группы. Кроме того, вертикальная дайка шонкит-порфира мощно-

стью 5 м закартирована на р. Укси [240]. Порода сложена калишпатом, клинопироксеном, биотитом, рудным минералом, титанитом; в мезостазисе развиты цеолиты.

Нефелиновые сиениты делятся на собственно нефелиновые, лейцит- и канкринит-нефелиновые разновидности. Обычно это однородные, мелко-среднекристаллические породы линейно-флюидалной текстуры, обусловленной расположением игловидных выделений эгирина и лейст калиевого полевого шпата. В состав пород входят (%) калиевый полевой шпат – анортоклаз и ортоклаз (40–60), нефелин, лейцит и канкринит (до 20–50), эгирин-авгит (10–25), магнетит (до 5) и второстепенные – апатит, биотит, титанит, альбит, содалит, цеолиты, щелочной амфибол. Анортоклаз формирует часто пелитизированные таблицы и призмы среди изометричных зерен нефелина, замещаемого канкринитом и удлинённых, часто ярко-зелёных кристаллов эгирин-авгита.

Щелочные эгириновые сиениты представлены в маломощных жильных телах мелкозернистыми и трахитоидными, в более крупных (штокообразных) – средне-крупнокристаллическими, массивными разностями. Мелкие, игольчатые, короткопризматические и неправильные кристаллы эгирина (эгирин-авгита) (5–20 %) располагаются в интерстициях более крупных лейст калиевого полевого шпата (25–65 %) совместно с аксессуориями (apatит, титанит, магнетит). Остальная часть пород сложена вторичными минералами (биотит, альбит, щелочной амфибол, кальцит и цеолиты). В участках, насыщенных ксенолитами переработанных ультрамафитов (Центральная интрузия Гулинского массива), щелочные сиениты всегда более меланократовые и отличаются шпирово-такситовой текстурой.

Дайковые образования пятой фазы отличаются порфировой структурой, с преобладанием вкрапленников анортоклаза (5–15 %) и либо нефелина (10–15 %), либо эгирин-авгита (1–5 %), редко биотита; тингуаиты характеризуются примерно равным участием пироксена и нефелина. Во флюидалной микролитовой основной массе развиты те же минералы с примесью апатита (до 1–2 %). Монцониты, образующие секущие тела в Крестовской интрузии, обладают порфиroidной, гипидиоморфнозернистой структурой и состоят (%) из клинопироксена (40–50), плагиоклаза (15–35) и щелочного полевого шпата (20–45), а также биотита, апатита, титанита, кварца и вторичных – амфибола, кальцита, эпидота.

Породы шестой интрузивной фазы комплекса ($\text{D}_{T_1mk_6}$) представлены породами фоскоритовой группы и карбонатитами.

Фоскориты образуют в сложных массивах штоки, штокверки, кольцевые и линейные дайки и жилы (Центральная интрузия, Далбыха, Романиха), а также различных размеров и форм включения (останцы) в карбонатитах (Центральная интрузия). Вопрос природы, классификации и положения этих пород в последовательности формирования интрузивных фаз маймеча-котуйского комплекса до конца не решен. Разная геологическая позиция вещественно отличающихся фоскоритовых пород позволяет выделять среди них три разновозрастные подгруппы: 1) ранние, образовавшиеся до кальцитовых карбонатитов, формирующие обособленные тела среди более молодых пород – диопсидиты, пироксеновые нельсониты и все обогащенные оливином породы

фоскоритовой серии (в Центральной интрузии, массивах Далбыха и Романиха); 2) поздние – преимущественно бедные оливином фоскоритовые породы, представленные мелкими секущими включениями в кальцитовых карбонатах (не встречаются в доломитовых карбонатах): нельсониты, оливиновые нельсониты; 3) апатитовые обособления в поздних доломитовых и анкеритовых карбонатах.

Породы фоскоритовой группы состоят из варьирующих количеств апатита, магнетита и оливина, а также ряда вторичных минералов (карбонатов, амфиболов, слюд и сульфидов). Вариации количественных соотношений породообразующих минералов обуславливают выделение разнообразных самостоятельных видов пород фоскоритовой серии – форстерититов ($OI > 90\%$), рудных форстерититов ($Mgt > 10\%$), магнетититов ($Mgt > 50\%$), нельсонитов ($OI < 10\%$), апатититов ($Ap > 90\%$). Особняком стоят диопсидовые разновидности фоскоритовых пород (пегматоидные диопсидиты, рудные диопсидиты, диопсидовые нельсониты, апатититы). Соотношения между оливиновой и диопсидовой сериями фоскоритов к настоящему времени не выяснены.

Диопсидиты – предположительно наиболее ранние в последовательности фоскоритовых пород образования, характеризуются крупнокристаллической (до пегматоидной) структурой (массивы Далбыха, Романиха) и почти мономинеральным (Романиха) или существенно магнетит-диопсидовым (Далбыха) составом; как правило, содержат примесь апатита и неравномерно обогащены пойкилобластами флогопита, радиальнолучистыми новообразованиями рихтерита и поздним кальцитом. Текстура преимущественно массивная.

Форстерититы, рудные и апатитовые форстерититы – ранние фоскоритовые породы, с существенно оливиновым составом, средне-крупнокристаллической аллотриаморфнозернистой структуры, со шлирами мелкокристаллических и пегматоидных разновидностей. Из акцессорных минералов обычны перовскит, бадделеит, магнезиальная шпинель, клиногумит. Почти повсеместно породы кальцитизированы и флогопитизированы. Оливин нередко (в Центральной интрузии) замещается монтичеллитом.

Более поздние нельсониты, оливиновые нельсониты, апатититы и магнетититы состоят (%) из переменных количеств апатита (50–100), магнетита (0–50), и форстерита (0–35); в магнетититах – свыше 90 % объема породы приходится на магнетит. Во всех разновидностях присутствуют акцессорные пироксены и бадделеит и новообразованные доломит, флогопит.

Карбонаты наиболее широко развиты в составе Центральной интрузии, в массивах Чангит и Далбыха, где они формируют штоки, полукольцевые интрузии и дайки как в составе самих массивов, так и за их пределами, во вмещающих породах, сформировавшихся в результате внедрения трех интрузивных субфаз: в первые две фазы последовательно формировались крупно- и мелкокристаллические карбонаты, а в завершающую – доломитовые карбонаты [83].

Ранние кальцитовые карбонаты представляют собой преимущественно мономинеральные, крупнокристаллические кальцитовые породы, где наиболее часто в качестве акцессорного минерала встречается апатит. Более поздние кальцитовые карбонаты – мелкокристаллические, со сланцеватой текстурой, почти мономинеральные породы с примесью доломита до 10–12 %.

Присутствие в ранних карбонатитах некарбонатных примесей, представленных оливином, диопсидом, флогопитом, магнетитом, апатитом, аксессуарными баделлеитом, кальцитритом, пирохлором, канкринитом и др., связано с контаминацией карбонатитов продуктами более ранних фаз маймечакотуйского комплекса [83].

Доломитовые карбонатиты на описываемой территории представлены только в центральных частях Южного и Северного карбонатитовых массивов Центральной интрузии. Поздние карбонатиты петрографически однотипны – это неравномерно-кристаллические почти мономинеральные сланцево-полосчатые породы с примесью апатита, представленного здесь как в виде рассеянных отдельных кристаллов, так и в виде шлироподобных скоплений.

С карбонатитами тесно ассоциируют флогопит-оливиновые и флогопит-диопсидовые скарноиды. В массивах Романиха и Гулинский присутствуют также гранат-кальцит-диопсидовые скарны, которые образуют жилообразные и линзовидные тела протяженностью в сотни метров при мощности от 0,5 до десятков метров и включающие реликты не только пород третьей и четвертой фаз, но и щелочных сиенитов [24]; в ореоле Гулинского массива они четко контролируются разрывами северо-восточного простирания. Все названные породы характеризуются неравномернозернистой, иногда пегматоидной структурой и состоят из магнезиального оливина или диопсида, флогопита, кальцита, перовскита, а также второстепенных монтичеллита, гумита, апатита, магнетита и сульфидов.

Все карбонатиты Центральной интрузии Гулинского массива достаточно сильно преобразованы низкотемпературными гидротермальными процессами, включая ожелезнение и окварцевание [83]. Участки интенсивного окварцевания (вплоть до формирования мономинеральных кварцитов) занимают площади в десятки м².

Как в породах рамы Гулинского массива, так и более ранних фаз маймечакотуйского комплекса широко проявлены процессы контактового метасоматоза, результирующие в формировании серпентина, флогопита (в ультраосновных породах), карбонатов, цеолитов, канкринита, альбит (в щелочных и щелочно-ультраосновных породах). В ряде интрузий развиваются нефелин-пироксеновые метасоматиты и слюдиты.

Контактово-метасоматические породы слагают дугообразную зону (400 × 1000 м) в центральной части интрузии, контактируя с телами ийолит-мельтейгитов на севере и южным карбонатитовым телом на юге. В этой зоне развиты пегматоидные гигантозернистые флогопит-нефелин-пироксеновые метасоматиты, а также меланит-пироксеновые породы и чередующиеся кальцит-диопсидовые и т. н. «гидромеллилитовые» породы» [264, 412]. Первые формируются при контактовом воздействии на пироксениты и оливиниты более поздних интрузий ийолит-мельтейгитового состава, от которых названные метасоматиты отличаются шширо- или параллельно-таксидовой текстурой и тонкозернистой гранобластовой структурой [23, 24]. Они слагают мелкие шшировидные обособления и линзовидные крутопадающие тела в метасоматизированных мельтейгитах. В их составе также широко развиты эгирин, перовскит, меланит, апатит. Меланит-пироксеновые породы тесно ассоциируют с перидотитами, за счет которых они, вероятно, и образовались. По-

роды третьей группы тяготеют к южной части «метасоматической дуги». Кальцит-диопсидовые средне- и крупнозернистые состоят из существенно преобладающего диопсида, а также кальцита (до 20–40 %) и нефелина (1–5 %), тогда как т. н. «гидромеллилитовые» породы, возникшие за счет перекристаллизации существенно меллилитовых пород [84], состоят из цеболлита(?), диопсида, везувиана, кальцита, тремолита, волластонита, граната и содержат промышленные концентрации флогопита. Широкое проявление метасоматоза связывается с постмагматическими флюидами, сопровождавшими интрузию ийолит-мельтейгитов [24].

Проблеме возраста маймеча-котуйского ийолит-карбонатитового комплекса посвящена обширная литература. Длительное время по результатам К-Аг датировок основных дифференциатов из ряда массивов (179–256 млн лет, среднее из 18 определений – 219 млн лет [83]), а также на основании того, что дайки и сложные массивы прорывают нижнетриасовую эффузивно-осадочную толщу и перекрываются отложениями средней юры, все шесть фаз маймеча-котуйского комплекса относились к средне-позднетриасовым [343] или среднетриасовым образованиям [344]. В последние годы проведено U-Pb датирование минералов кальцитовых карбонатитов Центральной интрузии Гулинского массива, которые являются одними из самых молодых магматических образований на описываемой площади. Полученные датировки ($250,1 \pm 2,9$ млн лет по ториниту, $250,8 \pm 1,2$ по бадделеиту [136]; чуть ранее – $250,2 \pm 0,3$ млн лет по бадделеиту [273]) указывают, что образование последней фазы маймеча-котуйского комплекса происходило в оленёкском веке раннего триаса.

В ходе подготовки к изданию настоящего комплекта Государственной геологической карты U-Pb изотопным методом впервые датированы перовскиты из кугдита (249 ± 1 млн лет) и цирконы из сиенитов ($252 \pm 1,4$ млн лет) Крестовского массива, перовскиты из кугдита ($260,5 \pm 3$ млн лет) Центральной интрузии Гулинского гетерогенного массива, перовскиты из якупирангита ($243 \pm 3,8$ млн лет) и перовскиты из мельтейгита (243 ± 5 млн лет) массива Атырдык, перовскиты из мельтейгита массива Чангит (257 ± 7 млн лет). Полученный разброс возрастов (от позднепермских до раннетриасовых) не позволил существенно уточнить возраст отдельных фаз комплекса, что, возможно, связано с ограничениями U-Pb изотопного метода датирования по перовскитам и цирконам. В то же время, полученные результаты не противоречат результатам исследований последних лет, и на основании совокупности геологических и геохронологических данных возраст маймеча-котуйского комплекса принимается нами как раннетриасовый.

Усть-дельканский лампрофировый комплекс гипабиссальный ($xT_2?ud$) включает щелочные лампрофиры, образующие поля, рои и единичные мало-мощные дайки. Поле лампрофировых даек в устье р. Деликан вывлено Г. Г. Моором в 1947 г., а впоследствии при проведении геологической съемки на площади листа R-47-XI, XII рассматривается в качестве петротипа, выделенного В. А. Радько, Г. Г. Лопатиным и др. при создании Легенды Маймеча-Котуйской серии листов Госгеолкарты-200 [373] усть-дельканского комплекса. Простираение поля – меридиональное на севере и северо-восточное на юге, длина – 12 км, ширина – 2,5 км, оно четко фиксируется линейной зоной от-

рицательного магнитного поля с интенсивностью до 6 нТл. Дайки прорывают вулканиты маймечинского комплекса, верхнекоготокской подсвиты и дельканской свиты. На юге они выклиниваются на левобережье Деликана, на севере перекрыты рыхлыми отложениями юры.

Дайки мощностью от 0,1 до 1 м, редко до 2 м в пределах Усть-Дельканского поля формируют пакеты субвертикальных субпараллельных тел, характеризующихся внутренним строением типа «дайка в дайке». Количество субпараллельных даек достигает 99 (скв. Г-10) [353].

Породы даек характеризуются порфировой, реже афировой структурой; состоят (%) из вкрапленников титанистого авгита (25–30), оливина (до 10), плагиоклаза (около 10). Размер лейст плагиоклаза – 3–6 мм, авгита – до 1 см. Основная масса сложена тонкозернистым агрегатом зерен пироксена, плагиоклаза, реже бурой роговой обманки. Афировые разности – серые, зеленовато-серые тонкокристаллические породы, сложенные на 60 % плагиоклазом и на 40 % авгитом и баркевикитом. Часто присутствует пирит. Авгит частично или полностью замещается баркевикитом, биотитом, титанитом, хлоритом, кальцитом. Присутствуют в небольших количествах калиевый полевой шпат, апатит, цеолиты. На основании минерального состава породы диагностированы как авгитовые камптониты [352]. В то же время на сопредельных как с запада (лист R-46), так и с востока (R-48) территориях [26, 48, 373] состав лампрофиров отличается исключительно широкой вариативностью – от меллитовых и фельдшпатоидных (альнеитов, мончикитов и уачититов) до левовшпатовых (вогезитов, минетт). Однако на листе R-47 перечисленные разновидности не описаны.

По химическому составу [353] описанные лампрофиры относятся к основным породам умереннощелочного ряда, отличаясь повышенными содержаниями титана, фосфора, щелочей при преобладании натрия над калием.

Кроме как в Усть-Дельканском поле, единичные дайки щелочных лампрофиров рассекают шток кальцитовых карбонатитов Гулинского массива.

Возраст лампрофиров радиологическими методами не исследован, а по геологическим данным (дайки прорывают карбонатиты наиболее поздней фазы маймеча-котуйского комплекса, а в устье р. Деликан перекрываются конгломератами сиговской свиты верхней юры) укладывается в интервал от конца раннего триаса до средней юры. Поскольку лампрофировые дайки, исходя из этих данных, представляются наиболее поздними продуктами триасового магматизма рассматриваемой территории, возраст усть-дельканского комплекса условно принят как среднетриасовый.

Далбыхский кимберлитовый комплекс гипабиссальный ($tT_2?d$) выделен Л. В. Махлаевым и Н. П. Суриной в 1966 г. [147] в целях формационной типизации кимберлитовых пород, образующих трубки взрыва и дайки Далбыхского кимберлитового поля. История открытия последнего начинается с обнаружения в 1959 г. М. И. Хотиной и В. В. Маховым в руслевом аллювии р. Далбыха (правого притока р. Маймеча) индикаторных минералов кимберлитов – пироба и хромдиоксида [214]. В 1961–1962 гг. Л. В. Махлаевым с сотрудниками [146] была открыта первая на северо-западе Сибирской платформы кимберлитовая трубка «Красноярская» и ее саттелит – трубка «Желтенькая». В 1968–1969 гг. на прилегающей с востока территории

(лист R-48-ХІІІ,ХІV) Норильской КГРЭ выявлены еще несколько кимберлитовых тел: «Норильчанка», «Треугольник», «Псевдотреугольник», «Длинная», «Мраморная» и «Сапожок», а также более 10 даек кимберлитов [403]. Кимберлитовые тела расположены в поле доломитов урюнгтасской свиты нижнего–среднего кембрия и далбыхской свиты среднего кембрия, на площади развития Далбыхской группы щелочно-ультраосновных интрузий маймеча-котуйского комплекса.

В начале 1990-х годов одной из скважин на Гулинской поисковой площади в бассейне р. Сэлингдэ вскрыта единичная дайка(?) кимберлитов невыясненной формы, прорывающая хатангиты [353]. Условно она отнесена к далбыхскому комплексу.

В качестве петротипа далбыхского комплекса принята наиболее детально изученная кимберлитовая трубка «Красноярская» размером 350×350 м, расположенная примерно в 2,3 км северо-западнее Далбыхского массива. Она имеет груботреугольную морфологию с субмеридиональной ориентировкой длинной оси (в соответствии с преобладающим направлением даек маймеча-котуйского комплекса), сложное строение и представлена группой сочлененных тел различного размера и формы. По содержанию обломочного материала и составу связующей массы выделяют три разновидности кимберлитовых пород: бедный слюдой кимберлит, слюдяной кимберлит и кимберлитовая брекчия. Перечисленные разновидности слагают обособленные участки и обладают различной магнитной восприимчивостью, что хорошо отражается в магнитном поле. Преобладает бедный слюдой кимберлит. При опробовании кимберлитов [311] в одной из протолочных керновых проб обнаружены обломок алмаза размером $0,24 \times 0,16$ мм, пиропы и хромшпинелиды.

Трубка «Желтенькая» размером 30×20 м овальной формы находится в 16 м восточнее юго-восточного ответвления трубки «Красноярская». Сложена бедным слюдой кимберлитом. В южной и юго-западной ее частях наблюдается кимберлитовая брекчия, в кластической части которой преобладают обломки вмещающих доломитов и кремнистых пород, но встречаются также фрагменты долеритов и щелочных магматических пород. Обе описанные трубки завершаются дайками кимберлитовой брекчии северо-западного ($340\text{--}350^\circ$) направления и видимой мощностью 10 и 1 м соответственно.

Большинство кимберлитовых даек рассекает систему радиальных даек вокруг Далбыхского массива, что, по мнению Л. В. Махлаева и Н. П. Суриной [147], «указывает не только на относительно более молодой возраст кимберлитов, но и на отсутствие тесной связи между внедрением кимберлитов и развитием сложных интрузий ультраосновных и щелочных пород».

Кимберлитовые тела далбыхского комплекса, как следует из ранее приведенной характеристики, отличаются сложной морфологией и многофазностью. В строении тел принимают участие кимберлитовые брекчии и массивные кимберлиты, причем последние могут содержать до 25 % крупных обломков. Кимберлитовая брекчия содержит от 50 до 95 % ксеногенного материала. Большую часть кимберлитовых тел выполняет бедный слюдой массивный кимберлит, содержащий до 25 % обломочного материала. Слюдяные разновидности распространены локально, имеют четкие границы, содержат ксенолиты бесслюдяных кимберлитов и, вероятно, являются образованиями

наиболее поздних фаз, образуя столбообразные тела в кимберлитовых трубках. Ксенолиты в кимберлитах и кимберлитовых брекчиях представлены в основном обломками вмещающих пород – доломитов, кремнистых пород, мраморов, в меньшей степени ксенолитами долеритов: изредка встречаются обломки гнейсов фундамента, обломки щелочных пород маймеча-котуйского комплекса и ксенолиты кимберлитов ранних фаз внедрения. Глубинные ксенолиты не встречены.

Наложенные изменения кимберлитовых пород наиболее выражены в слюдяных разновидностях – в них изменен весь оливин, а большая часть флогопита образовалась автотетасоматическим путем. В бедных слюдой разновидностях зерна оливина лишь окаймлены оболочкой серпентина, флогопит встречается только во вкрапленниках.

По петрохимическому типу кимберлиты комплекса сопоставимы с кимберлитами центральных районов Сибирской платформы [209], содержат небольшие количества щелочей и TiO_2 и относятся к ультраосновным членам кимберлитового ряда. Из минералов-спутников в незначительном количестве встречены хромит и пироп, очень редко – пикроильменит.

По результатам крупнообъемного опробования трубки и дайки комплекса не алмазоносны.

Время формирования кимберлитовых тел далбыхского комплекса определяется тем, что дайки и трубки этого комплекса прорывают интрузивы маймеча-котуйского ийолит-карбонатитового комплекса и содержат ксенолиты пород этого комплекса. Таким образом, кимберлиты далбыхского комплекса являются наиболее молодыми магматическими образованиями рассматриваемой территории. Они также имеют разрыв во времени образования с щелочно-ультраосновными интрузивными комплексами района и могут быть условно отнесены к среднему триасу.

ТЕКТОНИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Тектоника территории листа R-47 определяется сочленением относительно стабильного геоблока древней (эпикарельской) Сибирской платформы с молодой (позднетриасово-кайнозойской) рифтогенной структурой (Енисей-Хатангским прогибом), наложенной на краевую часть платформы. Граница между ними условно проводится по появлению мощного (более 200 м) чехла мезозойско-кайнозойских отложений и в общих чертах совпадает с зоной Енисей-Гулинского разлома. При этом рассматриваемая территория попадает в область сочленения двух надпорядковых геоструктур Сибирской платформы – Тунгусской синеклизы и Анабаро-Оленёкской антеклизы. Все это определяет весьма сложную тектоническую структуру региона.

Тектоника северной периферии Сибирской платформы рассмотрена в работах многих известных специалистов (Н. Н. Урванцев, Т. Н. Спижарский, Н. С. Малич, Ю. А. Косыгин, Я. И. Польшин, И. П. Атласов, Ю. Г. Старицкий и др.). Принципиальные черты структуры и распространения структурно-формационных комплексов показаны на ряде мелкомасштабных (1 : 1 500 000–1 : 5 000 000) карт [38, 114, 148, 242, 243, 390, 391 и др.].

В целом тектоника территории листа R-47 изучена весьма неравномерно и недостаточно, поэтому для структурных построений необходимо широкое привлечение материалов по смежным территориям, в первую очередь по Анабарскому и Тунгусскому регионам, где развитые на листе этажи и ярусы изучены в большей степени.

Глубинное строение земной коры

Ввиду минимального объема глубинного параметрического бурения на территории листа R-47 о строении глубоких горизонтов земной коры можно судить только по материалам геофизических исследований, которыми с разной степенью детальности охвачена вся территория [348]. При этом использование материалов геофизических (особенно аэромагнитных) исследований в значительной степени осложнено широким развитием в районе мощной толщи магнитных базальтоидов.

Район пересечен двумя геотраверсами глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) Воркута–Тикси (проект «Горизонт») и Олёкминск–Тарей («Алмаз») [77, 78, 317]. По данным ГСЗ, консолидированная кора севера Сибирской платформы имеет типичное для платформенных геоблоков слоисто-

блоковое строение и состоит из полигональных мегаблоков, разделенных линейными зонами, интерпретируемыми как структуры авлакогенного или рифтогенного типов [40, 63, 198 и др.]. В качестве компонентов радиальной (вертикальной) делимости коры установлены осадочно-вулканогенный, верхнекоровый («гранито-гнейсовый»), промежуточный коровый (гнейсо-базит-гранулитовый), нижнекоровый (гранулит-базитовый) мегаслои [40, 63, 77], причем кровля консолидированной коры (раздел Ф) и внутрикоровый раздел К фиксировались преимущественно обменными и отраженными волнами, а раздел М (граница Мохоровичича) – обменными, отраженными и преломленными.

Осадочно-вулканогенный мегаслой характеризуется мощностью от 3–4 до 10–11 км. Он включает до шести основных комплексов (слоев), выделяемых по плотностным и магнитным характеристикам: меловой терригенный ($\sigma = 2,10\text{--}2,26$ г/см³), юрский терригенный ($2,35\text{--}2,45$ г/см³), средне-верхнетриасовый терригенный ($2,20$ г/см³), нижнетриасовый вулканогенный ($2,53\text{--}2,67$ г/см³) и венд-палеозойский терригенно-карбонатный ($2,53\text{--}2,75$ г/см³). Скоростные характеристики мегаслоя меняются в интервале $V_p = 2\text{--}6$ км·с⁻¹.

«Гранито-гнейсовый» мегаслой характеризуется значениями $\sigma = 2,6\text{--}2,9$ г/см³, $V_p = 5,5\text{--}6,4$ км·с⁻¹ и $V_s = 3,55\text{--}3,68$ км·с⁻¹. По аналогии физических параметров с раннедокембрийскими породами Анабарского щита он представлен, вероятно, плагиогнейсами и кристаллическими сланцами. Мощность его оценивается в 8–20 км, максимальные значения предполагаются в западной части листа (по направлению к осевой части Ангаро-Гунгусского геоблока), минимальные – в Енисей-Хатангской зоне.

Промежуточный ($V_p = 6,5\text{--}6,7$ км·с⁻¹, $\sigma = 2,80\text{--}2,94$ г/см³) и нижний ($V_p = 6,8\text{--}7,2$ км·с⁻¹, $V_s = 4,0$ км·с⁻¹, $\sigma = 2,95\text{--}3,20$ г/см³) мегаслои консолидированной коры сложены, возможно, гранулитами среднего и основного состава – по аналогии с породами такой плотностной характеристики на Анабарском щите. Суммарная мощность их оценивается в 18–25 км.

Граница М характеризуется значениями $V_p = 8,0\text{--}8,2$ км·с⁻¹, однако по профилю ГСЗ «Горизонт» (проходящему на территории рассматриваемого листа по простиранию переходной зоны от Сибирской платформы к Енисей-Хатангскому прогибу) она четко выявляется лишь в западной части листа. Восточнее на этом уровне выделяется субмеридиональная зона шириной до 100 км, представляющая собой локальный фрагмент консолидированной коры, в пределах которого фиксируется дискретная зона пониженной скорости V_s в базальном слое, обычно с уменьшением значений до 3–7 % относительно смежных участков; в пределах этой зоны поверхность М теряет контрастность, а мощность коры уменьшается на 3–5 км [406]. Она отождествляется с т. н. Байкало-Хатангской (Байкало-Таймырской) «глубинной зоной растяжения» [21]. Этот слой толщиной до 5 км часто с аномальными значениями и других физических параметров ($V_p = 7,1\text{--}7,8$ км·с⁻¹, $\sigma = 3,0\text{--}3,2$ г/см³ и т. д.) иногда именуется «корово-мантийной смесью» [40, 63] и не может быть отнесен по своим характеристикам ни к земной коре, ни к верхней мантии.

Толщина земной коры варьирует в пределах 35–47 км [361]. По структурно-морфологическим характеристикам раздела М выделяются: Енисей-Хатангская провинция с более высоким гипсометрическим положением по-

дошвы коры (35–38 км) и преобладанием северо-восточного простираения структурных элементов; Анабаро-Путоранская провинция, в пределах которой толщина коры постепенно возрастает до 45–47 км в юго-западном направлении, а основные структуры консолидированной коры характеризуются изометричной формой.

Латеральная изменчивость внутреннего строения названных мегаслоев и их распределение в радиальном разрезе определяют горизонтальную делимость (блоковое строение) консолидированной коры. По особенностям глубинного строения, в т. ч. мощности и тектонотипу консолидированной коры, морфологии и соотношениям основных геоструктур, реконструируемому составу кристаллического фундамента, а также характеру потенциальных полей на территории листа R-47 могут быть выделены фрагменты: в западной части листа – Ангаро-Тунгусского геоблока (восточная часть Путоранского мегаблока), у восточной рамки листа – Анабарского геоблока (крайняя северо-западная часть Маганского мегаблока) [40, 103, 198, 390 и др.]. Путоранский мегаблок представляет типичный тектонотип стабильных кратонов с трехслойной корой при отсутствии переходного корово-мантийного слоя, Маганский характеризуется контрастным типом коры (отсутствием промежуточного мегаслоя) и наличием внутрикорового волновода в нижнем мегаслое. Кроме того, северную треть листа занимает Енисей-Хатангская межгеоблоковая зона, характеризующаяся тектонотипом двухслойной коры с редуцированным «гранито-гнейсовым» мегаслоем и мощным корово-мантийным слоем [40]. Важными элементами глубинного строения коры являются линейные области потери корреляции субгоризонтальных границ раздела на всю ее глубину, отнесенные к «деструктивному типу» коры. Этим областям, не только разделяющим геоблоки и межгеоблоковые зоны, но и местами фиксируемым внутри геоблоков, в потенциальных полях соответствуют контрастные области перехода, разделяющие поля разного типа, их повышенные горизонтальные градиенты или ориентированные системы аномалий. Область «деструктивного типа» коры шириной до 100 км, разделяющая Анабарский и Ангаро-Тунгусский геоблоки, отвечает Байкало-Хатангской глубинной зоне растяжения, выделяемой различными авторами и под другими наименованиями (Ангаро-Котуйский трансрегиональный глубинный разлом [234] и т. п.). Эта зона характеризовалась повышенной мобильностью на протяжении всей истории развития; в частности, ее северному флангу соответствует триасовая Маймеча-Котуйская провинция щелочно-ультраосновного магматизма.

Мощность консолидированной коры варьирует существенно – от 24–27 до 38–42 км. Минимальные значения относятся к Енисей-Хатангской зоне, максимальные – к фрагментам Анабарского геоблока в юго-восточной части листа, причем в целом мощность увеличивается с севера на юг к центральной части платформы.

Енисей-Хатангская межгеоблоковая зона характеризуется резким (до 12–13 км) увеличением мощности осадочно-вулканогенного мегаслоя и сокращенной мощностью консолидированной коры, в первую очередь за счет редукации ее верхнего слоя до 0–3 км; промежуточный мегаслой имеет мощность 8–10 км, нижнекоровый – около 8 км [62]. Выделяется осевая зона минимальной мощности (24–27 км), где имеет место потеря корреляции сей-

смических границ на всю мощность консолидированной коры. Она отличается высокой мощностью (до 5–7 км) корово-мантийной линзы (со значениями V_p около 7,3 км/с, V_s – 4,2 км/с, σ – 3,1 г/см³). В краевой (юго-восточной) части Енисей-Хатангской зоны эта мощность падает до 1–2 км. Утонение консолидированной коры связано не только с опусканием ее кровли, но и с подъемом подошвы (раздела М). Подобное строение типично для рифтогенных структур относительно древнего (протерозойско-палеозойского) заложения и может быть связано с подъемом мантийного диапира и внедрением мантийного вещества в вышележащие слои [63].

Ангаро-Тунгусский геоблок по сравнению с Енисей-Хатангским характеризуется отрицательным гравитационным полем (с преобладанием значений Δg от –40 до –98 мГал), мозаичным строением магнитного поля (выделяются знакопеременные аномалии различной интенсивности с преимущественной напряженностью от –500 до +1000 нТл, как правило не имеющие отчетливого простираения и распространенные по площади как в виде отдельных зон, так и единичных аномалий [71]), наибольшей плотностью и устойчивостью сейсмической расслоенности по латерали. В отличие от западных сегментов геоблока, в пределах рассматриваемой территории фиксируется крупный Аяклинский гравитационный минимум, сопровождаемый двумя менее значительными – Верхнетукаланским и Неводокитским. Предполагается, что отрицательные гравитационные аномалии Тунгусской области связаны с уплотнением верхней мантии в пределах астенолинз [52]. Мощность осадочно-вулканогенного слоя составляет 3–11 км; максимальные значения приурочены к двум авлакогенным впадинам северо-восточного простираения протяженностью до 250 км, разделенным глубинным Тунгусско-Хетским архейско-раннепротерозойским дугообразным разломом. Консолидированная кора отличается повышенной мощностью (34–40 км) и конформностью подошвы и кровли. Верхний ее слой имеет мощность 10–12, нижнекоровый – 20–27 км. Волновод в верхней части верхней мантии (корово-мантийная линза) не проявлен.

Для магнитного поля Маганского мегаблока характерна высокая интенсивность положительных аномалий и их отчетливо выраженная зональность северо-западного простираения. В гравитационном поле из-за преобладания пород высокой плотности (2,76 г/см³) в основном преобладают низкоинтенсивные положительные и отрицательные аномалии. Характерна сравнительно малая мощность платформенного чехла (до 4 км), мощность консолидированной коры определяется значениями 32–34 км.

В отличие от крайней западной части Сибирской платформы, на рассматриваемой территории выделяют два структурных этажа [39, 40, 137 и др.], поскольку рифейские отложения, которые в Приенисейском геоблоке служат складчатым основанием более молодых структур, здесь входят в состав верхнего этажа – осадочно-вулканогенного чехла древней платформы, включающего, помимо рифейского, кембрийско-нижнепалеозойский, среднепалеозойский, верхнепалеозойско-нижнемезозойский, мезозойский и кайнозойский структурные ярусы. Нижний этаж, как и повсеместно на территории платформы, образован нижнедокембрийскими кристаллическими породами.

Кристаллический фундамент

Строение кристаллического фундамента рассматриваемой части Сибирской платформы геологически не изучено. Как геоструктура он представляет собой складчатое блоковое образование, характеризующееся сложной морфологией кровли и подошвы, разнообразным составом пород и огромным возрастным диапазоном (более 2,5 млрд лет). Оценки как глубины залегания его кровли, так и внутреннего строения и состава основаны на интерпретации материалов ГСЗ и, в меньшей степени, других геофизических исследований, а также данных по составу докембрийских пород в пределах Анабарского домена платформы. Рельеф кровли фундамента на территории листа в целом определен с малой достоверностью в связи с большой глубиной его залегания, экранирующим влиянием и латеральной неоднородностью высокоскоростных фанерозойских отложений. Однако все проведенные реконструкции [39, 40, 63, 103, 148, 242, 374, 390 и др.] указывают на значительные колебания глубин ее залегания (от 3–4 до 12–15 км). По характеру рельефа фундамента выделяются три домена, соответствующих Енисей-Хатангскому, Ангаро-Тунгусскому и Анабарскому геоблокам, также различающимся по составу пород и внутреннему строению нижнедокембрийского структурного этажа.

Западная часть Анабарского геоблока (Маганский мегаблок), выраженного в рельефе фундамента крупнейшим (надпорядковым) поднятием, характеризуется постепенным погружением кровли фундамента в западном направлении до глубин порядка 4–5 км. В зоне сочленения Маганского и Путоранского мегаблоков поверхность фундамента представляется в виде сложного флексуорообразного перегиба [46].

В пределах Путоранского мегаблока (северо-восточного домена Ангаро-Тунгусского мегаблока) рельеф фундамента, рассчитанный путем пересчета средних мощностей отложений вулканогенно-осадочного чехла (средние плотности 1,8–2,8 г/см³) согласно стратиграфическим разрезам, характеризуется резкой расчлененностью на ряд крупных поднятий и депрессий, амплитуды которых достигают 5–6 км. Эти структуры в различной степени отражены и в перекрывающих отложениях платформенного чехла. Наиболее выраженными структурами являются глубокие (до 8–10 км) пологие внутрикратонные авлакогенные впадины юго-западного простирания, в которых основной объем платформенного чехла (до 7–8 км) занимают отложения рифея [391]. Эти отрицательные структуры I порядка являются частью субмеридиональной надпорядковой структуры, разделяющей Сибирскую платформу на западную и восточную части и отождествляемой различными авторами с Котуйской складчатой системой раннепротерозойского (карельского) заложения [103], Котуйским авлакогеном [40], Ангаро-Котуйским прогибом [255] и т. п., но чаще всего рассматриваемой как мощная зона повышенной мобильности, дизъюнктивной тектоники и интенсивной переработки пород фундамента.

На флангах вышеупомянутой зоны (близ западной и восточной рамок листа R-47) мощность платформенного чехла уменьшается до 3–5 км. Наиболее крупной положительной структурой является Аянский свод амплитудой 1,5–2,5 км и площадью до 30 000 км², в центральной части которого фундамент

залегает на глубине менее 4 км. Наиболее поднятую часть свода часто выделяют как самостоятельную структуру, разграничивая его на два сопряженных положительных элемента – Ледянское и расположенное южнее Аянское поднятия [148]; на территорию листа попадают их восточные замыкания.

Из анализа магнитного поля, трансформированного с целью исключения влияния раннетриасовых базитов, и остаточных аномалий силы тяжести, отражающих плотностную неоднородность «гранитно-гнейсового» слоя, следует, что фундамент Ангаро-Тунгусского геоблока сложен жесткими (условно архейскими) блоками различного размера и сложной внутренней структуры, «спаянными» нижнепротерозойскими складчатыми поясами. Следы этих поясов являются зоны глубинных разломов [39, 40, 71, 148]. В целом геоблок характеризуется гетерогенным строением коры [40, 63, 198, 390].

Сведения о вещественном составе кристаллического фундамента, основанные на геофизических данных, противоречивы, но преобладающей является точка зрения о разновозрастности фундамента в вышеупомянутых геоблоках. Полосовые аномалии магнитного поля северо-западного простирания, характерные для Анабарского геоблока и аналогичные наблюдаемым на Анабарском щите, резко диссонируют с субширотными и дугообразными Ангаро-Тунгусского домена [40, 46, 71, 347], указывая на дискордантность строения фундамента этих геоблоков. В первом из них состав фундамента устанавливается достаточно достоверно по аналогии с западным гранулитовым блоком юго-западной части Анабарского щита (Коялахский антиклинорий), который сложен архейскими гранулитами верхнеанабарской серии, представленными главным образом двупироксеновыми, гиперстеновыми, амфибол-двупироксеновыми и амфибол-гиперстеновыми гнейсами и плагиогнейсами, модифицированными раннепротерозойскими процессами диафтореза и ультраметаморфизма в узких линейных зонах северо-западного простирания. Кристаллический фундамент Путоранского мегаблока считается, по аналогии с породами Анабарского щита и на основании интерпретации геофизических полей, сложенным породами типа тоналитов, трондьемитов, биотитовых и биотит-амфиболовых гранитогнейсов, относящимися к верхнему архею–нижнему протерозою; вероятно, он включает реликты гранулитов; возможно, присутствуют диафториты по эндербитам, пироксеновым кристаллосланцам, плагиогнейсам и пироксеновым амфиболитам.

В южной части территории предполагается раннепротерозойская Курейско-Котуйская зона интенсивного преобразования архейских пород, в которой, вероятно, преобладают слабомагнитные породы среднего и кислого состава (гнейсо-гранитоидно-реоморфический комплекс). Она, вероятно, насыщена базит-ультрабазитовыми телами, залегающими как в фундаменте, так и в породах осадочного чехла, что дало основание выделять здесь рифтогенную систему субширотного простирания (Курейский палеорифт), развивавшуюся с позднего протерозоя [36, 39, 156]. В качестве границ этой системы могут рассматриваться Чангадинская и Верхнекотуйско-Тукаланская системы дизъюнктивных нарушений в породах фундамента. Кроме того, выделяется аналогичная линейная зона в северной части листа – Худосейско-Хетская (Дудыптинская по А. С. Гринсону [62]) восток-северо-восточного простирания, характеризующаяся сходными параметрами (высокие градиен-

ты потенциальных полей, ориентированные линейные магнитные аномалии, потеря корреляции большей части горизонтальных сейсмических границ) и интерпретирующаяся как межблоковая долгоживущая трансформационная зона [52]. Нередко Худосейско-Хетская зона рассматривается как северная граница Ангаро-Тунгусского геоблока, т. е. собственно Сибирского кратона [52, 62, 186].

Енисей-Хатангская область характеризуется наибольшей неоднозначностью оценок глубин залегания кристаллического основания. Как правило, здесь предполагаются их максимальные значения – до 15 км [39, 242, 390], определяющие линейную зону наибольшего погружения, простирающуюся, которой совпадает с осью мезозойского прогиба. В юго-восточном направлении подошва осадочного чехла постепенно воздымается до глубин 5–6 км в Енисейско-Гулинской дизъюнктивной зоне. На прилегающей с запада территории (лист R-46), по данным средне- и крупномасштабных комплексных геофизических исследований, устанавливается весьма сложный рельеф кровли фундамента на южном борту прогиба со ступенчатым погружением и воздыманием блоков, что связано с развитием системы субпараллельных высокоамплитудных сбросов [55].

Состав кристаллического фундамента Енисей-Хатангского мегаблока не ясен. Предполагается, что (по сравнению с Путоранским мегаблоком) кристаллический фундамент здесь сложен раннепротерозойскими слабомагнитными образованиями, интенсивно преобразован динамометаморфическими и ретроградно-метаморфическими процессами и мигматизирован [52, 390].

Структурно-формационные комплексы чехла Сибирской платформы

Осадочно-вулканогенный чехол Сибирской платформы на рассматриваемой территории образован авлакогенным рифейским, а также плитными кембрийско-ордовикским, силурийско-нижнекаменноугольным среднекаменноугольно-среднетриасовым структурными ярусами, представленными осадочными и вулканогенными образованиями, инъецированными триасовыми интрузиями базитов и щелочно-ультраосновных пород. Первый из названных ярусов не изучен геологическими методами, однако составляет, согласно основанным на геофизических данных реконструкциям, основной объем платформенного чехла. За счет резкого возрастания мощности рифея на отдельных площадях мощность платформенного чехла оценивается величинами до 10 км, однако обычно составляет 3,7–6,3 км и лишь в пределах Гулинской СФпЗ, где доминируют щелочно-ультраосновные лавы, несколько возрастает. Кроме того, выделяются среднетриасово-меловой и палеогеновый структурные ярусы, выполняющие наложенные тектонические структуры соответствующих этапов развития.

Рифейский структурный ярус. Поскольку сейсморазведочными работами установлено наличие под нижнекембрийскими отложениями еще одной горизонтально-слоистой толщи, можно говорить о вероятном региональном распространении рифейского яруса, залегающего на пенепленизированной поверхности с сохранившимися раннепротерозойскими корами выветривания

[53]. Сведения о составе и строении рифейского СФК вытекают из экстраполяции данных по рифейским отложениям западного склона Анабарской антеклизы, где они представлены терригенными (в нижней части СФК) и карбонатными (в верхней части) формациями (красноцветной конгломерат-гравелит-песчаниковой, песчаниково-аргиллито-доломитовой и гравелито-песчано-доломитовой). Структура рифейского СФК, по геофизическим данным, определяется его развитием в Ангаро-Котуйском авлакогенном прогибе север-северо-восточного простирания. В его осевой зоне, соответствующей центральной части листа R-47 и простирающейся на северо-восток, мощность рифейских отложений достигает, вероятно, 6–8 км [391], но резко падает до ~0,5 км к бортам прогиба (северо-западный и юго-восточный углы рассматриваемого листа). Если принимать такую оценку, рифейский структурный ярус слагает преобладающую часть осадочного чехла платформы на рассматриваемой территории. Наиболее высокие гипсометрические отметки залегающих рифейских отложений имеют место на Аянском своде, где их кровля локально поднимается даже выше глубины 2 км.

Кембрийско-ордовикский структурный ярус выходит на дневную поверхность в восточной части листа R-47, но по геофизическим данным, привязанным к единичным вскрытым подошву силура скважинам близ западной рамки листа, имеет сплошное распространение по крайней мере в пределах Сибирской платформы. С большим временным перерывом и с угловым несогласием он перекрывает рифейский структурный ярус и характеризуется совершенно иным структурным планом. Внутренними несогласиями кембрийско-ордовикский ярус разделен на нижне-среднекембрийский и верхнекембрийско-среднеордовикский подъярусы. Первый из них мощностью до 600–750 м сложен карбонатно-терригенным, второй мощностью до 2000 м – терригенно-карбонатным (преимущественно доломитовым) осадочными СФК. Ряд формаций включает глинисто-доломитовую, известняково-кремнисто-доломитовую, известняково-глинистую формации, накапливавшиеся в мелководных морских и лагунно-морских обстановках.

Структурный план яруса реконструируется главным образом по положению сейсмических границ, отвечающих с некоторым отклонением кровле карбонатных отложений венда [114]. Юго-западная часть площади относится к Курейской синеклизе, впервые выделенной П. Оффманом [174], – надпорядковой структуре, простирающейся далеко за западную и южную рамки листа. Рельеф кровли венда образует пологую моноклираль, погружающуюся до отметок порядка –5 км в юго-западном углу листа, где выделяется северо-восточное замыкание Верхнекочечумской впадины – структуры II порядка Туринской мегавпадины.

Однако по сейсмическим и геологическим данным, большая часть территории относится к западному склону Анабарского мегасвода – структуры I порядка надпорядкового рифейско-вендского структурного элемента Сибирской платформы – Анабаро-Оленёвской антеклизы, где подошва кембрия поднимается до отметок минус 3–1 км. Граница антеклизы проводится по изогипсе –3400 м [114]. В центральной части рассматриваемой территории Путоранский выступ Анабаро-Оленёвской антеклизы глубоко вдаётся в Курейскую синеклизу, простираясь далеко за западную рамку листа (вплоть до

Имангда-Летнинской шовной зоны). Наиболее поднятой его частью (с залеганием кровли описываемого яруса на отметке –1280 м) является Ледянское поднятие, где вскрыт (скв. Л-358 в 10 км западнее рамки листа) полный разрез яруса мощностью 2200 м. В основании нижнего СФК здесь залегает пестроцветная карбонатно-терригенная формация, фиксирующая резкую перестройку структурного плана на рубеже рифея и венда, однако в целом в составе как нижнего, так и верхнего СФК существенно доминируют доломиты при резко подчиненной роли других карбонатных и терригенных пород. При этом по профилю от скв. Л-2 на р. Хибарба к скв. Л-358 наблюдается погружение структурных поверхностей на север, составляющее около 300 м по подошве силура и не более 200 м по отражающему горизонту в нижней части кембрия (или в верхах венда).

На уровне современного эрозионного среза кембрийско-ордовикский структурный ярус обнажается на западном склоне Анабарского мегасвода в бассейне р. Маймечы и ее притоков в виде полукруга радиусом около 110 км, ограниченного восточной рамкой листа R-47. Мощность отложений яруса, представленных мергельно-известняково-доломитовой ниже-среднекембрийской (кугдаюряхская, улахан-арымасская, урюнгтасская и далбыхская свиты) и песчаниково-доломитовой верхнекембрийско-нижнеордовикской (атырдыяхская, томпокская и ирбуклинская свиты) формациями, пестроцветными терригенно-карбонатной ниже-среднеордовикской (бысыюряхская, устькурунахская и кунтыкахинская свиты) и глинисто-мергельно-известняковой среднеордовикской (мойеронская свита) формациями, здесь до 1,4 км. Для отложений яруса характерно весьма пологое моноклинальное падение пород на запад, юго-запад и северо-запад с углами наклона 1–2°, в редких случаях нарушенное мелкой складчатостью и локальными положительными и отрицательными структурами, амплитуда которых не превышает десятков метров.

Силурийско-нижнекаменноугольный структурный ярус на уровне современного эрозионного среза вскрывается на западном склоне Анабаро-Оленёкской антеклизы в виде дугообразной полосы протяженностью около 420–450 км и шириной от 3–5 на северо-востоке до 35–40 км на юго-востоке и в центральной части, по всему периметру ограничивая отложения кембрийско-ордовикского структурного яруса и несогласно залегая на различных уровнях среза ордовикских отложений. Его отложения перекрываются главным образом средне-верхнекаменноугольными угленосными аргиллито-песчаниковыми отложениями, а в северной части полосы на отдельных участках – пермскими угленосными алевролито-песчаниковыми отложениями, осадочно-вулканогенными и эффузивными образованиями нижнего триаса. Суммарная максимальная мощность яруса не превышает 600–650 м. По объему его роль в составе чехла платформы составляет менее 5 %.

Силурийско-нижнекаменноугольный (среднепалеозойский) структурный ярус включает два структурно-формационных комплекса: силурийско-нижнедевонский глинисто-карбонатный и нижнедевонско-нижнекаменноугольный терригенно-карбонатный пестроцветный. Первый отвечает трансгрессивной и инундационной стадиям развития платформы, второй – накоплению формаций преимущественно регрессивной и эмерсивной стадий [39, 137]. Ряд

формаций первого этапа (обширной эпиконтинентальной трансгрессии) включает терригенные сероцветные и мергельно-карбонатные, иногда гипсоносные (преимущественно глинисто-известняковые и рифовые) пестроцветные формации. Второму этапу отвечает ряд карбонатных формаций с доминированием известняково-доломитовой на всех стадиях [137]. В пределах яруса выделяют несколько крупных перерывов, проявленных регионально либо в отдельных структурно-формационных зонах (преддевонский, ранне-эйфельский, предпозднедевонский).

Среднепалеозойский структурный ярус повсеместно залегает на гипсометрических уровнях не глубже 2,5 км и, как и нижележащий ярус, достигает максимальной мощности в пределах надпорядковой отрицательной структуры – Курейской синеклизы (Туринской мегавпадины), северо-восточную прибортовую часть которой захватывает территория листа R-47 в его юго-западной части.

В пределах вскрытой на поверхности и буровыми скважинами области развития описываемого структурного яруса по внутреннему строению и набору формаций выделяют Мойеронскую, Маймеча-Чангадинскую и Маймеча-Котуйскую СФЗ. В первой развиты преимущественно отложения нижнего глинисто-карбонатного СФК мощностью до 300 м, во второй и третьей – верхнего СФК (до 150 м); при этом в Маймеча-Чангадинской зоне нижне- и среднедевонские отложения выпадают из разреза.

В целом структурный рисунок среднепалеозойского яруса отличается отсутствием выраженных пликативных структур высших порядков, так же как и крупных дизъюнктивных нарушений. Вся территория относится к западному пологому склону обширного Путоранского выступа площадью около 50 000 км² с углами наклона поверхностей раздела не более 1–2°, который выделяется в данном регионе как Чигидинская моноклираль [108]. Некоторыми авторами, однако, она рассматривается как сводовое поднятие [57, 218]. Длина структуры – около 100, ширина – 80 км. В ее восточной части вскрываются известняки ордовика, а крылья сложены отложениями нижнего и верхнего силура, туфами и лавами ряда свит нижнего триаса [218]. Простиранение слоев плавно меняется от 290 до 320°. Такое же равномерное погружение испытывает толща девона, сменяющая к юго-западу на поверхности отложения силура; лишь на участке к юго-востоку от устья р. Мирюка наблюдается флексуорообразный перегиб шириной около 10 км и протяженностью более 25 км.

Среднекаменноугольно-среднетриасовый структурный ярус резко отличается по структурному плану, ряду формаций и, соответственно, геодинамическому режиму от среднепалеозойского. Он залегает на эродированной поверхности разновозрастных СФК, слагающих западный склон рифей-вендского Анабарского поднятия и северо-восточный борт погребенной Курейской синеклизы, и включает три контрастных СВК: нижний образован континентальной угленосной терригенной лимно-паралической формацией; средний – мощной платобазальтовой толщей, в составе которой участвуют вулканы толеит-базальтовой, трахибазальтовой, пикрит-меланефелинитовой, пикрит-меймечитовой и, в резко подчиненном количестве, пикрит-базальтовой и туфово-агломератовой формаций; верхний – морской серо-

цветной терригенной формацией [38, 39]. Рассматриваемый ярус слагает около 50 % территории листа и включает многочисленные базитовые и щелочно-ультраосновные интрузии. Суммарная мощность яруса в пределах Путоранского полусвода достигает 2,4–3,4 км, а на отдельных участках северо-западного склона Анабаро-Оленёкской антеклизы – даже 5,7–7,0 км.

Формированию рассматриваемого яруса предшествовала перестройка структурного плана, выразившаяся в заложении крупнейшей платформенной структуры – Тунгусской синеклизы, современный план которой определяется строением верхнепермско-нижнетриасовой вулканогенной толщи. Большинство исследователей, начиная с С. В. Обручева, рассматривают последнюю в качестве закономерного продукта позднепалеозойско-раннемезозойского регрессивно-эмерсивного цикла, начавшегося в среднем карбоне, на что указывает отсутствие значимого перерыва между терригенными отложениями дегалинской/амбарнинской свиты и нижней (ивакинской) вулканогенной свитой (на примыкающей с запада к листу R-47 территории); именно этим, а также развитием в пределах одной, вновь образованной мегаструктуры объясняется отнесение терригенного и вулканогенного СВК к единому структурному ярусу. Ряд исследователей, однако, выделяет вулканогенный СФК в самостоятельный ярус, ссылаясь на уникальность огромной по объему (4 млн км³) [143] платобазальтовой толщи, формирование которой обусловлено тектоно-магматической активизацией на рубеже перми и триаса; к тому же, сопоставление структурных схем платобазальтового СФК и распределения суммарных мощностей венд-палеозойских формаций показывает существенные отличия между их структурными планами [55].

Верхнепалеозойский структурный подъярус (С₂–Р₃), образованный континентальными терригенными угленосными толщами (ханарская, котуйская и потокойская свиты), трансгрессивно залегает со стратиграфическим, а местами и с угловым несогласием на различных горизонтах палеозоя и характеризуется мощностями, не превышающими 300 м. Подошва подъяруса, аналогично нижезалегающим СВК, незначительно погружается в западном направлении от плюс 300–400 м на р. Амбардах до –150 м в скв. Л-2 на р. Хибарба и –600 м в скв. Л-358 на р. Хета (в 10 км западнее рамки листа) и, по-видимому, формирует восточное крыло Тунгусской синеклизы. Какие-либо выраженные структуры более высоких порядков в строении данного подъяруса не прослеживаются, если не считать предполагаемого В. А. Старосельцевым субширотного Боярско-Амбардахского вала, разделяющего Романихинскую и Чангадинскую депрессии [52]; однако существенная дислоцированность пород в зоне Чангадинского разлома ставит под сомнение названную структуру. На северо-западном склоне Анабарской антеклизы средне-верхнекаменноугольные и нижне-среднепермские отложения развиты ареально, а верхнепермские – дискретно [67], что связано с проявлением пологой платформенной складчатости на границе палеозоя и мезозоя и последующим предтриасовым размывом. Ширина складок – до 60 км, ориентировка их северо-западная с погружением шарниров в том же направлении. В сводах складок выходят различные горизонты среднего–верхнего карбона и нижней перми, а промышленно-угленосные средне-верхнепермские отложения – в синклинальных понижениях между ними.

Структурный план среднекаменноугольно-среднетриасового яруса определяется строением полиформационной нижнетриасовой вулканогенной толщи, перекрывающей верхнепалеозойские отложения по всей территории их развития. Несоответствие объемов этой толщи и подстилающих образований верхнепалеозойского подъяруса заставляет многих авторов рассматривать первую в качестве самостоятельной Среднесибирской вулканической области, наложенной на полициклические структуры (включая Тунгусскую синеклизу) предшествующих этапов развития [52, 55]. Исходя из выдержанности горизонтов, пачек и отдельных покровов базальтов на больших расстояниях (до 300 км и более), отсутствия следов региональных размывов и многочисленных прослоев тяготеющих к периферии области массовых трещинных излияний вулканогенно-осадочных пород, вулканогенная толща формировалась в условиях компенсированного погружения [39, 148, 219].

Общими характерными особенностями рассматриваемого вулканогенного СФК являются: существенное преобладание эффузивных фаций над эксплозивными (средний коэффициент эксплозивности составляет 6–10 %); развитие вулканокластических образований преимущественно в нижней части вулканогенного СФК; ареальное накопление продуктов магматизма, связанное с формированием вулcano-тектонических структур, линейные осевые зоны которых совпадают с трассируемыми глубинными разломами; цикличность тектоно-магматических процессов, отразившаяся в четкой вертикальной делимости толщи.

Тектонические структуры нижнетриасового подъяруса включают Путоранский полуостров, который можно рассматривать как пологий восточный борт Тунгусской синеклизы, и серию впадин (вулканоструктур) по периферии Сибирской платформы, из которых к территории листа R-47 относятся Большеавамская (восточная часть) и Дельканская. Соответственно, выделяют Аяно-Верхнекотуйскую и Маймечу-Котуйскую СФЗ, различающиеся внутренним строением, набором вулканогенных формаций, а также характером и масштабами интрузивного магматизма.

В восточной части Тунгусской синеклизы (Аяно-Верхнекотуйская СФЗ) вулканогенный СФК отличается относительно небольшой мощностью (до 1000 м), постепенным направленным выклиниванием к границе с Анабаро-Оленёкской антеклизой, максимально выраженным ареальным характером магматизма, очень слабой дислоцированностью, слабой дифференциацией и единообразием состава (толеит-базальтовой формации), частой выдержанностью отдельных покровов (включая ряд маркирующих), меньшими вариациями мощностей стратиграфических единиц (т. е. более равномерным их распределением по площади), редким проявлением и небольшими размерами интрузивных тел.

В Маймечу-Котуйской СФЗ все эти характеристики совершенно иные. Вулканогенный СФК здесь отличается существенными вариациями мощностей (в том числе отдельных стратонтов), достигающими 3–4 км, и сложен контрастными по составу часто чередующимися в одних разрезах породами толеит-базальтовой, трахибазальтовой, пикрит-меланефелинитовой и пикрит-меймечитовой формаций. Преобладает центральный тип извержений; вулканы развиты в серии вулканоструктур (мульд) различного размера, интен-

сивно дислоцированы и прорваны многочисленными интрузиями, близкими по составу к вулканитам. Четко проявлена ареальная зональность распределения продуктов вулканизма различного состава; в западной части зоны (Большеавамская впадина) резко доминируют производные толеит-базальтовой формации, а щелочно-ультраосновные и умереннощелочные магматиты представлены лишь поздними дайками, тогда как в восточной преобладают умереннощелочные основные, щелочно-ультраосновные и ультраосновные магматиты как покровных, так и субвулканических и плутонических фаций.

Перечисленные выше раннетриасовые структуры сформировались в результате последовательного развития вулcano-тектонических процессов (см. гл. «История геологического развития»). Как и в нижележащих структурных ярусах, здесь наблюдается определенное несовпадение палеоструктур и структур, образовавшихся в конце каждого из этапов развития, отвечающих тутончанскому, двурогинскому и путоранскому временам. Однако принципиальный структурный план вулcanoгенной толщи сохранялся на протяжении всего этапа формирования нижнетриасового СФК.

Среднетриасово-меловой структурный ярус. Средне-верхнетриасовый СВК на территории листа R-47 не вскрыт, но предполагается, исходя из данных бурения на сопредельных площадях Енисей-Хатангского регионального прогиба (ЕХРП). По этим данным, он представлен алевритито-песчаниковой сероцветной формацией мощностью около 800 м. Многие исследователи, исходя из состава, генезиса, условий залегания и площади распространения средне-верхнетриасового СВК, относят его к начальной стадии формирования последующего (мезозойского) мегакомплекса (структурного яруса). Формирование этого яруса связано с развитием крупнейшей эпирифтовой депрессии – ЕХРП, происходившим на фоне общего поднятия Сибирской платформы. Структурный ярус сложен мощной – до 11,5 км [342] – толщей юрских и меловых терригенных отложений, перекрытых почти повсеместно покровом четвертичных образований, достигающим 100 м мощности. Наложенный характер этого структурного яруса проявлен в том, что он с резким несогласием перекрывает осадочно-вулcanoгенные и эффузивные образования нижнего триаса.

В составе юрско-меловой толщи осадков, выполняющих ЕХРП, большинством исследователей выделяются два подъяруса (структурно-формационных комплекса), разделенных региональными несогласиями: юрский и верхнеюрский–меловой [39, 148].

Юрский СФК включает морские алевритито-песчаниковую (геттанг–тоар, мощность до 2,6 км) и песчано-глинистую (аален–оксфорд, до 2,5 км) формации. Юрский подъярус развит преимущественно в центральной части ЕХРП, резко выклиниваясь к его периферии, где доюрские СФК перекрываются верхнеюрскими осадками.

Верхнеюрский–меловой СФК сложен алевритито-глинистой (оксфорд–берриас, до 0,6 км), песчано-глинистой (валанжин–баррем, до 2,5 км), угленосной лимнической (апт–альб, до 0,5 км), алевритито-песчаниковой (альб–сантон, до 0,8 км) и алевритито-глинистой фосфоритоносной (кампан–маастрихт, до 0,3 км) формациями. Меловые отложения характеризуются наиболее

широким распространением. Внутреннее строение этого подъяруса гораздо сложнее по сравнению с юрским, так как наблюдается больше внутренних несогласий и локальных структур. Однако в целом его крупные структуры конформны юрским.

По сейсмическим данным [342], поверхность основания среднетриасово-мелового структурного яруса погружается на северо-запад. Его мощность изменяется от 2–6 км в пределах Рассохинского мегавала до 11,5 км в Боганидско-Жданихинском желобе.

Отложения *палеогенового структурного яруса* локально развиты в двух различных структурно-формационных областях: Приенисейско-Хатангской, соответствующей мезозойскому Енисей-Хатангскому прогибу, и Среднесибирской (Сибирская платформа). В первой они сохранились в наиболее прогнутой части Боганидско-Жданихинского мегапрогиба, во второй – в юго-восточной части листа, где выполняют наиболее молодую тектоническую структуру рассматриваемой территории – Муруктинскую впадину.

В Приенисейско-Хатангской СФО палеогеновый структурный ярус залегает на размытой поверхности кресты-юряхской свиты маастрихтского яруса верхнего мела и представлен терригенной песчано-алевритовой, в основании гравийно-галечной формацией (кэппарская свита) мощностью до 100 м. В составе формации также присутствуют прослои глин и стяжения сидеритизированных песчаников.

В Муруктинской впадине палеогеновый структурный ярус залегает на размытой поверхности силурийских, каменноугольных и пермских отложений и представлен эоценовой песчано-алеврито-глинистой формацией (котуйская свита) мощностью до 35 м; для пород яруса характерны обилие растительного детрита и лигнитизированной древесины, а также конкреции сидеритов.

Тектоническое районирование

Тектоническое районирование территории опирается на анализ геофизических материалов, геологических наблюдений на поверхности и данных бурения. Оно показано на схеме в зарамочном оформлении карты дочетвертичных образований.

Главные тектонические морфоструктуры, наблюдаемые в современном структурном плане, разновозрастны, однако все они являются результатом многостадийной тектонической эволюции, в ходе которой последовательно преобразовывались структуры, возникшие на более ранних этапах. В общих чертах тектоническая зональность соответствует наметившемуся еще в раннем протерозое структурному плану. В пределах собственно Сибирской платформы выделяются фрагменты надпорядковых структур – рифейско-вендской Анабаро-Оленёкской антеклизы и позднепалеозойско-раннемезозойской Тунгусской синеклизы, соответствующие Маганскому и Путоранскому мегаблокам раннедокембрийского кратона. Северная часть территории относится к Енисей-Хатангскому региональному прогибу, соответствующему одноименной мобильной межгеоблоковой зоне с преобладанием деструктивного типа коры, проявленной еще в раннем докембрии. Развитые по северной

периферии (в современном положении) Сибирской платформы вулканические депрессии (Большеавамскую и Дельканскую) часто выделяют в составе Норильско-Дельканского (Предтаймырского) рифтогенного прогиба, наложенного на структуры как Тунгусской синеклизы, так и северо-западного склона Анабарского поднятия [9, 39, 137 и др.]. В данном регионе это – одна из наиболее молодых тектонических структур, заложение которой относится к раннему триасу.

Тунгусской синеклизе в современной структуре в целом соответствует сводовое поднятие плато Путорана, Анабаро-Оленёкской антеклизе – Анабарское плато. В качестве границы между этими надпорядковыми структурами принимается обычно область выклинивания отложений среднекаменноугольно-среднетриасового яруса, образующая дугу, соответствующую границе Анабарского поднятия, и совпадающая в своих центральном и южном сегментах с Чангадинской зоной разрывных дислокаций.

Северную треть территории листа (Северо-Сибирскую низменность) занимает Енисей-Хатангский региональный прогиб (ЕХРП), начавший свое развитие в мезозое на месте предшествующей рифтогенной зоны, заложение которой имело место не позднее раннего палеозоя. В своей южной части он наложен на структуры Сибирской платформы, в северной – Таймырской складчато-надвиговой системы. Южная граница прогиба в фундаменте принимается по Худосейско-Хетской дизъюнктивной зоне, однако в более верхних этажах она смещена к югу и проводится по Енисейско-Гулинской системе разломов.

АНАБАРО-ОЛЕНЁКСКАЯ АНТЕКЛИЗА

Анабаро-Оленёкская антеклиза – одна из крупнейших (надпорядковых) структур Сибирской платформы длительного развития. Она представляет собой обширное пологое поднятие, проявление которого определенно устанавливается начиная с венда, но по ряду данных – с начала рифея. К территории листа R-47 относится периферическая (западная) часть Анабарского мегасвода (структуры I порядка в пределах антеклизы), в составе которой наблюдается постепенное погружение подошвы осадочного чехла до отметок минус 4–5 км.

Морфология Анабарской положительной мегаструктуры претерпевала определенные изменения в ходе ее эволюции. В эпоху формирования венд-нижнепалеозойского СВК в состав антеклизы входил и Путоранский выступ, глубоко вдававшийся в Курейскую синеклизу [114], однако в среднем палеозое эта территория уже относится к области компенсированного погружения (Курейской синеклизе).

В пределах выходящей на лист R-47 части Анабарского мегасвода наблюдается весьма пологое моноклинальное падение пород на запад, юго-запад и северо-запад в сторону от Анабарского свода с углами наклона в среднем 1–2°. Общее пологое залегание пород нарушено участками с более крутым наклоном пластов, приуроченными к флексурам и структурным уступам, иногда к отдельным складкам, а на отдельных участках (бассейны рек Маймеча, Ам-

бардах, Чангада) – разломами преобладающей северо-западной ориентировки. На фоне общего моноклиального залегания толщ часто наблюдается мелкая складчатость приразломного характера, хорошо заметная в известняках силура и девона. Складки с амплитудой 2–3 м и углами падения слоев 30–40° наблюдались в береговых обнажениях рек Рубашка и Чангада. В верхнем–среднем течении рек Амбардах и Кунтыкахы верхнекембрийские и нижнеордовикские, а в верховьях р. Тукалан и в районе оз. Сумна силурийские отложения заключают крупные пластовые и секущие интрузивы габбродолеритов раннего триаса.

К структурам II порядка, осложняющим довольно простой план Анабарского мегасвода, относится Котуй-Маймечинский выступ, осевая часть которого прослеживается от междуречья Амбардах–Тамнаксангда к истокам рек Ниж. и Верх. Арыскан и Прав. Херкими. В приосевой части структуры отмечается падение пород на запад, которое меняется от 1–2° на востоке свода до 20–30° в его западной части. На востоке в осевой части выступа обнажаются наиболее древние кембрийские отложения, которые в западном, юго-западном и северо-западном направлениях последовательно сменяются более поздними отложениями палеозоя. С Котуй-Маймечинским выступом сопряжены более мелкие синклинальные и антиклинальные структуры, структурные носы, антиклинальные поднятия, структурные террасы высоких порядков. К числу относительно крупных структур (II–III порядка) относятся Орачинская брахиантиклиналь размером 12 × 15 км и амплитудой до 80 м [240], Херкиминское поднятие и Долготнинский купол [141]. Второе выделено на водоразделе рек Прав. Херкими и Верх. Арыскан по положению стратоизогипс подошвы юктинской свиты среднего девона. Структура вытянута на 16–18 км в северо-западном направлении. Ширина ее – 4–6 км, амплитуда поднятия – 40 м, углы падения на крыльях складок – до 1°30'. Долготнинский купол (в верхнем течении р. Долготная), выраженный в отложениях баханайской свиты, имеет эллипсоидальную форму, вытянутую в северо-западном направлении, размеры 6 × 4 км. Амплитуда поднятия – 40–50 м, углы падения на крыльях структуры – от 1°30' до 2°30'. В среднем и нижнем течении р. Долготная к южному крылу Долготнинского купола примыкает структурная терраса шириной до 10 км практически горизонтального залегания; ее юго-восточное окончание опущено по сбросу.

Характерной чертой Анабарского мегасвода является интенсивное проявление базитового, но в большей степени щелочно-ультраосновного магматизма в результате тектоно-магматической активизации в узле пересечения Енисейско-Гулинской и Ангаро-Котуйской систем дизъюнктивных дислокаций в раннем триасе, результировавшей в формировании т. н. Маймеча-Котуйской магматической провинции. Развитие многочисленных тел (как даек и штоков, так и многофазных интрузий центрального типа и трубок взрыва) ийолит-карбонатитовой, пикрит-меланефелинитовой, а также кимберлитовой формаций ограничено областью, примыкающей к Норильско-Дельканскому (Предтаймырскому) раннетриасовому рифтогенному прогибу. Южнее т. н. Вилуйско-Котуйской системы разломов присутствуют только протяженные дайки и субпластовые тела толеит-долеритовой формации

(включая троктолит-долеритовую субформацию), размещение которых контролируется системой разломов северо-западного простирания.

Внедрение щелочно-ультраосновных интрузий центрального типа, в частности массивов Чангит, Далбыха, Романиха, обусловило развитие особого типа пликативных нарушений в породах осадочного чехла (куполов, сводов). Наиболее выражено Далбыхское куполовидное поднятие в кембрийских отложениях, связанное с внедрением нескольких интрузий Далбыхской группы. Оно представляет собой пологую структуру размером 12×16 км, вытянутую в субмеридиональном направлении на границе листов R-47 и R-48 с периклиналильным падением пород под углами $1-5^\circ$ [311]. Поднятие осложнено сериями разрывных нарушений, фиксируемых дайками нормального, умереннощелочного, щелочного составов и интрузиями различной морфологии щелочно-ультраосновного состава.

ТУНГУССКАЯ СИНЕКЛИЗА

Под этим термином большинством исследователей выделяется провинция сплошного развития базальтовых покровов и подстилающих угленосно-терригенных отложений на северо-западе Сибирской платформы, отличающаяся типичным для стабильных регионов (древних платформ) строением земной коры. Начиная с С. В. Обручева (1918 г.) данная надпорядковая структура рассматривается обычно как обширная депрессия, заложенная в среднекаменноугольное время на эродированном субстрате разнородных среднепалеозойских осадочных формаций и на рубеже перми и триаса выполненная в условиях компенсированного прогибания мощной туфолавовой толщей. Соответственно, вулканогенная толща рассматривается как подъярус в составе среднекаменноугольно-среднетриасового структурного яруса (мегакомплекса) [39, 40, 148, 180], хотя существует и альтернативная точка зрения (основанная на беспрецедентности для континентальных обстановок излияния столь огромного объема магматического материала) о самостоятельности вулканогенного СФК и об его наложенном развитии по отношению к структурам предшествующих структурных ярусов, унаследованно развивавшимся с протерозоя до конца палеозоя [52, 55, 150, 174].

В пределы территории листа R-47 попадает восточная часть Тунгусской синеклизы, относящаяся к Путоранскому полусводу (структуре I порядка). Основание синеклизы сложено пакетом венд-палеозойских структурно-формационных комплексов, последовательно перекрывающих и наследующих структуры друг друга на всей территории, общей мощностью от 2 до 8 км. В отличие от своей южной части (за пределами листа), на рассматриваемой территории Тунгусская синеклиза в региональном плане соответствует в общих чертах структуре подстилающих ярусов, которые формируют более обширную Курейскую синеклизу.

Относительная высота восточного борта Тунгусской синеклизы над ее дном – 1000–1600 м; градиенты наклона составляют 4,8–7,2 м/км, что существенно ниже, чем у ее более крутого западного борта, отражая слабоконтрастный характер примыкающего Анабарского поднятия. Абсолютные от-

метки подошвы вулканогенного комплекса на территории листа R-47 не опускаются ниже –200 м.

Как упомянуто выше, Тунгусская синеклиза на рассматриваемой территории наследует Путоранский геоблок фундамента эпикарельской платформы. Она отличается существенно меньшей плотностью разрывных нарушений и их неравномерным распределением по сравнению с Анабаро-Оленёкской антеклизой.

В строении синеклизы участвуют два структурно-формационных комплекса: верхнепалеозойский угленосный терригенный и залегающий на нем горизонтально нижнетриасовый вулканогенный, который на территории листа R-47 почти полностью перекрывает первый, за исключением восточного борта структуры. Соответственно, тектоническое районирование синеклизы проводится по рельефу различных поверхностей раздела внутри вулканогенной толщи. Наиболее информативными из них представляются маркирующие горизонты гломеропорфировых базальтов в подошве аянской и хоннамакитской свит – надьяанский и ягталыйский. Кроме того, различными исследователями с использованием геофизических данных реконструирована подошва вулканогенного яруса как для синеклизы в целом, так и для отдельных ее районов [55, 148, 242, 312, 322, 352].

Путоранский полуовод (выступ), занимающий западную часть территории листа R-47, является наименее контрастным структурным элементом. Размер выступа по длинной оси (в север-северо-западном направлении) составляет 175 км в подошве вулканогенного комплекса. Он выражен пологой (углы наклона менее 1°) моноклиалью, более контрастной в рельефе подошвы вулканогенной толщи. Погружение носит ступенчатый характер с участками горизонтального залегания по 5–7 км шириной [322]. Амплитуда поднятия не более 900 м по нижним горизонтам (водопадная и аянская свита) и до 500 м – по верхним (хоннамакитская свита). В пределах полуовода на отдельных уровнях разреза (в основном в подошве хоннамакитской свиты) иногда выделяются локальные структуры размером до 5–7 км в поперечнике, преимущественно положительные (Харпичский, Верхне-, Средне-, Нижнелюксинский, Хикчекитский купола), а также отдельные синклинальные складки до 12 км в поперечнике (Урекская, Куреляхская) амплитудой не более 100 м. Характерной чертой Тунгусской синеклизы в данном районе является ареальный характер вулканизма и редкость реликтов крупных вулканических построек, которые наблюдаются главным образом в зонах распространения отличающихся повышенной explosивностью образований правобоярской, реже аянской свит [20, 89, 108, 159, 240]. Такие зоны прослеживаются в районах р. Хекчекит-Сяне, междуречья Прав. и Лев. Боярки, р. Ледяная и др.

НОРИЛЬСКО-ДЕЛЬКАНСКИЙ ПРОГИБ

Норильско-Дельканский (Предтаймырский по [39]) прогиб [9, 137] трасируется вдоль границы Енисей-Хатангского прогиба цепью контрастных вулканических впадин, разделенных поднятиями более высоких порядков. В пределах листа R-47 к нему относят Большеавамскую впадину и Делькан-

скую мульду. Северные и частично центральные части названных депрессий погребены под юрско-меловыми осадками южного борта Енисей-Хатангского регионального прогиба.

Норильско-Дельканский прогиб – одна из наиболее молодых тектонических структур региона, возникшая в раннем триасе на поздних стадиях платобазальтового вулканизма; соответственно, он является наложенным по отношению к Тунгусской синеклизе. Его специфической чертой является трещинный характер магматизма, выражающийся в развитии густой сети субширотных даек далдыканского, каменского и авамского комплексов, варьирующих по составу от щелочно-ультраосновных пород до сиенитоидов. Ряд магматических формаций включает как эффузивные, так и гипабиссальные и вулканокластические варианты толеит-базальтовой, трахибазальтовой, пикрит-меланефелинитовой, пикрит-меймечитовой и сиенитовой формаций, а также дунит-клинопироксенитовую и ийолит-карбонатитовую плутонические формации. При этом состав магматических продуктов и тип извержений в Большеавамской и Дельканской впадинах резко различен, что объясняется иным составом субстрата активизированной мантии под Анабаро-Оленёкской антеклизой, на северо-западную часть которой наложена Дельканская впадина [188]. В связи с явным свидетельством преобладания обстановок растяжения, а также некоторыми особенностями глубинного строения данная структура интерпретируется как раннетриасовый рифтогенный прогиб, nasledующий частично фрагменты палеорифтогенных структур [40].

Большеавамская впадина, вытянутая в субширотном направлении на 220–250 км, представлена на территории листа R-47 своей восточной частью (от р. Лев. Боярка до правобережья р. Хета), в которой мощность вулканогенной толщи не превышает 600 м. В нижней части толщи залегают вулканокластические образования правобоярской свиты, а в наиболее прогнутых частях депрессии обнажаются базальты верхнехоннамакитской подсвиты. Ширина ее на современной поверхности – около 50 км, северная часть погружена под юрско-меловой комплекс ЕХРП, однако по геофизическим данным предполагается достаточно быстрое (на расстоянии около 30–40 км) выклинивание вулканитов [55]. От Дельканской впадины на востоке Большеавамская впадина отделена Бояркинским куполовидным поднятием. Как и Пutorанский полусвод, она характеризуется низкими градиентами гравитационного и магнитного полей, развитием вулканитов почти исключительно толеит-базальтовой формации и ареальным типом вулканизма, но отличается интенсивной дизъюнктивной тектоникой и насыщенностью конформными дайками различного состава.

От Пutorанского выступа Большеавамская впадина отделена Аяно-Амбардахским валом – протяженной низкоамплитудной структурой с видимой амплитудой около 400 м и очень пологими крыльями (углы падения не превышают 1–1,5°). Ширина вала достигает 50 км. В зоне его пересечения с дизъюнктивной зоной, отвечающей Аялинскому глубинному разлому (в нижнем течении р. Аякли), возникает поднятие, на своде которого обнажаются верхнепермские породы основания вулканогенной толщи. В магнитном поле Аяно-Амбардахский вал не выделяется, в гравитационном – совпадает с областью наиболее низких значений.

Бояркинское куполовидное поднятие представляет собой относительно пологую положительную структуру, разделяющую Большеавамскую и Дельканскую впадины; иногда именуется также Мегунским куполом [159]. Южная граница проходит через верховья рек Прав. и Лев. Боярка, восточная – примерно совпадает с долиной р. Бол. Романиха. Размер поднятия – около 50 × 100 км, амплитуда около – 1000 м. Поднятие имеет асимметричное строение: наклон западного крыла – 2°, восточного и южного – не превышает 1°. Оно сформировано преимущественно вулканокластическими образованиями правобояркинской свиты и угленосными отложениями перми; в современном эрозионном срезе шарнир структуры очень полого погружается на север. Характерной особенностью поднятия являются высокая насыщенность интрузиями катангского и карамского комплексов, включая столь крупные массивы, как Хунгтукунский интрузив размером 15 × 40 км.

Южнее Мегунского купола у западной рамки листа В. А. Марковским в 1968 г. выделено Хугдякитское поднятие (между реками Хугдякит и Хибарба) [218]. Размер поднятия в широтном направлении 40 км, в меридиональном – 20–25 км. Вершина купола совпадает с максимальными абсолютными отметками района.

Дельканская впадина располагается в северо-восточной части Норильско-Дельканского прогиба. Ее продольная протяженность составляет около 200 км, поперечная – 30–50 км, амплитуда прогибания по вулканогенным отложениям составляет не менее 2500 м. В современном эрозионном срезе Дельканская впадина выполнена вулканогенными образованиями коготокской и дельканской свит с существенным участием лав щелочно-ультраосновного состава. Наблюдается тенденция сокращения с запада на восток мощностей разреза туфолавовой толщи по всем свитам с замещением лавовых типов разреза на туфолавовые и туфогенно-осадочные. Характерен центральный тип вулканизма. В восточной части впадины расположен Гулинский щелочно-ультрамафитовый плутон, северная часть которого прослеживается под чехлом Енисей-Хатангского прогиба по аэромагнитным и гравиметрическим данным до приустьевой части р. Баттагай (приток р. Сабыда). В отличие от Большеавамской впадины, залегание лавовых потоков на крыльях структуры является относительно крутым (до 10–40°), осложненным многочисленными разрывными нарушениями относительно высокой амплитуды (до 1200 и иногда даже 300 м).

Перечисленные выше раннетриасовые структуры сформировались в результате последовательного развития вулканотектонических процессов. Как и в нижележащих структурных этажах, наблюдается несовпадение палеоструктур и структур, образовавшихся в конце каждого из этапов развития, отвечающих тутончанскому, двурогинскому и путоранскому временам.

ЕНИСЕЙ-ХАТАНГСКИЙ РЕГИОНАЛЬНЫЙ ПРОГИБ

Енисей-Хатангский региональный прогиб представляет собой крупнейшую депрессию, наложенную на краевую часть Сибирской платформы. Он сложен главным образом среднетриасово-меловым структурным ярусом

мощностью до 11 км. Кроме того, выделяются локальные проявления пород палеогенового структурного яруса, имеющие наложенный характер по отношению к среднетриасово-меловому ярусу.

Тип структуры Енисей-Хатангского прогиба, как и характер и возраст его фундамента, разным образом трактовался различными исследователями. Однако в настоящее время на основании комплекса геолого-геофизических данных он рассматривается как континентальный рифтогенный прогиб длительного развития [62, 186, 239 и др.], на месте которого в юрско-меловое время сформировалась глубокая эпирифтовая депрессия.

На территории листа R-47 ЕХРП имеет северо-восточное простирание. Современная граница прогиба проводится по южному контуру распространения юрско-меловых отложений. Соотношение последних с подстилающими СФК представляет собой трансгрессивное прилегание с углами наклона границ 1–2°, хотя в более детально изученном Норильско-Хараелахском районе (к западу от территории листа R-47) по сейсмическим данным и результатам анализа гравитационного поля устанавливается быстрое увеличение мощности мезо-кайнозойских отложений, отвечающее средним углам наклона до 10–12°. Соответственно, граница прогиба должна проводиться по погребенной зоне Енисей-Гулинской системы разломов. В структурах фундамента типичные для стабильного Ангаро-Тунгусского геоблока потенциальные поля прослеживаются еще севернее, до т. н. Центральнo-Таймырского конвергентного шва [186], которому в мезозойских структурах отвечает Рассохинский мегавал.

Исходя из структуры земной коры и характера потенциальных полей, ЕХРП рассматривается как депрессия, подчиненная рифтогенному прогибу, стволовая часть которой соответствует Рассохинской (Рассохинско-Балахинской) зоне дивергентно-конвергентных дислокаций [40, 62, 186]. Заложение прогиба имело место в позднем триасе и связано с образованием эпиплатформенного орогена Таймыра [237, 317]. Фундамент прогиба сложен мощной последовательностью рифей-палеозойских осадочных и нижнетриасовой вулканогенной формаций, вероятно, аналогичной развитым в основании Тунгусской синеклизы. Моделирование распределения мощностей доюрских СФК (по гипсометрии отражающих сейсмических границ) показывает их несоответствие структурному плану юрско-мелового прогиба: так, минимальная мощность (1–3 км) венд-палеозойских отложений относится к наиболее прогнутым частям ЕХРП (Боганидско-Жданихинский желоб), максимальная (до 8 км) – к Рассохинскому мегавалу [55].

Основная информация о внутреннем строении ЕХРП получена по результатам сейсморазведки [336, 342], контролируемым редкими нефтегазописковыми скважинами. На территории листа R-47 расположены две такие скважины (Новая-1 и Новая-2), не достигшие подошвы юрско-мелового терригенного мегакомплекса, однако за западной рамкой листа (в 47–48 км) на Волочанской площади пробурены параметрические скважины, вскрывшие подстилающие этот мегакомплекс отложения. Наиболее надёжно прослеживаемый сейсмический опорный горизонт соотносится с подошвой юрско-меловых отложений; его гипсометрия служит основой структурно-тектонического районирования ЕХРП. Кроме того, уверенно прослеживаются до 11 сейсмических границ внутри юрско-меловой толщи [328, 342].

По подошве юрско-мелового комплекса ЕХРП представляет собой асимметричную депрессию, характеризующуюся продольной зональностью. Структура основания отражается в юрско-меловых формациях в виде флексур и контрастных вытянутых асимметричных конседиментационных замкнутых структур приразломного типа. Вверх по разрезу амплитуды деформаций уменьшаются, составляя в меловых отложениях не более 25–40 % от их величины в подошве структурного яруса [148]. Структура прогиба осложнена системой разрывных нарушений восток-северо-восточного и север-северо-западного простираний, из которых наибольшую роль играет Енисей-Хатангская (Худосейско-Дудыптинская) зона, контролирующая Рассохинский мегавал. В пределах ЕХРП последний является наиболее выраженной структурой I порядка, разделяющей Боганидско-Жданихинский желоб и Центрально-Таймырскую мегамоноклиналию.

Амплитуда Рассохинского мегавала составляет 2 км, ширина – 30–45 км. В его западной части (в пределах листа) выделяют конформный Волочанский мезовал, в котором подошва юры у западной кромки листа поднята до глубин выше 2 км, но в северо-восточном направлении постепенно погружается до абсолютных отметок минус 5–6 км. Мощность юрских отложений в сводовой части мегавала составляет от 1500 до 2000 м (скв. Влч-1). Характерно отсутствие в западной части Волочанского мезовала верхнеюрско-неокомских отложений. Данные сейсморазведки МОГТ свидетельствуют, что в сводовой части Рассохинского мегавала юрские и триасовые отложения дислоцированы одинаково и образуют узкую крутую антиклиналь, срезанную в южном борту глубинным Енисей-Хатангским (Рассохинским) разломом.

Центрально-Таймырская мегамоноклиналию представлена на территории листа R-47 своей краевой частью, протягивающейся с юго-запада на северо-восток вдоль северного склона Рассохинского мегавала. В ее пределах наблюдается увеличение глубин залегания подошвы среднетриасово-мелового яруса до отметок –8 км и ниже.

Боганидско-Жданихинский желоб по результатам интерпретации сейсмических данных [328, 342] характеризуется максимальными (до 11,5 км) величинами прогибания в мезозое и максимальными мощностями как юрского (до 8 км), так и верхнеюрского–мелового (до 3,5 км) подъярусов. Ширина этого асимметричного прогиба – до 90–100 км; зона максимального прогибания смещена в сторону северного борта, примыкающего к Рассохинскому мегавалу; соответственно, его северный склон, представляющий собой (по данным среднемасштабного сейсмического профилирования в более западных частях ЕХРП) серию флексур, значительно более крутой (в среднем до 25–30°), чем южный (углы не более 5–7°). В пределах мегапрогиба по гипсометрии подошвы юрских отложений выделяют ряд структур II порядка – Хетскую мезовпадину (с более пологими склонами – до 4–12°) размером 60 × 135 км и расположенный на ее западном продолжении Романихинский мезопрогиб размером 20 × 45 км (в пределах листа).

Характерными особенностями строения Боганидско-Жданихинского желоба являются повышенная пликативная дислоцированность юрско-меловых отложений и наличие большого числа дизъюнктивных нарушений по сравнению с Центрально-Таймырской мегамоноклиналию. В последней отмеченные

по сейсмическим данным разломы [336, 342] затухают в юре либо прослеживаются в меловых отложениях в виде флексур без разрыва сплошности пород.

Южную часть ЕХРП шириной 35–50 км, характеризующуюся сравнительно пологим (2–4° в среднем) суммарным воздыманием подошвы мезозойского структурного яруса, относят к Восточно-Сибирской мегамоноклизе. По геофизическим данным, эта структура – моноклинал, представляющая собой серию флексур [55], разделяющих участки почти горизонтального залегания.

МУРУКТИНСКАЯ ВПАДИНА

Муруктинская впадина является наиболее молодой тектонической структурой рассматриваемой территории. Размеры ее составляют до 50 км в поперечнике, однако на территорию листа R-47 попадает лишь ее незначительная северо-западная часть, где глубина впадины не превышает 50 м. Она наложена на структуры Тунгусской синеклизы и Анабарского поднятия. Впадина образована в отложениях силура, ордовика и верхнего кембрия в результате эрозионно-карстовых процессов и на современном эрозионном срезе представляет собой пологую мульду, выполненную эоценовыми песчано-алеврито-глинистыми осадками (котуйская свита) мощностью не более 40 м, перекрытыми почти по всей площади четвертичными отложениями. По данным бурения [404], основание Муруктинской впадины слагают раннетриасовые интрузии долеритов, вероятно, оленёк-велингнинского комплекса, подверженные химическому выветриванию с образованием латеритной коры выветривания.

Дизъюнктивные структуры

Дизъюнктивная тектоника проявлена на территории листа R-47 неравномерно. Наибольшая плотность разрывных нарушений приходится на участки сочленения региональных тектонических структур унаследованного развития – Анабаро-Оленёкской, Тунгусской и Енисей-Хатангской: Ангаро-Котуйскую и Енисейско-Гулинскую зоны, представляющие собой долгоживущие трансформные зоны дислокаций; наименьшая – на внутреннюю часть Тунгусской синеклизы. По времени заложения разрывов можно выделить пять геохронов: раннепротерозойские дизъюнктивные зоны – наиболее крупные разломы, первоначально окружавшие литоплинтовые ядра кратона, вдоль которых в дальнейшем закладывались подвижные зоны, сформировавшие блоковую структуру фундамента и испытывавшие неоднократную активизацию в протерозое и фанерозое; рифейско-палеозойские разломы, сформировавшиеся при заложении и эволюции континентальных рифтогенных прогибов в северо-западной части Сибирской платформы; позднепалеозойские–раннемезозойские разломы, образовавшиеся в связи с напряжениями, имевшими место при заложении линейных триасовых прогибов в стадию активного рифтогенеза, и образующие вдоль северного края платформы субширотную зону мелких разрывов, наиболее крупные из которых развиваются унаследованно

по раннепротерозойским дизъюнктивным зонам [39]; позднемезозойско-кайнозойские зоны разломов субширотной ориентировки, отражающие развитие Енисей-Хатангского прогиба; наиболее молодые нарушения, связанные с воздыманием Путоранского сводового поднятия в позднем кайнозое и выраженные зонами повышенной трещиноватости (начальная стадия формирования разломов).

По морфокинематическим особенностям большая часть разломов принадлежит к сбросам, сбросо-сдвигам и сдвигам. Смещения по сбросам в верхних горизонтах платформенного чехла редко превышают первые десятки метров.

Наиболее крупные долгоживущие разломы, определившие современную блоковую структуру не только фундамента, но и перекрывающего платформенного чехла, заложились в доплатформенный этап развития в период дробления архейского гранулитового комплекса и формирования складчатых систем. Они характеризуются длительностью и унаследованностью развития. Нередко глубинные разломы фундамента платформ способствовали созданию благоприятных для локализации нефти и газа структур в платформенном чехле. Некоторые из них проявляли активность в рифее, палеозое и в последующие этапы развития платформы. Унаследованность в развитии нередко проявляется сгущением субпараллельных разрывных нарушений, образующих сложные системы в осадочном чехле.

В пределах площади листа среди трансформных систем разрывов раннедокембрийского заложения выделяются: Енисей-Гулинская, трассирующая Предтаймырский (Норильско-Дельканский) перикратонный прогиб; субширотная Верхнекотуйско-Тукаланская, контролирующая на юго-западе Котуйско-Маймечинскую антиклиналь, а на северо-востоке – юго-западный борт рифейской авлакогенной впадины; субмеридиональная Ангаро-Котуйская, разделяющая Сибирский кратон на западную (Ангаро-Тунгусский мегаблок) и восточную (Алдано-Анабарский мегаблок) части [45, 234, 241] (в пределах площади листа находится лишь ее конечная северная часть); Тунгусско-Хетская субмеридиональная дугообразная система дислокаций в центральной части площади листа, разделяющая внутрикратонные авлакогенные впадины; Чангадинская система разломов северо-западного простирания, трассирующая зону сочленения Анабарской антеклизы и Тунгусской (Курейской) синеклизы и контролирующая раннетриасовый толеит-долеритовый интрузивный магматизм, северо-западным продолжением которой является т. н. Аяклинский разлом шириной в современном структурном плане менее 1 км, обуславливающий корытообразную долину нижнего течения р. Аякли.

Развитие перечисленных дизъюнктивных структур сопровождалось интенсивными процессами катаклаза и милонитизации, процессами повторного складкообразования и регрессивного метаморфизма, проявлением основного магматизма. Большая часть разрывных нарушений, выраженных на современной поверхности, совпадает с указанными выше зонами трансформных магноподводящих и глубинных разломов, но проявлена фрагментарно.

В осадочно-вулканогенном платформенном чехле разрывные дислокации обычно обусловлены перестройками структурного плана, имевшими место в конце каждого тектонического этапа, которому отвечает определенный структурный ярус. Они обычно приурочены к зонам сочленения крупных

структур, где возникали наиболее контрастные растягивающие напряжения, обусловленные восходящими и нисходящими движениями. Среди разломов платформенного цикла развития доминируют раннемезозойские, связанные с проявлением интрузивного и эффузивного базитового и щелочно-ультраосновного магматизма.

Раннетриасовые разрывные нарушения имеют весьма широкое распространение на всей территории листа, образуя многочисленные разноориентированные группы. Они деформируют верхнюю часть чехла; единичные из них, вероятно, затрагивают фундамент, часто не имея строго выдержанных систем простирания. Большинство нарушений носит трещинный характер. Протяженность их – от нескольких десятков метров до первых километров, отдельные прослеживаются на десятки и сотни километров. По отдельным нарушениям отмечаются смещения, которые фиксируются выходами на поверхность блоков более древних пород, линейными или полукольцевыми дайками; к некоторым нарушениям приурочена гидротермальная минерализация.

Особое место среди дизъюнктивов занимает Каменская зона разломов (КЗР) субширотного простирания ($250\text{--}270^\circ$) шириной 20–25 км и общей протяженностью более 200 км, трассирующая осевую зону Большеавамской впадины. КЗР представляет собой зону многочисленных субширотно ориентированных расколов и коротких трещин в вулканитах правобоярской, аянской и хоннамакитской свит, «залеченных» большей частью дайками разнообразного состава, относящимися к трахидолеритовой, толеит-долеритовой, меланефелинитовой и сиенит-монцонитовой формациям. Зоне разломов отвечает зона контрастных линейных аномалий магнитного поля и конформный максимум поля силы тяжести. Она приурочена к глубинной раздвиговой структуре – Норильско-Дельканскому (Предтаймырскому) рифтогенному прогибу [39].

Южнее КЗР расположен Аска-Гулинский разлом – крутопадающий сброс, ограничивающий распространение даек каменского комплекса, но не локализуя каких-либо интрузивных тел. Он пересекает Каменскую зону в ее восточной части. Зона разлома шириной до 10 км сопровождается системой субпараллельных и поперечных сколов с амплитудой 40–100 м [188, 189].

Еще одна зона субширотных нарушений в осадочно-вулканогенном чехле установлена в верховьях рек Котуй, Чангада, Маймеча и Тукалан. Эти разрывные нарушения можно отнести к оперяющим Верхнекотуйско-Тукаланскую систему глубинных разломов. В платформенном чехле зона проявляется мощными и протяженными дайками, пластообразными интрузиями и интрузиями сложной морфологии катангского комплекса. Мелкие разрывные нарушения субширотного простирания этой системы, установленные на междуречье Кунтыкахы–Амбардах, также частично выполнены дайками катангского комплекса.

С Чангадинским глубинным разломом связана серия сбросов северо-западного простирания (330°) в платформенном чехле, фиксирующаяся вдоль р. Чангада на протяжении около 150–170 км. Ширина зоны нарушений с северо-запада на юго-восток варьирует в пределах 10–20 км. Для ее разломов характерны значительные амплитуды смещения, наличие трубок взрыва, ме-

стами довольно протяженных даек долеритов; широко проявлены процессы скарнирования.

Вилуйско-Котуйская зона глубинных разломов имеет северо-западное простирание ($290-320^\circ$), ширину 100–150 км и протяженность до 550–600 км от бассейна верхнего течения р. Котуй на северо-западе до Вилуйской синеклизы на юго-востоке. На площади листа R-47 она дислоцирует отложения палеозоя и инъецирована главным образом интрузиями карамского комплекса, реже – прямолинейными дайками катангского комплекса. Эта система имеет важное значение, поскольку ограничивает с юга масштабное распространение щелочно-ультраосновного магматизма в пределах Маймеча-Котуйской провинции.

В пределах Путоранского полусвода Тунгусской синеклизы закартированы разрозненные разрывные нарушения преимущественно северо-восточной, а также северо-западной и субмеридиональной ориентировки. Характерна большая протяженность отдельных разломов.

Максимальной концентрацией дизъюнктивных нарушений характеризуется зона пересечения Ангаро-Котуйской и Енисей-Гулинской глубинных систем дислокаций в восточной части листа (бассейне среднего течения р. Маймеча и ее притока р. Ниж. Далбыха), контролирующая проявления раннетриасового щелочно-ультраосновного магматизма, в том числе Гулинский полиформационный плутон и отдельные тела кимберлитов и лампрофиров (Маймеча-Котуйскую провинцию). Здесь развита густая сеть крутопадающих разломов преимущественно северо-восточного, реже северо-западного и меридионального простирания. Наиболее проявленная дизъюнктивная зона северо-восточного простирания шириной 8–20 км контролирует Гулинский плутон и расположенные юго-западнее массивы Коготок, Атырдах, Романиха и Чангит. Кроме того, намечаются системы радиальных разрывов, центрами которых являются щелочно-ультраосновные интрузии центрального типа.

По части разрывов отмечаются вертикальные смещения (до 100 м), однако большинство их них «залечено» дайками основных и щелочно-ультраосновных магматитов, при этом одни и те же разломы могут контролировать все разнообразие проявлений магматизма – от долеритов катангского комплекса до фойдитов маймеча-котуйского, указывая на непрерывный продолжительный характер тектоно-магматической активизации с направленным увеличением глубин магомгенерации. Кроме того, разломы фиксируются зонами интенсивного дробления и разуплотнения пород, ширина которых может быть весьма значительной; например, на правом берегу р. Сабыда дуниты гулинского комплекса в пределах меридиональной зоны мощностью до 1500 м интенсивно дислоцированы и преобразованы с развитием щелочных метасоматитов [353], причем данная разрывная зона контролирует размещение мелких тел четвертой и пятой фаз маймеча-котуйского комплекса.

Интенсивное проявление разрывной тектоники, сопровождавшей становление щелочно-ультраосновных массивов, хорошо выражено в наиболее детально изученном Гулинском массиве. Большинство границ последнего имеет тектонический характер, а сам массив разбит на блоки различного порядка, причем внедрение поздних фаз контролируется субмеридиональными

разрывными нарушениями. При наиболее общем подходе выделяются западный (основная часть массива) и восточный блоки, причем последний приподнят относительно первого и, возможно, надвинут на него [1].

В Енисей-Хатангском региональном прогибе преобладают продольные дизъюнктивные зоны. Главной из них является Енисей-Хатангская (Малохетско-Рассохинско-Балахнинская, Рассохинская – по разным авторам), для которой установлены наиболее существенные тектонические движения с амплитудой до нескольких сот метров по вертикали в юрских отложениях. Она разделяет площади с резко различным характером гравитационного и аномального магнитного полей. К северу от Центрально-Таймырского шва потенциальные поля характеризуются линейным контрастным рисунком с преобладанием север-северо-восточных и широтных простираний; южнее преобладают области мозаичных малоконтрастных аномалий. В пределах листа R-47 эта шовная зона имеет северо-восточное простирание, но не совпадает с Худосейско-Хетской трансформированной разрывной зоной.

Неотектоническое районирование

Территория листа R-47 находится на стыке контрастных неотектонических надпорядковых структур: северная треть листа относится к Енисей-Оленёкскому региональному прогибу, центральная и южная – к Путоранской и Анабарской новейшим антеклизам [168].

Первая из названных структур соответствует Енисей-Хатангскому региональному прогибу. В новейшее время Енисей-Оленёкский прогиб, исходя из положительных значений суммарных амплитуд тектонических движений, испытал общее поднятие. Новейшие тектонические нарушения, фиксируемые преимущественно по геоморфологическим данным, имеют обычно северо-восточное простирание. Вкрест простирания прогиба с северо-запада на юго-восток выделяют несколько неотектонических структурных элементов I порядка: Малохетско-Балахнинскую группу валообразных поднятий (1), которая является наиболее активизированной унаследованной положительной структурой и характеризуется относительно контрастным внутренним строением и вариациями суммарной амплитуды новейших движений от 50–100 до 300–500 м; на территории листа R-47 представлена лишь юго-восточная краевая часть этого неотектонического элемента; (2) Боганидскую и Жданихинские впадины шириной до 40–50 км и с амплитудами новейших деформаций не более 100–150 м; западное окончание Портнягинской структурной ступени (3), отделяющей зону впадин от Нижнехатангского прогиба и характеризующейся сходным с Малохетско-Боганидской зоной характером новейших деформаций; Нижнехатангский прогиб (4), ограниченный крутыми (с амплитудой неотектонического смещения не менее 100 м) флексурами, совпадающими с зонами более древних разломов; днище прогиба плоское, а суммарные амплитуды неотектонических движений не превышают 50 м – таким образом, он представляет собой приразломную зону опускания; Попигайско-Анабарскую структурную террасу (5) – переходную зону к структурам Сибирской платформы с амплитудами новейших поднятий до 100–200 м. Все перечисленные структурные элементы наследуют соответствующие текто-

нические элементы мезозойско-кайнозойского Енисей-Хатангского регионального прогиба структуры и выклиниваются в юго-западном направлении.

С новейшими антеклизмами Сибирской платформы Енисей-Оленёкский прогиб сочленяется по Хараелахско-Хетской и Котуйской структурным ступеням сложного строения, в пределах которых величины суммарных амплитуд неотектонических движений постепенно растут от 150–250 до 700–800 м. Поверхности структурных ступеней круто наклонены в сторону прогиба.

Путоранская новейшая антеклиза представлена своей краевой восточной частью, где величина неотектонического поднятия оценивается в 0,7–1,2 км [168, 219]. Она сформировалась на базальтовом плато, возникшем в раннем триасе. Очевидно, что новейшие деформации базальтового плато были неоднократными и весьма значительными: глубина зон разуплотнения достигает, по геофизическим данным, 1 км и более [219].

Для Путоранской антеклизмы характерно широкое развитие разрывных нарушений, особенно трещин растяжения без существенных вертикальных смещений [322]. К наиболее крупным из них приурочены эрозионно-тектонические долины, углубленные на несколько сот метров. Мощность рыхлых четвертичных отложений в таких долинах достигает нескольких десятков метров.

Граница между Путоранской и Анабарской антеклизмами проводится по переходной зоне от области высокоамплитудных неотектонических движений, характеризующейся их постепенным затуханием до 0,5 км в восточном направлении (Путоранской), к территории слабодифференцированных деформаций средней амплитуды, варьирующих от 200 до 400 м. Эта субмеридиональная граница примерно совпадает с осевой зоной Ангаро-Котуйской системы дислокаций, заложение которой, как показано выше, имело место еще в раннем докембрии. По сравнению с Путоранской Анабарская унаследованная антеклиза, сформированная на породах кристаллического фундамента и перекрывающих их отложениях плитного осадочного чехла, испытала дифференцированные движения, хотя восходящий характер последних и доминировал. Однако на территории листа R-47 представлена лишь краевая относительно опущенная и характеризующаяся относительно слабым развитием разрывных нарушений и низкой их активизацией часть антеклизмы, относимая к т. н. Котуй-Кукусундинской впадине [168], которая ограничивает Анабарское сводообразное поднятие с юга и запада.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Территория листа R-47 представляет собой фрагмент крупных геоструктур (Сибирской платформы и ее обрамления), поэтому для реконструкции ее геологической эволюции, в первую очередь в геодинамическом аспекте, помимо фациального анализа слагающих ее образований, необходимо широкое привлечение материалов по смежным территориям, в первую очередь по Анабарскому и Тунгусскому регионам. Как и в целом для Сибирской платформы, в пострифейской эволюции региона выделяются шесть тектонических циклов [40, 137], в течение которых были сформированы структурно-формационные комплексы, отвечающие определенным вышеописанным структурным ярусам и подъярусам: кембрийско-ордовикский, силурийско-раннекаменноугольный, среднекаменноугольно-среднетриасовый, среднетриасово-меловой, палеогеновый и четвертичный. Более ранние тектонические циклы (архейско-раннепротерозойский и рифейско-ранневендский мегациклы) могут быть реконструированы лишь на основе экстраполяции данных по архейско-раннепротерозойским и рифейско-ранневендским СФК других доменов Анабарского и Ангаро-Тунгусского геоблоков и интерпретации геофизических данных.

Архейско-раннепротерозойский мегацикл

Сведения о составе и эволюции раннедокембрийского фундамента северо-западной части Сибирской платформы противоречивы и базируются лишь на комплексной интерпретации геофизических данных [39, 40, 64, 71, 137 и др.] и аналогии с соответствующими образованиями Анабарского щита [33, 53, 198 и др.]. Согласно общепринятой точке зрения, консолидация Сибирского кратона завершилась в раннем протерозое. В любом случае, уже к концу раннего протерозоя заложилась межблоковые зоны, контролирующей латеральную тектоническую делимость региона в течение всех последующих этапов развития. Считается [53], что в дорифейское время имело место образование Анабарского свода и последующая глубокая денудация пород кристаллического фундамента, залегающих в настоящее время на территории листа R-47 на глубинах не менее 3,5 км.

Рифейско-ранневендский мегацикл

Как и нижнедокембрийские, рифейские и вендские отложения (а также отложения медвежинской свиты нижнего кембрия) на территории листа R-47 на уровне современного эрозионного среза не вскрываются. Однако их присутствие в основании палеозойского разреза несомненно по аналогии с сопредельными территориями (Анабарский мегасвод и в некоторой степени Ледянский свод, где рифейско(?) - вендские породы вскрыты глубокой скважиной Л-358).

В региональном плане рифейско-ранневендский тектонический мегацикл (1650–620 ± 20 млн лет) на Сибирской платформе характеризуется ее дроблением на отдельные блоки с формированием между ними раздвиговых структур [40].

С начала рифея территория вступила в этап платформенного развития, который ознаменовался накоплением терригенных толщ. С региональным угловым несогласием и с большим временным перерывом (более 200 млн лет) в пределах кратона архейско-протерозойский складчато-глыбовый кристаллический фундамент денудационно перекрывается мощными рифейскими базальными образованиями, представляющими собой первый плитный ярус, который выполняет главным образом глубокие (до 8 км) авлакогенные впадины [391] и местами, возможно, судя по аналогии с западным склоном Анабарского свода (лист R-48), залегает также на пенепленизированной поверхности с сохранившимися нижнепротерозойскими корами выветривания. На ранних этапах формирования рифейского яруса, судя по аналогии с западным склоном Анабарского свода, ведущая роль принадлежала красноцветной конгломерат-гравелит-песчаниковой, доломитово-песчаниково-аргиллитовой и пестроцветной песчаниково-аргиллито-доломитовой формациям, которые в средней части яруса сменяются сероцветными кремнисто-доломитовыми формациями; завершает разрез пестроцветная гравелито-песчано-доломитовая, а также карбонатные строматолитовые и онколитовые формации. Позднерифейский подъем кратона обусловил интенсивные процессы денудации и размыв рифейских отложений за пределами внутрикратонных авлакогенных впадин [53].

После длительного перерыва в осадконакоплении, связанного с процессами разрушения, пенепленизации и формирования кор выветривания в позднем рифее, в начале вендского времени происходило общее погружение, которое привело к трансгрессии моря и формированию маломощной терригенной конгломерато-песчаниковой формации, залегающей со структурным несогласием и большим временным перерывом на разных стратиграфических уровнях рифея. Выше по разрезу терригенная формация сменяется гипсоносно-карбонатной, глинисто-карбонатной, битуминозной и строматолитовой формациями, а затем пестроцветной терригенно-мергельно-известняково-доломитовой поздневендско-раннекембрийской формацией.

Фанерозойский мегацикл

Данный мегацикл характеризуется покровным осадконакоплением (формированием осадочного чехла платформы). Возможно, начало этого мега-

цикла следует отодвигать на рубеж среднего рифея, однако достоверные свидетельства становления устойчивого стабильного режима осадконакопления при малой интенсивности тектонических движений появляются с позднего венда. Не считая плиоцен-антропогенного, выделяются пять тектонических мезоциклов [40, 137], которым отвечают пять описанных в предыдущей главе структурных ярусов: вендско-ордовикский; силурийско-раннекаменноугольный; среднекаменноугольно-среднетриасовый; среднетриасово-меловой; палеогеновый. В пределах каждого из мезоциклов выделяют от одного до трех этапов, соответствующих законченным (трансгрессивная–инундационная–регрессивная стадии) циклам осадконакопления.

Вендско-кембрийский мезоцикл. Начало данного мезоцикла характеризуется трансгрессией эпиконтинентального мелкого моря, покрывшего всю Сибирскую платформу, и соответствующим формированием крупнейшей Восточно-Сибирской хатакратонной области [137]. Этому событию предшествовало длительное выравнивание территории, поскольку верхневендские отложения залегают со структурным несогласием на пенепленизированных разновозрастных докембрийских комплексах. Мезоцикл включает два этапа: поздневендско-среднекембрийский (амгинский) и среднекембрийско-среднеордовикский (майский) – отвечающих двум трансгрессивно-регрессивным циклам и отраженных в формировании соответствующих структурно-формационных комплексов.

В позднем венде в обстановке пассивной континентальной окраины в мелководном морском бассейне накапливались карбонатные породы со значительной примесью терригенного материала (константиновская толща в скв. Л-358 в 10 км от западной рамки листа), указывающего на близость области размыва. Мелководные условия осадконакопления, слабая соленость вод и достаточно теплый климат способствовали развитию органического мира – катаграфий, акритарх, хиолитов. Появление в верхней части карбонатной формации песчаного материала свидетельствует о наступлении регрессивной стадии осадконакопления. Следующий этап погружения территории, сопровождающийся формированием пестроцветной терригенно-мергельно-известняково-доломитовой формации, относится к концу венда–началу кембрия.

В начале раннекембрийской эпохи территория была полностью охвачена мелководным морским бассейном, обильно населенным археоциатами, хиолитами, водорослями. Максимум трансгрессии относится к концу атдабанского века, когда территория листа была полностью охвачена внутриконтинентальным Лено-Тунгусским морским бассейном повышенной солености [233] и началось развитие нового комплекса организмов (трилобиты, брахиоподы и гастроподы). В нижней части разреза преобладают красноцветные и пестроцветные терригенно-мергельно-известняково-доломитовые формации, остальную его часть в основном занимают кремнисто-доломитовые и известняковые формации.

Раннекембрийская Котуй-Анабарская карбонатная платформа была отделена узким рифовым барьером (внешний шельф) от развивающегося западнее и ориентированного с северо-запада на юго-восток открытого бассейна (зона шельфа) шириной порядка 150–200 км с тенденцией к сокращению к концу раннего кембрия и в среднем кембрии [238]. В позднем кембрии в условиях

слабозасоленной лагуны вблизи барьерного рифа происходит формирование доломитовых толщ, часто водорослевых, оолитовых и битуминозных. Наличие прослоев ангидрита (хетская, ледянская свиты) свидетельствует о повышенной солености вод и неоднократной смене морских условий лагунными.

Со среднего кембрия начинается новый трансгрессивно-регрессивный цикл. В углубляющийся бассейн с прилегающих отмелей и островов вновь поступает глинистый материал. Обширный кембрийский морской бассейн уже в позднем кембрии и в раннем ордовике сокращается. Дифференцированные колебательные движения приводят к накоплению латерально изменчивых пестроцветных глинисто-песчаных, терригенно-мергельно-карбонатных и карбонатных осадков, которые развиты в виде дугообразной полосы вдоль западного и северо-западного бортов Анабарского поднятия. Фациальный состав отложений отличается значительным разнообразием. В ранне- и среднеордовикскую эпохи на регрессивном этапе в аридных условиях на большей части территории накапливались карбонатные, сульфатно-карбонатные и терригенные образования, представленные красноцветной сульфатной глинисто-мергельно-доломитовой и пестроцветной песчаниковой формациями. В юго-восточной части территории листа низы разреза слагают водорослевые известняки, глинистые доломиты и мергели, сменяющиеся песчано-мергельно-доломитовыми осадками. В нижнеордовикских стратонах (бысюряхская, устькурунахская свиты) органические остатки весьма редки, что наряду с широким развитием в них прослоев ангидритов и красноцветных мергелей указывает на неблагоприятные для морских организмов условия: возможно, имело место широкое развитие засоленных илистых лагун и эстуариев.

На всей территории этап завершается образованием среднеордовикской терригенно-карбонатной формации. Фосфатоносность и преобладание пестро- и красноцветных осадков свидетельствуют о теплом или жарком климате ордовика, который способствовал развитию в мелководном бассейне многочисленных брахиопод, трилобитов, гастропод, криноидей и одиночных колоний кораллов.

С вендско-ордовикским этапом могут быть связаны рудоносные формации фосфоритов, а также стратиформная свинцово-цинковая рудоносная формация в карбонатных породах.

В позднеборское время (соответствующее вихоревскому горизонту) пестроцветная брахиоподово-фитолитово-доломитовая формация закрытого шельфа сменяется песчаниково-алевритово-домеритовой формацией прибрежной зоны [173]. При ее образовании снос терригенного материала происходил с Анабарского поднятия. В морской бассейн поступают продукты химического выветривания со значительными количествами железа и марганца. В муктэйское время карбонатные осадки фаций полузакрытого шельфа вновь распространялись на Лебянский район (кайялакская свита) и в волгинское время достигли восточной части территории (мойеронская свита Маймечинской СФЗ).

Трансгрессия таймырского моря на запад Сибирской платформы в позднем ордовике не затронула территорию листа R-47. Осадки фаций мелководного шельфа, если и формировались в эту эпоху, были уничтожены предси-

лурийским размывом, связанным с очередным воздыманием Анабарского поднятия, продолжавшимся до лландоверийского времени.

Силурийско-раннекаменноугольный мезоцикл. Начало силура знаменуется новой трансгрессией эпиконтинентального бассейна, открытого на северо-запад. Сформировавшиеся морские отложения представлены карбонатными осадками с богатой и разнообразной морской фауной. Для начала силура (лландовери) характерны глинисто-карбонатные фации с брахиоподами; для середины (венлок) – карбонатные фации со строматопоратово-коралловыми биостромами, биогермами и даже рифовыми массивами; для конца силура – доломитовые фации, не содержащие органических остатков [211]. Все они представляют отложения неглубокого внутреннего шельфа с высокой динамикой водных потоков.

С конца венлока регрессивная направленность морского бассейна становится доминирующей, формируются закрытошельфовые и лагунные фации. В лудловскую эпоху накапливались мергельно-доломитовые формации со строматолитами и обедненным комплексом фауны, а в пржидольскую – серо- и красноцветные гипсоносные мергельно-доломитовые формации.

К концу силура море регрессировало, и на территории установился континентальный режим. В начале раннего девона вещественный состав отложений и их фациальная выдержанность указывают на существование обширной аридной равнины, изобилующей многочисленными засоленными мелководными морями-озерами. В этих условиях отлагались красноцветные мергели, аргиллиты, часто известковые, глинистые доломиты, обычны прослои гипса, иногда линзы и пласты каменной соли, хотя находки брахиопод в кираской, табулят и конодонтов в ямпахтинской свитах нижнего девона на прилегающей с запада территории свидетельствуют, видимо, о периодически устанавливающихся условиях морского бассейна нормальной солености и, таким образом, о нестабильном режиме седиментации.

Неравномерные колебания земной коры, сопровождавшиеся кратковременными трансгрессиями и регрессиями, продолжались и в начале среднего девона. На большей части площади накапливались пестроцветные песчанистые карбонатно-глинистые породы сидинской свиты.

Вторая половина среднего девона (середина эйфельского века) ознаменовалась новой морской трансгрессией, максимум которой соответствуют карбонатные осадки юктинской свиты, содержащие остатки разнообразных морских беспозвоночных. Появление в верхах юктинского разреза эвапоритов указывает на начало регрессии моря, максимум которой приходится на накопительное время, когда после кратковременного перерыва в мелких лагунах накапливались красноцветные глины и мергели с гипсом.

Каларгонское время (вторая половина франского века) отмечено последней широкой таймырской трансгрессией на рассматриваемой территории, при прерывисто-последовательном своем развитии обусловившей периодическую смену морских условий седиментации обстановками повышенного засоления бассейнов с доминированием эвригалинных организмов [144]. В позднем девоне в условиях мелководного залива отлагались красноцветные гипсоносные конгломерато-песчано-аргиллитовые, а затем аргиллито-алеври-

то-доломито-мергельные формации. Однако на большей части территории обстановки размыва преобладали уже в конце каларгонского времени.

Палеогеографическая обстановка на границе позднего девона и раннего карбона отличалась чередованием периодов регрессий и трансгрессий моря [145]. В начале раннего карбона (турнейский век) произошла последняя обширная трансгрессия с отложением органогенных и битуминозных известняков, доломитов, карбонатных брекчий с фауной фораминифер и кораллов, что свидетельствует о стабильности морского режима, однако эти отложения были большей частью размыты в предсреднекаменноугольное время.

В турнейском веке закончился длительный период существования преимущественно морского режима на рассматриваемой территории. К концу раннего карбона вследствие общего поднятия территории и преобладания эрозионных процессов она представляла собой пологую практически лишенную водоемов равнину, произошел переход к континентальным условиям осадконакопления. Области обширных опусканий, занятые морскими бассейнами, сменились поднятиями, осложненными на отдельных участках наложенными впадинами и прогибами.

Металлогения данного этапа характеризуется проявлениями гипсов. Потенциально о соленосности свидетельствуют многочисленные соляные источники Енисей-Хатангского прогиба с хлор-натриевой минерализацией. Непосредственные данные о наличии солей в девонских отложениях получены по данным структурного бурения на Ледянской площади, расположенной у западной рамки листа и за его пределами.

Среднекаменноугольно-среднетриасовый мезоцикл. На рубеже раннего и среднего карбона произошла резкая смена тектонического режима. На смену хатакратонным эпиконтинентальным карбонатным шельфам и лагунам аридных равнин раннего и среднего палеозоя пришли присводовые прогибы и гумидные равнины позднего палеозоя. Формирование структур этого тектонического мезоцикла проходило в условиях высокого стояния платформы (выше уровня Мирового океана), что и обусловило накопление формаций преимущественно регрессивной (средний карбон–пермь) и эмерсивной (ранний триас) стадий [137]. Важнейшей характеристикой мезоцикла является образование Тунгусской синеклизы, сложенной угленосными формациями одноименного бассейна и уникальной по объему вулканогенной толщи с одновременным проявлением масштабного базитового и щелочно-ультраосновного интрузивного магматизма.

Среднекаменноугольно-позднепермский этап. После длительного размыва ранне- и среднепалеозойских образований в начале среднего карбона (к началу накопления ханарской свиты) установились континентальные условия осадконакопления, которое в центральной части Тунгусского бассейна происходило в прибрежно-морских и лагунно-континентальных условиях (типа ваттов). Процесс осадконакопления имел ритмический характер: галечники, гравийники или пески сменялись алевролитами и глинами с захороненными растительными остатками, превратившимися впоследствии в каменный уголь. Выделяются два крупных цикла осадко- и угленакопления (среднекаменноугольный–раннепермский и средне-позднепермский), во время которых существовали оптимальные условия для формирования торфяни-

ков и углей (теплый умеренно влажный климат, равнинный ландшафт, развитие внутриконтинентальных бассейнов). Максимумы угленакопления приурочены к верхним частям циклов.

В ранне-, средне- и позднепермскую эпохи Тунгусская синеклиза как континентальная впадина развивалась при малоамплитудных колебательных движениях с неоднократной периодической сменой фаций от песчаных к глинистым. Терригенные осадки чередовались с горизонтами (до 30 м), насыщенными растительным материалом, преобразовавшимся впоследствии в каменный уголь.

В позднепеляткинско-дегалинское время западная часть Сибирской платформы испытывает поднятие и окончательно превращается в возвышенную сушу. Отсутствие, в отличие от сопредельных территорий, отложений гагареостровского горизонта указывает на резкое доминирование денудационных обстановок в конце перми.

Раннетриасовый этап. В конце перми тектонический режим на северо-западной периферии Сибирской платформы претерпел резкую трансформацию. Начался этап растяжения земной коры, резко усилившегося в конце татарской эпохи и сопровождавшегося масштабным платобазальтовым вулканизмом, захватившим огромную территорию (более 3,5 млн км²) [36, 40, 138], включая половину площади листа R-47. При этом магматизм обнаруживает четкую латеральную зональность. В центральной части обширной Среднесибирской вулканической области, охватывающей Тунгусскую синеклизу, резко доминируют продукты толеит-базальтовой формации, тогда как в самой восточной части области активизации на северо-западном склоне Анабаро-Оленёкской антеклизы практически одновременно формируется Маймечакотуйская вулканическая провинция щелочно-основных, ультраосновных и щелочно-ультраосновных магматических пород. Суммарная мощность вулканогенной толщи в Гулинской СФпЗ, в которой преобладают щелочные и умереннощелочные лавы, примерно в 2 раза превышает мощность свит толеит-базальтового состава, развитых в пределах Путоранского полусвода.

Заложение рифтогенных структур происходило по системе унаследованных ослабленных зон и явилось следствием роста мантийных диапиров гребневидной формы, локализованных предположительно в стволовой зоне Енисей-Хатангского прогиба [95, 138, 237]. На рассматриваемой территории начало активного вулканизма существенно отставало по времени от области вулканических центров в Норильско-Харелахском прогибе (где оно относится к вятскому веку татарской перми) и на начальном этапе характеризовалось режимом преобладанием эксплозивных фаций. Масштабные трещинные излияния лав охватили всю Тунгусскую синеклизу лишь в двурогинское время.

Формирование вулканогенной толщи происходило преимущественно в континентальных условиях на слегка приподнятой над уровнем моря (100–200 м) равнине. Резко преобладал ареальный тип магматизма. Для правобоярского, а частично и аянского времени, когда магматизм имел существенно эксплозивный характер, относительно расчлененный рельеф существовал в Большеавамской впадине, где формировались вулканические постройки, образовавшие первичный цоколь палеорельефа высотой до 200–500 м [188]. Тем не менее уже в процессе формирования самой вулканической толщи в

это время положительные формы рельефа были полностью нивелированы мощными потоками базальтов, переслаивающимися с туффитами и линзами туфопесчаников с обильными остатками флоры и пресноводной фауны. Во время максимума магматической активности в пуроранское время вся территория Сибирской трапповой провинции диаметром более 1000 км представляла собой плоскую поверхность без признаков положительных или отрицательных форм рельефа, на что указывают практически полное отсутствие русловых отложений, весьма незначительная мощность или отсутствие кор выветривания, локальность проявления размыва покровов. Таким образом, вулканические постройки в классическом понимании этого термина были весьма редки и представлены небольшими шлаковыми конусами; магма изливалась одновременно на большой площади из множества мелких каналов типа коротких даек с образованием горизонтально залегающих покровов, прослеженных на десятки километров. Хорошая сохранность верхних миндалекаменных зон лавовых покровов говорит об их быстром захоронении последующими излияниями лав; следовательно, вулканический процесс происходил в условиях быстрого компенсированного тектонического погружения.

Масштабный базальтовый магматизм проявлялся на фоне регионального растяжения и прогибания, которое практически полностью компенсировалось магматическим материалом – как в виде интрузий в верхних горизонтах чехла, так и обширными излияниями базальтов. Однако этапы прогибания, характеризовавшиеся трещинными излияниями лав, чередовались со стадиями (хотя и намного более кратковременными) воздымания отдельных блоков при сжатии, когда происходили эксплозии из вулканических построек центрального типа.

Амплитуда прогибаний, судя по суммарной мощности продуктов магматизма в платформенном чехле, превышала 2–4 км. Прогибание, учитывая большие глубины зарождения базальтовой магмы, сопровождалось оседанием кровли магматических очагов и, возможно, затрагивало не только земную кору, но и верхние горизонты мантии, что приводило к нарушению изостатического равновесия. После затухания магматизма нарушенное равновесие восстанавливалось путем «всплывания» относительно легких пород литосферы, что и привело к появлению в рельефе возвышенного базальтового плато [219].

По фрагментарным изотопно-геохронологическим, а также палеомагнитным данным, вся вулканогенная толща и комагматичные интрузивные тела сформировались в течение короткого временного интервала, составляющего 0,5–1,5 млн лет и соответствующего пермско-триасовой (палеозойско-мезозойской) границе (см. гл. «Стратиграфия»). Однако по палеонтологическим данным, указывающим на отнесение вулканогенных пород к четырем (по крайней мере) региональным биостратиграфическим горизонтам, магматизм продолжался как минимум 5 млн лет, включая конец перми, весь ранний и, возможно, начало среднего триаса. Детальные изотопно-геохронологические исследования интрузий Норильского района, проведенные в последнее время, определяют интервал магматической активности в 10 млн лет (254–244 млн лет) [366].

Литолого-фациальные реконструкции различных уровней вулканогенного разреза позволяют проследить эволюцию траппового магматизма в раннем

триасе [312]. Соотношения вулканических образований тутончанского, двурогинского и путоранского времени (в частности, расположение зон их максимальных мощностей) показывает, что структурный план Путоранской и Маймеча-Котуйской вулканических провинций на протяжении раннего триаса изменялся. Происходила миграция осевых частей вулкано-тектонических прогибов впадин, смещались области максимального накопления вулканитов, эволюционировали (хотя и незначительно) составы последних.

Магматизм характеризовался цикличностью проявления, которая выражается в повторении активных и пассивных стадий [96, 188, 253]. В современном понимании выделяют до 10 циклов, которым в целом соответствует стратиграфия вулканогенной толщи. Каждый цикл начинается после перерывов в эффузивной деятельности, что подтверждается относительно площадным распространением линз и горизонтов вулканогенно-осадочных пород в основании разрезов выделяемых вулканогенных свит. Их формирование происходило в основном за счет разрушения базальтов и отложения обломочного материала в многочисленные мигрирующие мелководные озера, населенные беспозвоночными. Находки остатков папоротников и хвойных указывают на достаточно теплый климат.

По характеру пространственного распределения и состава вулканогенных образований четко выделяются три этапа магматической деятельности.

Ранний этап, охватывающий тутончанское время, характеризуется резко выраженным преобладанием эксплозивных фаций. Именно к нему относится большинство закартированных на территории вулканов центрального типа, выстраивающихся в нечеткие цепочки, трассирующие, по-видимому, магмоподводящие линейные зоны. Одна из таких зон в водораздельной части рек Маймеча, Амбардах, Бол. Романиха с одной стороны и Котуй, Аякли и Хугдякит с другой имеет северо-западно-северное направление и локализует палеовулканы Чопко, Чигиды, Мирюка, Мынныя, Эспек, Мегун, Боярка [52]. По-видимому, так же был ориентирован Чангадинско-Хетский прогиб того же правобоярского времени.

Второй этап, отвечающий двурогинскому и частично путоранскому времени, соответствует максимуму вулканической активности. Он характеризуется относительно слабой дифференциацией условий вулканизма и состава вулканитов во всей северо-западной части Сибирской платформы, исключая Маймеча-Котуйский район. Вулканизм представлен ареальным типом, отличается резко подчиненной ролью эксплозивных фаций. Палеовулканы фиксируются лишь на отдельных участках развития аянской свиты. В течение всего путоранского времени в Путоранской провинции преобладали излияния лав базальтов, а в Маймеча-Котуйской лавы трахибазальтов и трахиандезибазальтов верхнекоготокской подсвиты сменились щелочно-ультраосновными лавами в раннедельканское время, а затем снова умереннощелочными и даже щелочными среднего состава базальтоидами – в позднедельканское.

С раннепуторанским временем связано внедрение силлов и даек долеритов и габбродолеритов – как недифференцированных (катангский комплекс), так и более дифференцированных: от троктодолеритов до кварцевых габбродоле-

ритов (карамский комплекс) – с проявлением медно-никелевой минерализации и самородного железа.

Третий этап, не нашедший достоверного отражения в стратифицированных отложениях (если не считать, возможно, формирования покровов ультраосновных лав маймечинской толщи), связан с затуханием вулканической активности и формированием на северной периферии платформы новой тектонически активной зоны параллельно Енисей-Хатангской рифтогенной структуре – Норильско-Дельканского прогиба. Его выделение следует относить к посленеракарскому времени, поскольку фации и мощности вулканитов путоранской серии Большеавамской впадины не отличаются от таковых в центральной части Тунгусской синеклизы. Эта зона контролировала внедрение контрастных по составу трещинных интрузий пикрит-меланефелинитовой, трахидолеритовой, ферродолеритовой и монцонит-сиенитовой формаций, характеризующихся зональностью распределения. По всей вероятности, к этому этапу относится внедрение щелочно-ультраосновных интрузий (с карбонатитами) центрального типа и полиформационного Гулинского плутона в пределах узла пересечения Норильско-Дельканского прогиба с регенерированной Ангаро-Котуйской зоной дислокаций, а также расслоенных монцогаббро-монцодиоритовых интрузий (Контайский массив). Становление интрузивов дунит-клинопироксенитовой, ийолит-карбонатитовой и пикрит-меймечитовой формаций сопровождается разнообразным оруденением: титаномагнетитовым, хромитовым, редкометалльно-редкоземельным, платинометалльным, флогопитовым.

Возрастные соотношения перечисленных интрузивных образований остаются неясными. Вполне вероятно, что данный цикл магматизма захватывает не только ранний, но и средний триас. Возможно, дайки основного, умереннощелочного, среднего и щелочно-ультраосновного составов являются подводящими каналами наиболее поздних и более контрастных по составу лав, впоследствии уничтоженных эрозией. На территории листа R-47 известны магматические образования, которые по геологическим соображениям, хотя и условно, отнесены к среднему триасу (лампрофиры усть-дельканского комплекса и кимберлиты далбыхского комплекса).

В результате масштабного базитового магматизма в раннем и, возможно, среднем триасе было сформировано обширное плато. В позднетриасовое, а затем и в ранне-среднеюрское время северная окраина Сибирской платформы испытала общее воздымание, сопровождаемое интенсивным разрушением лавового плато. К концу среднеюрского времени эрозионно-денудационная область была сnivelирована и по большей части превращена в низменную равнину, где на отдельных выровненных участках в условиях теплого климата шло интенсивное химическое выветривание платобазальтов.

Юрско-меловой мезоцикл. Данный мезоцикл характеризуется коренной перестройкой Сибирской платформы [40, 137]. На фоне восходящих движений платформы и денудации раннетриасового базальтового плато вдоль ее северной окраины развивается высокоамплитудный Енисей-Хатангский прогиб, наследующий структуру раннетриасового рифтогена. В пределах площади исследований это – время формирования Енисей-Хатангского хатакратона (по Н. С. Маличу).

Предположительно в среднем или позднем триасе в результате трансгрессии, охватившей полярные районы Западной Сибири, на севере рассматриваемой территории в прибрежно-морских условиях, вероятно, накапливались алевриты, глины, пески, иногда с примесью вулканомиктового материала мощностью более 800 м. Большая же часть территории, отвечающая сформировавшемуся в раннем триасе базальтовому плато, испытывала общее воздымание, которое продолжилось в юре, мелу и кайнозое и результировало в интенсивной денудации нижнетриасовых и палеозойских пород.

В конце триаса восходящие движения имели место и в Енисей-Хатангском прогибе, что привело к созданию расчлененного рельефа, разрушение которого в начале раннеюрской эпохи предопределило появление конгломератов и рассеянной гальки в нижних горизонтах юрских отложений. Однако в конце геттангского века началось опускание дна прогиба и последующая морская трансгрессия. Накопление юрских отложений на начальном этапе происходило в условиях компенсированного осадкообразования. Залегают они на разновозрастных породах доюрского основания и представлены в полном стратиграфическом объеме [336]. В раннеюрское время на территории исследований выделяются прибрежно- и мелководно-морские комплексы с различными группами фаций. Генезис зимней свиты соответствует группе фаций прибрежной аллювиальной равнины, временно заливаемой морскими водами. Осадконакопление в плинсбахское время происходило в период трансгрессии бассейна в условиях мелководного шельфа, где формировались алевропелитовые осадки. В начале позднего плинсбаха при интенсивном прогибании приплатформенных участков на месте современных валов в момент кратковременных регрессий образовывались прибрежные аллювиальные и приливно-отливные равнины. На границе плинсбаха и тоара происходило накопление глинистой толщи, сформированной в морских и прибрежно-морских условиях. В тоаре море постепенно отступало, и прибрежно-морские обстановки накопления осадков в китербютское и в начале надояхского времен сменились дельтовыми обстановками в позднем тоаре.

Поднятие отдельных структур в Енисей-Хатангском прогибе, начавшееся в конце тоарского века и продолжавшееся вплоть до ааленского века, привело к обмелению бассейна и накоплению преимущественно песчаных и алевритовых осадков. Перекрывающие их глинистые отложения связаны с байосским максимумом среднеюрской трансгрессии Западно-Сибирского моря, но уже в конце средней юры (в батский век) произошло его обмеление и снова началось накопление песчаных и алевритовых осадков, обусловленное поднятием и разрушением Таймырской и Сибирской суши.

Келловейский век характеризуется началом обширной морской трансгрессии, что повлекло за собой перестройку палеоландшафтов всей территории Северной Евразии. На рубеже келловейского и оксфордского веков трансгрессия сменилась регрессией, которая достигла максимума в середине оксфорда и продолжалась до позднекимериджского времени. На территории ЕХРП это отразилось некоторым обмелением Хатангского моря. В это же время в Хетско-Анабарском районе формировалась сиговская свита с базальными конгломератами в основании.

В волжское время развивается трансгрессия, которая на рассматриваемой территории достигла своего максимума в середине волжского века. Осадочный материал поступал в Хатангское море главным образом с Сибирской платформы, представлявшей собой к концу волжского века низкий пенеплен, на котором преобладало интенсивное выветривание в условиях влажного умеренно теплого климата. Внутри Енисей-Хатангского прогиба формировались глинисто-алевроитовые отложения с линзами и прослоями известняков и с конкрециями фосфоритов; появился глауконит, указывающий на повышение температуры. К концу позднеюрской эпохи произошло обмеление. На окраинах Енисей-Хатангской впадины алевроито-глинистые осадки сменились песчаными; появились лагуны, в которых накапливались угленосные отложения. Прекратилось формирование глауконитовых осадков и фосфоритов. В начале раннемеловой эпохи регрессия моря достигла предела, что привело к размывам и местами к денудации верхнеюрских отложений; появились размывы бортов прогиба и ряда структур внутри него. На окраинах впадины наблюдаются растительные остатки, рябь мелководья, пропластки угля.

Стадия регрессии выразилась в установлении латеральной зональности распределения осадков. Накопление существенно глинистых или алевроитопесчаных осадков обусловило выделение различных структурно-фациальных зон. Неокомские осадки отличаются значительной пестротой фациального состава, убыванием вверх по разрезу количества глинистых пород, синхронным возрастанием доли континентальных образований и существенной угленасыщенностью (апт-сеноман).

В конце волжского-начале берриасского веков началось активное поднятие Сибирской платформы и формирование аккумулятивного склона неокомского палеобассейна. Осадконакопление происходило в условиях регрессирующего морского бассейна с еще нормальной соленостью, однако наличие разнообразного комплекса фораминифер свидетельствует не только о сохранении морских условий, но и о частой смене фаций в связи с регрессией моря.

На протяжении почти всего раннего мела в осевой части ЕХРП продолжался рост Рассохинского вала, контролируемый глубинными разрывными зонами. В результате на крыльях, а местами в сводовой части поднятия за счет размывов формировался неполный разрез меловых осадков, по мощности (до 1000 м) в 2–3 раза уступающий наблюдаемым в Центрально-Таймырском и Боганидско-Жданихинском желобах.

Уже в поздневаланжинское время на окраинах впадины начали накапливаться преимущественно глинисто-алевроитовые осадки, а внутри нее формировалась мощная толща глин. В готериве прибрежная равнина, временами заливавшаяся морем, становится основной палеогеографической зоной, занимавшей пространства как в центре ЕХРП, так и по периферии Таймырской и Среднесибирской возвышенностей.

В барремское время обширной регрессией заканчивается крупный юрско-неокомский трансгрессивно-регрессивный седиментационный цикл. В это время практически вся территория исследования представляла собой область развития низменных аккумулятивных равнин.

В среднеаптское время по периферии бассейна по-прежнему преобладают континентальные песчаные фации, которые в сторону осевой линии ЕХРП

меняются более глинистыми. В позднеаптское–альбское время в результате регрессии произошло сокращение области прибрежных равнин, временами заливавшихся морем, за счет увеличения территории низменных аккумулятивных равнин. Сеноман – время завершения региональной регрессии, когда установился гумидный субтропический климат. Однако в пределах области седиментации физико-географическая обстановка еще сохраняла все свои основные особенности предшествовавшей эпохи.

В сеноманском веке в связи с ростом Волочанского поднятия, разросшегося к концу мела, оформилась лагуна с повышенной соленостью вод. В ней отлагались вплоть до коньякского века алевроито-песчаные, редко глинистые осадки с включениями янтаря, обогащенные растительными остатками, превратившимися впоследствии в бурые угли (мощность до 6 м). Начиная с середины сантонского века, морской бассейн распространился и с востока, охватив всю территорию ЕХРП. Накапливались глинистые пески, а в кампане при регрессии моря в остаточном бассейне повышенной солености – алевроитовые и песчаные глины с иноцерамовой фауной.

В целом для верхнемеловых осадков характерны стратоны, сформировавшиеся в лагунно-континентальных условиях. Дорожковская свита сформировалась в условиях мелководного шельфа, насоновская свита – в прибрежно-морских условиях на приливно-отливных равнинах. Накопление салпадинской свиты происходило в условиях мелководного шельфа, но бассейн осадконакопления был значительно глубоководней, чем при формировании отложений дорожковской свиты, о чем свидетельствует состав опоковидных глин (бейделлитово-кремнистый). Танамская свита представлена группой фаций приливно-отливных равнин.

Регрессия Полярного морского бассейна в маастрихтском веке привела к образованию на территории прогиба аллювиально-озерной равнины. С конца маастрихта в пределах исследуемой территории установился континентальный режим [336]. Осадки сантон-маастрихтского времени долго находились в условиях континентального выветривания, подтверждающегося кристаллами гипса и корочками ярозита на поверхности глин и алевроитов, которые образовались вследствие окисления пирита.

Палеогеновый мезоцикл. В палеогеновый период территория продолжала развиваться в континентальных условиях. Остаточные лагуны сохранились только на наиболее мобильных участках Енисей-Хатангского прогиба, где в палеоцене накапливались гравийно-галечные и песчано-глинистые осадки с включениями обугленных древесных остатков и стяжениями сидеритизированных песчаников кэтпарской свиты с максимальной мощностью до 100 м.

К концу датского века полностью закрывается Енисей-Ленская хаткратонная система [40]. В палеоцен-раннеэоценовое время сформировалась структура ЕХРП в современном виде – Центрально-Таймырская и Боганидско-Жданихинская желобообразные депрессии, разделенные Рассохинским мегавалом. К этому же времени относится, вероятно, последняя активизация Енисей-Хатангского глубинного разлома, являющегося шовной зоной между Восточно-Сибирской и Западно-Сибирской платформами.

В юго-западной части Анабарского поднятия в эоценовое время сформировалась Муруктинская впадина эрозионно-карстового генезиса. В условиях

теплого влажного климата в ней отлагались аргиллиты, алевролиты, песчаники с пластами углей и с рассеянной галькой кремней, долеритов, обломками обугленной древесины и с линзами конгломератов в основании общей мощностью до 40 м. В центральной части впадины (юго-восточнее рамки листа) мощность этих отложений (котуйской свиты) достигала 170–220 м.

Плиоцен-антропогенный мезоцикл. В неогеновое и эоплейстоценовое время интенсивные разнонаправленные неотектонические движения продолжались, причем если Анабарская унаследованная антеклиза, сформированная на породах кристаллического фундамента и перекрывающих их отложениях плитного осадочного чехла, испытала дифференцированные движения (хотя восходящий характер последних и преобладал), то для Путоранской новейшей антеклизы на базальтовом плато нисходящие движения имели резко подчиненное значение. К концу эоплейстоцена территория характеризовалась контрастным рельефом: платообразное низкогорье на юге и в центре листа и плоская денудационно-аккумулятивная равнина на севере. Понижение базиса эрозии привело к расчленению плоскогорья узкими глубокими речными долинами, днища которых располагались на 200–300 м ниже современного уровня моря.

Начало неоплейстоцена ознаменовано заполнением палеодолин, выработанных в предшествующий период и первым оледенением (болгохтохская морена). В последующее время наблюдается чередование стадий оледенения и морских трансгрессий. Наиболее обширное оледенение относится к середине среднего плейстоцена, когда самаровско-газовский ледниковый щит, центр которого располагался на шельфе Карского моря [2], охватил всю территорию, которая, возможно, оставалась покрытой ледником вплоть до позднего плейстоцена.

В начале позднего плейстоцена после потепления вновь последовала морская трансгрессия – казанцевская, залившая всю Северо-Сибирскую низменность, но плато Котуйское и Путорана морем не покрывались, о чем говорит наличие на первом из них аллювиальных отложений этого возраста. Последующее похолодание привело к образованию в начале муруктинского времени очередного ледника, развивавшегося из трех центров – Таймырского, Путоранского и Анабарского, но поскольку первый ледник был значительно мощнее двух последних, он препятствовал распространению их льдов на север и запад, что нашло отражение в расположении конечных гряд. В конце муруктинского времени территория освободилась ото льда, и межгрядовые впадины были заполнены гляциофлювиальными и гляциолимническими осадками.

С первой половиной каргинского времени связана ингрессия моря со стороны моря Лаптевых. Во второй половине каргинского времени в пределах Северо-Сибирской низменности протекали эрозионные, озерно-речные и эоловые процессы.

В конце неоплейстоцена (сартанское время) в пределах плато Путорана имело место горно-долинное оледенение, завершившее моделирование современного геоморфологического облика плато. По мере отступления ледников вверх по троговым долинам на днищах последних отлагались моренные и гляциофлювиальные образования. Пространство Северо-Сибирской низмен-

ности, свободное ото льда, было покрыто обширным приледниковым озером. На протяжении большей части сартанского времени климат оставался холодным и сухим. На территориях, свободных ото льда, во второй половине сартанского времени и в начале голоцена формировалась вторая, а в первой половине голоцена – первая надпойменная терраса, в горных районах – каньонообразные участки долин, на равнинах – поверхности крупных озерных котловин.

Во второй половине голоцена происходило формирование высокой и низкой пойм, а в пределах плато продолжался интенсивный врез речных долин. Около 12–14 тыс. лет назад произошел спуск приледниковых озер и начала активно развиваться речная сеть, образовались первая надпойменная терраса и поймы с приуроченными к ним в ряде случаев (бассейны рек Маймеча, Сабыда) россыпями редких, редкоземельных и благородных металлов.

Таким образом, современный структурный план рассматриваемой территории следует рассматривать как результат наложения на зрелую континентальную кору тектонических движений, связанных с позднепалеозойско-раннемезозойским рифтогенезом и мезозойско-кайнозойскими коллизионными процессами. Мезозойско-кайнозойская активизация значительно усложнила структурный план района и привела к окончательному обособлению крупнейших геоблоков – Сибирской платформы и Енисей-Хатангского прогиба.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Территория листа расположена в пределах двух структурно-геоморфологических областей – Северо-Сибирской низменности и Средне-Сибирского плоскогорья.

Северо-Сибирская низменность (I) представляет собой аккумулятивную равнину, сформировавшуюся на месте мезозойского прогиба и включающую в себя три типа аккумулятивных равнин разного генезиса: морскую, гляциальную и озерную. Для строения поверхности характерно чередование невысоких холмистых гряд северо-восточного простирания, между которыми расположены многочисленные понижения, занятые морскими, озерными, озерно-ледниковыми и аллювиальными равнинами, а также бесчисленным количеством озер. Абсолютные высоты не превышают 180 м. Гряды сложены ледниковыми отложениями среднелепистоценового оледенения. Ведущими процессами рельефообразования здесь являлись ледниковая, морская и озерная аккумуляции, в меньшей степени экзарация, абразия, эоловые процессы, а на последних этапах развития – эрозия, термокарст, нивация.

Средне-Сибирское плоскогорье – эрозионно-денудационный массив, сформировавшийся в пределах глыбово-сводовой новейшей структуры (Анабарского поднятия) Сибирской платформы и занимающий основную по площади территорию на юге листа. Устройство поверхности определяется длительным континентальным платформенным развитием и слабой дифференциацией тектонических движений, для которых с кайнозоя было характерно преобладание поднятий. Это привело к образованию сравнительно высокого и расчлененного плато, в пределах которого преимущественное развитие получили процессы денудации, а чехол рыхлых отложений имеет очень незначительные мощности и площади распространения. Поверхность плоскогорья выработана на туфах и эффузивных породах разновозрастных свит триаса. В составе плоскогорья на территории листа выделяются плато Путорана, Котуйское плато и Муруктинская котловина.

Плато Путорана (II) – самая возвышенная и наибольшая по размеру морфоструктура Средне-Сибирского плоскогорья, охватывает обширную территорию, состоящую из ряда ступеней и расчлененную глубинными разломами, образование которых привело к обширному распространению трапповых полей. Плато характеризуется высокими абсолютными отметками – до 1592 м (гора Сотку-Исэ), которые постепенно снижаются по направлению к Северо-Сибирской низменности до 340–800 м.

На плато Путорана наблюдаются кольцевые структуры, выраженные в рельефе и хорошо читающиеся на космических снимках. Их размеры в поперечнике – от первых до десятков километров. Структуры имеют преимущественно вулканический генезис. Часть из них приурочена к зонам разрывных нарушений.

Котуйское пластовое плато (III) представляет собой пологоувалистую, местами останцовую ступенчатую поверхность, развитую преимущественно на карбонатных породах нижнего и среднего палеозоя с высотными отметками от 500 до 1000 м.

Муруктинская котловина (IV) охватывает крайний юго-восток территории листа и приурочена к одноименной впадине, осложняющей Анабарское сводовое поднятие. Минимальная абс. отм. 186 м находится в устье р. Чангада – вблизи южной границы территории листа. Поверхность равнины сложена преимущественно ледниковыми образованиями, в настоящее время заболочена.

Геоморфологическая карта и легенда к ней построены по аналитическому принципу с выделением генетически однородных поверхностей. Описание каждого генетического типа приведено в возрастной последовательности.

СТРУКТУРНО-ДЕНУДАЦИОННЫЙ РЕЛЬЕФ

Структурно-денудационный рельеф занимает бóльшую часть площади листа. Основными морфообразующими факторами в формировании данного типа рельефа являются денудационные процессы, а также структурно-литологические особенности пород. На морфологический облик структурно-денудационного рельефа наложила отпечаток и недавняя ледниковая деятельность.

Плато низкое и среднее пологоувалистое на кембрийских карбонатных породах К- Q_n (1) представляет собой плоскую пологохолмистую поверхность, расчлененную многочисленными реками. Абсолютные отметки здесь колеблются в пределах 350–600 м, а относительные редко превышают 150–200 м.

Долины основных рек неглубокие с пологими или вогнуто-выпуклыми склонами; обрывы или структурные уступы наблюдаются редко и лишь там, где выходят sillы долеритов [281].

Некоторые притоки в приустьевых частях образуют каньонообразные участки, которые постепенно выполаживаются к верховьям, где реки протекают в широких слабоуглубленных долинах, склоны которых незаметно сливаются с водоразделами. Такое сочетание и создает пологоволнистый характер рельефа.

Иногда в пределах долин расположены небольшие термокарстовые озерки или заболоченные понижения. Из форм микрорельефа широким распространением пользуются образования типа пятнистых тундр.

Изредка на поверхности плато прослеживаются неширокие вытянутые скалистые гряды, отпрепарированные дайки долеритов.

Распространение *останцового рельефа отпрепарированного триасового интрузивного массива К- Q_H* (2) совпадает с областью развития известняков и доломитов, интродуцированных силлами траппов (абс. отм. 500–800 м).

Чередование пород по вертикали, обладающих различной устойчивостью к процессам денудации, явилось определяющим фактором в образовании останцового рельефа. Почти горизонтальное залегание карбонатных пород и интрузий долеритов определило платообразный характер рельефа. Многочисленные силлы, залегающие среди карбонатных пород, обусловили сохранность высоких останцов и столовых возвышенностей.

Вершины возвышенностей плоские, склоны в верхней части крутые, постепенно выполаживающиеся к основанию. Нередко наблюдается ступенчатость [281].

Плато среднее столово-ступенчатое на триасовых вулканогенных породах К- Q_H (3). Абсолютные отметки – от 500 до 900 м. Водораздельные возвышенности имеют сглаженные выпуклые вершины с относительной высотой до 300–500 м. Над волнистой поверхностью плато очень редко выступают островерхие останцы, сложенные более устойчивыми породами. На некоторых участках можно встретить столовые поверхности размером до 1 × 2 км [281]. Их сохранность, по-видимому, связана с бронирующей ролью более плотных лавовых покровов.

Водораздельные возвышенности в сторону рек снижаются очень полого. Склоны их обычно имеют большую, доходящую до нескольких километров протяженность и обладают неясно выраженной ступенчатостью.

Волнистая поверхность плато расчленена неглубокими речными долинами, ширина которых обычно составляет 4–5 км, глубина вреза не превышает 300–350 м.

Плато высокое столово-ступенчатое на триасовых вулканогенных породах К- Q_H (4). Данный рельеф развит в бассейнах рек Котуй, Хибарба, Аякли. Абсолютные отметки высот – 900–1500 м.

Столово-ступенчатый характер поверхности определяется горизонтальным залеганием пород, слагающих эффузивную толщу. Чаще всего участки плато имеют в плане лопастную форму и вытянуты на несколько километров. Ширина их редко превышает 3–4 км. В верховьях рек или ручьев столовые участки плато значительно сужаются.

Склоны столового рельефа большей частью ступенчатые, что обусловлено чередованием различных по составу пород. Иногда на склонах столовых гор ступенчатость отсутствует. В таких случаях склоны становятся вогнутыми, обрывистыми в верхней части и пологими у подошвы.

Столовая поверхность лавового плато расчленена глубокими речными долинами. Глубина вреза достигает 700–900 м. Большинство рек имеет прямолинейные очертания долин, вытянутых в юго-восточном направлении, которое, вероятно, определено линиями тектонических нарушений.

Поверхности с абсолютными отметками до 1300 м характеризуются большей степенью расчленения. На данных участках района (оз. Люксина, среднее течение р. Аякли) характерно наличие останцов, их относительные превышения над поверхностью плато составляют 100–200 м и более. Форма их весьма разнообразная: чаще всего трапечие- и конусовидная, а иногда останцы

приобретают пологие склоны и плавные очертания вершин. По краям они ограничены отвесными уступами, которые ниже постепенно выполаживаются и переходят в поверхность плато. Речные долины здесь имеют меньшую глубину вреза (до 400–500 м), они более широкие и у них менее крутые склоны, которые чаще всего незаметно переходят в склоны водораздельных плато.

Плато низкое пологохолмистое на триасовых вулканогенных породах К-Q_n (5) – самая северная часть Среднесибирского плоскогорья. Исходно выровненный рельеф плато осложнен невысокими грядами и холмами, образованными по дайко- и штокообразным телам. Поверхность наклонена к Енисей-Хатангскому прогибу, и ее абс. отм. снижаются с юга на север от 350 до 150 м.

ДЕНУДАЦИОННЫЙ РЕЛЬЕФ

Пологовогнутые днища троговых долин онёкского оледенения Q_{II-III} (6). В пределах лавового плато значительная роль принадлежит деятельности ледников, которая сказалась в образовании троговых долин и широких фирновых котловин в истоках рек.

Из всех рек, протекающих в области лавового плато, наиболее крупной и наиболее изученной является р. Котуй, имеющая глубокую хорошо разработанную долину с явными следами ледниковой обработки. Глубина вреза обычно достигает 300–400 м, а в районе оз. Харпича и выше по течению – 600–700 м. Ширина ее непостоянна и увеличивается от 2 км в верховьях до 5 км ниже по течению. Верхние части склонов долины крутые, постепенно выполаживающиеся к основанию. На высоте 400 м от уреза воды наблюдается плавный перегиб склонов, после чего продолжается пологий подъем, постепенно сливающийся с обычно плоскими водораздельными пространствами. Примерно на высоте 70–100 м устанавливается еще один перегиб склона, который, по-видимому, отвечает плечам трога среднеледниковой оледенения. Высота перегиба местами снижается до 50–60 м, местами повышается до 100–120 м. Борты склонов в верхней части крутые обрывистые, постепенно выполаживающиеся к основанию. Ширина днища трога достигает 2,0–2,5 км. Оно слагается скальными породами, прикрытыми иногда ледниковыми отложениями.

В днище среднеледниковой трога вложена более молодая часть долины р. Котуй, которая также имеет корытообразную форму с днищем, приподнятым на 25–30 м над современным уровнем реки. Ширина ее значительно меньше и не превышает 1,5 км. Характерной особенностью этого днища является наличие большого количества холмов и гряд ледникового происхождения высотой до 25–30 м. Образование более молодого трога связано, по-видимому, с муруктинским оледенением.

Ниже устья р. Хоикта днище муруктинского трога переходит в эрозионную террасу, сложенную водно-ледниковыми отложениями.

Продольный профиль долины характеризуется значительной величиной падения. В долине р. Котуй расположено горно-долинное оз. Харпича с крутыми высокими берегами длиной около 20 и шириной 1 км. Образование его,

как и других крупных озер района, вероятно, следует связывать с доледниковыми тектоническими нарушениями, которые были унаследованы речными и озерными долинами. Впоследствии развившиеся здесь ледники расширили и местами переуглубили долины, придав им форму трога.

Террасовый комплекс в долинах имеет подчиненное распространение. Почти повсеместным развитием, кроме верховьев рек и каньонообразных участков, пользуется только первая надпойменная терраса высотой 3–6 м, более высокие террасы развиты очень неравномерно и встречаются разрозненными участками или в виде небольших останцов.

Склоны обвально-осыпные Q_{III-H} (7) наблюдаются в пределах Средне-Сибирского плоскогорья и в троговых, и в эрозионных V-образных долинах. На крутых склонах, не закрепленных растительностью, в результате морозного выветривания скальный грунт разрушается и осыпается вниз в виде отломов и щебня.

Склоны солифлюкционные Q_{III-H} (8) более пологие, чем тип 7. Наблюдаются они в пределах Средне-Сибирского плоскогорья и в троговых, и в эрозионных V-образных долинах. Склоны долин большей частью асимметричные вогнуто-выпуклые, иногда ступенчатые. В результате замерзания-оттаивания мелкодисперсный грунт медленно сползает вниз по склонам, формируя солифлюкционные террасы и делли. Наблюдаются делювиальные шлейфы и потоки грунтов.

АККУМУЛЯТИВНЫЙ РЕЛЬЕФ

БАСЕЙНОВЫЙ

Морской

Плосковолнистая морская равнина боярской трансгрессии Q_{III_1} (9) представлена вдоль р. Хета и ее притоков Боярка, Бол. и Мал. Романиха, Сабыда, на абс. отм. от 30 до 50 м. Тыловой шов в рельефе выражен слабо.

Облик поверхностей равнины меняется от места к месту и обусловлен степенью развития в их пределах термокарстовых и эрозионных процессов. Наиболее распространены поверхности с многочисленными, в основном неглубокими термокарстовыми озерами или заболоченными понижениями, придающими когда-то плоской поверхности слабопологоволнистый вид. Именно такой облик имеют террасы на водоразделе рек Маймеча и Бол. Романиха [402]. В бассейне р. Сабыда поверхность террасы осложнена песчаными золовыми формами.

Озерный

Плосковолнистая озерно-ледниковая равнина Q_{III_2} (10) наблюдается только в небольших (5–10 км в ширину) замкнутых депрессиях в пределах распространения онёкской морены, оставленной ледником Путоранского центра, на различных гипсометрических уровнях. Это говорит об отсутствии обширного

приледникового водоема в эпоху онёкского оледенения в пределах Северо-Сибирской низменности.

Плосковолнистая озерно-ледниковая равнина Q_{II_6} (11). Плосковолнистый рельеф развит в котловинах в пределах холмистых ледниковых образований муруктинского оледенения вдоль рек Чангада, Сумна, Дяргалах (Среднесибирская СФО).

Плосковолнистая озерно-ледниковая равнина $Q_{II_{4-6}}$ (12). Плосковолнистый рельеф широко развит среди холмистого рельефа северосибирских морен у подножья плато Путорана в верховьях бассейна р. Сабыда, а также к северу от р. Хета (Северо-Сибирская СФО).

Плосковолнистая озерная равнина Q_{III_1} (13) представлена в обеих СФО. В Северосибирской СФО это – поверхность с абс. отм. 30–50 м, расположенная внутри Сампесинско-Урдахского краевого моренного комплекса, образованная после спуска чайкинского озерного бассейна. Она имеет плоский рельеф, местами осложненный термокарстовыми западинами, полигональными грунтами и песчаными эоловыми формами.

В Среднесибирской СФО это – террасовидная поверхность с абс. отм. от 200 до 240 м в низовьях р. Чангада и ее притока Чопкокото, образованная после спуска чангадского озерного бассейна.

ФЛЮВИАЛЬНЫЙ

Аллювиальный

Аллювиальный рельеф выделен в пределах долин наиболее крупных рек района. Формирование долин на юге района началось в позднесартанское время.

Днища долин широкие (от 3–5 до 10 км) и заняты поймой, высокой поймой, первой и второй надпойменными террасами.

Пойменная терраса Q_H (14) присутствует в долинах как крупных, так и относительно небольших рек. Максимальная ширина – до 15 км. Террасы имеют плоскую, местами гривисто-бугристую поверхность. Гривистым рельефом, а также наличием большого количества старичных озер и проток низкие террасы отличаются от более высоких [402]. Особенно гривистый рельеф характерен для пойм и высоких пойм. Песчаные гривки имеют высоту 0,5–1,0 м, они изогнуты согласно изгибу речных меандров и стариц и являются следами бывшего блуждания рек по террасам.

Первая надпойменная терраса $Q_{III_{4-H}}$ (15) также присутствует в долинах крупных рек и по некоторым крупным их притокам. Ее относительная высота – 12–30 м. Ширина террасы не превышает 3 км. На ней сохранились старичные озера и невысокие гривки прирусловых валов.

Вторая надпойменная терраса Q_{III_3} (16) развита в долинах крупных рек Хета, Бол. Романиха, Маймеча, Чангада. Относительная ее высота повышается сверху вниз по рекам от 35–45 до 50 м. Поверхность террасы изобилует термокарстовыми западинами – как заболоченными, так и занятыми многочисленными озерами (до 20–30 % площади). На отдельных участках р. Хета

поверхность террасы представляет собой остаточный холмистый криогенно-эрозионный рельеф [402].

Гляциальный

Оледенением обусловлено формирование главнейших макроформ рельефа низменности: гляциодепрессий и ограничивающих их водораздельных массивов – аккумулятивных и частично напорных краевых ледниковых образований. Окаймляющие гляциодепрессии водораздельные массивы дугообразно изогнуты и ориентированы выпуклой стороной согласно направлению движения ледника.

Созданный ледниковой аккумуляцией рельеф, сохранившийся до настоящего времени, формировался двумя оледенениями – среднеплейстоценовым и позднелейстоценовым.

Краевые напорно-насыпные и насыпные образования онёкского оледенения $Q_{ш2}$ (17) представляют собой серию моренных амфитеатров при выходе долин рек Мал. Романиха, Лев. и Прав. Боярка с плато Путорана на низменность и слагают краевую зону ледниковой аккумуляции. Рельеф представляет собой хаотическое нагромождение разновысотных холмов и гряд относительной высоты до 30 м, перемежающихся с округлыми и вытянутыми глубокими, иногда бессточными озерами, расположенными на разной высоте [381]. Рельеф очень слабо изменен эрозионными процессами.

Краевые части амфитеатров, обращенные на север, образуют крутые уступы высотой до 80 м. По направлению к внутренней части рельеф, постепенно снижаясь, переходит от холмистого к равнинному.

Моренный амфитеатр на левобережье р. Ледяная образован дугообразной грядой шириной около 3–4 км с уплощенной вершиной и холмисто-озерным рельефом. Гряда отстоит от плато Путорана на 35 км. Отличительной особенностью рельефа является чрезвычайное развитие гляциокарстовых озер. Поверхность гряды изобилует озерами, имеющими в плане неправильные изрезанные очертания, нередко с прямоугольным сочленением соседних сторон. Между ними остаются лишь узкие перемычки.

Интересна граница между моренными амфитеатрами, через которые протекают реки Прав. Боярка и Мал. Романиха. В месте сочленения краевых дуг с внешней стороны образовался своеобразный угловой камовый массив – плоская песчаная, по-видимому, камовая терраса, отделенная от гряд цепочкой глубоких эрозионных ложбин. Еще одной особенностью этого краевого пояса является как бы срезанность, прямолинейность внешней границы амфитеатра, обычно выпуклой.

С внутренней стороны к амфитеатрам примыкают небольшие замкнутые озерно-ледниковые котловины.

В восточной части листа, где троговые долины выходят за пределы высокого траппового плато, наблюдается несколько комплексов горных морен. Самый северный из них расположен западнее оз. Баселак в верховьях р. Амбардах. Южнее несколько конечно-моренных комплексов сливаются, образуя единый массив от р. Кунтыкахи на севере до р. Прав. Рубашка на юге. В пределах этого моренного массива наблюдаются краевые дугообразные

насыпные гряды, ориентированные выпуклой стороной на восток-северо-восток и юго-восток. С проксимальной стороны гряд нередко располагаются замкнутые депрессии, занятые озерами. Кроме краевых гряд, наблюдаются мелкие холмы и разноориентированные грядки.

Холмисто-западинная моренная равнина муруктинского оледенения $Q_{п6}$ (18) распространена к юго-востоку от долины р. Маймеча в верхнем–среднем течении. С востока она ограничена краевыми образованиями онёкского оледенения, с севера – средневысотным известняковым плато. Этот рельеф характеризуется наличием округлых холмов высотой до 8–10 м в поперечнике до 25–50 м, и крупных западин между ними, часто занятых озерами.

К настоящему времени первичный рельеф изменен (особенно в местах интенсивной работы рек): формы сглаживаются и становятся менее резкими, но, несмотря на это, он не теряет типичных черт моренного.

Холмисто-западинная моренная равнина северосибирского оледенения $Q_{п4-6}$ (19) занимает большую часть Северо-Сибирской низменности в пределах листа. Рельеф представлен округлыми холмами и грядами высотой до 15 м, разделенными западинами.

В пределах этих равнин выделяются краевые ледниковые образования, показанные на карте дополнительной штриховкой. Они представлены водораздельными грядами и разделяющими их обширными разновысотными понижениями – гляциодепрессиями.

Основные особенности этого рельефа наиболее ярко выражены в морфологическом облике Урдахской и Сампесинской гряд.

Абсолютные отметки Сампесинской гряды колеблются от 80 до 160 м при ширине от 8 до 25 км. Рельеф гряды представляет собой беспорядочное чередование отдельных холмов, холмисто-бугристых массивов, плоских платообразных участков, мелких гряд, многочисленных разнообразных по форме и глубине озер [381]. Бугры и холмы имеют высоты 10–20 м, гряды – до 30–40 м. Весь массив гряды рассечен глубокими рытвинами, вытянутыми цепочками согласно ее простиранию и реже вкрест него. Многие рытвины заняты глубокими (десятки метров) озерами, имеющими отвесные берега. Большинство из них располагается в глубоких воронкообразных углублениях, но существуют и плоские эллипсоидные котловины, обрамленные по периферии цепочкой глубоких рытвинных озер, сопрягающихся по внешнему краю с холмистым рельефом. Характерными формами Сампесинской гряды являются резко очерченные конусовидные и плосковерхие холмы высотой 10–30 м.

Урдахская гряда имеет относительную высоту 118 м, ширину до 12 км. Плавным дугообразным изгибом она окаймляет Боганидскую депрессию. Поверхность ее пологохолмистая, характерно наличие цепочки продольно вытянутых эрозионных рытвин вдоль осевой части гряды и невысоких моренных валов.

На водоразделе рек Боярка и Ледяная развит массивный крупно- и пологохолмистый рельеф с долинообразным понижением, занятым цепочкой ныне проточных озер. Абсолютные отметки несколько превышают 100 м. Склоны длинные пологие с деллевым расчесом.

ФЛЮВИОГЛЯЦИАЛЬНЫЙ

Зандровые волнистые равнины онёкского оледенения Q_{III_2} (20) приурочены к онёкским моренам (реки Ледяная, Мал. и Бол. Романиха, Чангада), встречаются как вложенные в гляциокарстовый ландшафт, так и выходящие за пределы краевых образований.

У северного подножия плато Путорана (р. Ледяная) можно наблюдать пологонаклонные поверхности зандров шириной не более 5 км, прислоненные к дистальным склонам краевых моренных гряд [381].

От границы краевых онёкских моренных комплексов в Среднесибирской СФО на материалах дистанционного зондирования прослеживаются неглубоко врезаные эрозионные долины, чаще плоскодонные, подчеркнутые озерами и мелкими современными водотоками. Они проходят через холмисто-западинный рельеф муруктинских морен и сливаются с долинами современных рек. Эти формы интерпретированы авторами настоящей записки как долины стока талых ледниковых вод. Установлены три направления стока – на северо-восток через долины современных рек Амбардах и Маймечя, на восток-юго-восток через долину р. Тукалан (приток р. Котуй) и на юг через долину р. Чангада.

Так же были интерпретированы глубоко врезаные эрозионные V-образные долины в пределах плато Путорана (реки Хибарба, Хугдяжит, Лев. и Прав. Боярка), соединяющие трог.

Зандровые волнистые равнины муруктинского оледенения Q_{II_6} (21) занимают придолинные части рек. Это – плоские террасированные поверхности, наклоненные к руслам рек, с очень пологими увалами. Поверхности заболочены, с многочисленными термокарстовыми проявлениями, создающими микроячеистый микрорельеф.

Волнистые флювиогляциальные равнины северосибирского оледенения $Q_{II_{4-6}}$ (22) представлены камовыми террасами, прислоненными к моренным грядам, и долинными зандрами. Камовые террасы имеют пологонаклонные поверхности на высоте 60–80 м, иногда осложнены уступами 5–10-метровой высоты [402]. Их тыловой шов выражен неотчетливо, в сторону гляциодепрессий они имеют крутой склон с хорошо выраженной бровкой. По простиранию вдоль склонов гляциодепрессий камовые террасы местами сменяются холмисто-западным озерным рельефом, образуя вместе с ним единый бордюр у подножья склонов водораздельных гряд и возвышенностей. Холмы сглаженные округлые от 1 до 5 км в диаметре, не превышающие 20–25 м относительно уровня озер. Озера, как правило, неглубокие термокарстового происхождения.

Комплекс рельефа строго приурочен к наиболее высоким водораздельным участкам (100–160 м), выделяющимся среди равнинных в виде широких в основании гряд в основном юго-западного–северо-восточного простирания. Относительная высота гряд – от 80 до 120 м.

Для всех водораздельных массивов характерен холмисто-бугристый и грядовой мезорельеф. Очертания отдельных холмов и бугров, как правило, плавные, отдельные промежутки между ними заняты глубокими понижениями с озерами, их относительная высота колеблется от 10 до 50 м. Среди хол-

мисто-бугристого рельефа особо выделяются резко очерченные крутосклонные холмы – иногда конической формы, иногда многовершинные, неправильных очертаний в плане, иногда плосковерхие, платообразные. Высота отдельных таких холмов достигает 25–30 м.

Гряды, участвующие в строении данного типа рельефа, имеют относительные высоты от 10 до 30 м, как правило изгибающиеся в плане очертания, протяженность – до 15 км.

Присутствующие повсеместно в осадках, слагающих камовые массивы, галечно-валунные прослои и линзы придают своеобразие рельефу, бронируя многочисленные уступы и поддерживая их крутизну.

На водоразделе рек Хета и Маймеча рельеф водораздельного камового массива отличается сильной переработкой эрозионными и эоловыми процессами, благодаря чему он здесь разобщен на ряд плоских возвышенностей, на поверхности которых развит мелкохолмистый бугристый рельеф с большим количеством мелких озер (особенно в южной части массива). Среди такого рельефа обособленно выделяется узкая грядообразная возвышенность на правом берегу р. Маймеча в ее нижнем течении.

ЭОЛОВЫЙ

Эоловая равнина с закрепленными дюнами $Q_{ш3,н}$ (23). Эоловые дюнные массивы развиты довольно широко в южной части Таймырской низменности. Они представлены: кучевыми песками, занимающими ограниченные площади; единичными параболическими, продольными и поперечными дюнами; серповидными дюнами, навеянными по бровкам обрывов песками; большими скоплениями эоловых песков [381, 402].

В бассейне р. Хета такие равнины представляют собой массовое скопление различных эоловых форм – кучевых песков, отдельных бугров и холмов, срезающих друг друга серповидных и параболических дюн. Мощность эоловых песков достигает на этих участках 15–20 м. На периферии комплексной дюны междуречья Сабыды и Мал. Сабыды распространено большое количество единичных параболических дюн. У многих из них разрушены головные части и сохранились длинные боковые рога, имеющие вид прямолинейных узких (20–40 м в основании) грядок высотой от 5 до 7–10 м. Протяженность обрывков дюн – до 10 км. Головной выпуклой частью большинство дюн обращено на восток.

Своеобразен рельеф комплексной дюны, расположенной к югу от верховья р. Дяргалак. Здесь отдельные плавно изогнутые к востоку дюны срезают друг друга, образуя в плане рисунок рыбьей чешуи. Участки между дюнами – плоские заболоченные, располагаются на одной абсолютной высоте и дюны как бы затоплены болотами, торчат из них.

В настоящее время все дюнные массивы и другие эоловые формы закреплены. Идет лишь накопление навеянных песков по бровкам оголенных обрывов, слагающихся песками.

Распространенной формой эолового рельефа являются параболические дюны. Они развиты по правобережью р. Хета. Такие дюны представляют со-

бой узкий (от десятков до первых сотен метров) и длинный (до 15 км по гребню) вал, изогнутый в виде параболы, часто с неодинаковой длиной ветвей. Средняя высота вала – от 1,5–5,0 до 10–12 м, выпуклая расширенная сторона (от 100 м до 25 км и более) дуги обращена на восток, вогнутая – на запад. Обычно склон вогнутой стороны крутой, выпуклой – пологий. Такая форма указывает на образование этих дюн ветрами, дувшими с запада.

Продольные дюны являются разновидностью параболических. Это – прямолинейные гряды, вытянутые в том же, что и параболические дюны, субширотном простирании. Нередко продольные дюны имеют небольшие «вихревые ответвления», обращенные в сторону преобладающих ветров.

Дюны встречаются как поодиночке, так и в виде крупных комплексных дюнных массивов, образовавшихся за счет прислонения, наложения и срезания одних дюн другими. Эти сложные по строению формы обладают значительными размерами. Длина их достигает 20–25 км, ширина 10 км, высота возможна до 20–30 м. Поверхность дюнных массивов обычно глубоко преобразована криогенными процессами.

Криогенные формы рельефа развиты повсеместно. Хотя криогенные процессы имеют второстепенное моделирующее значение, рельеф часто настолько выразителен, что совершенно меняет облик первичной поверхности.

Очень широко распространен блочный рельеф по системе полигональных морозобойных трещин. Ячей этой сети имеют вид прямоугольников или многоугольников с пятью-шестью сторонами. В широких долинах, крупных озерных впадинах и по краям возвышенностей прослеживается ориентированность параллельно течению реки, бровке террасы, уступу озерной котловины или краю возвышенности. Размеры этих блоков меняются в широких пределах – от первых метров до 50–100 м при глубине трещин, занятых ледяными жилами, от 0,3 до 2,0 м.

Ледяные бугры (*булгуняхи*) отмечаются во всех крупных котловинах. Чаще всего они приурочены к днищам крупных озерных котловин со спущенными или частично сохранившимися озерами. Бугры имеют вид конусообразных холмов высотой от 5 до 40 м, диаметром до 150–200 м с крутыми склонами и несколько приплюснутой вершиной (иногда на такой вершине располагается озеро).

Довольно широким развитием на склонах пользуются *солифлюкционные террасы*, образование которых связано с процессами замерзания-таяния в поверхностных глинистых и алевритистых образованиях. Это – пологонаклонные террасовидные ступени шириной 20–50 м с выпуклым, иногда несколько «вздутым» нижним уступом высотой до 1–3 м.

В описываемой области широкое развитие имеют морозно-солифлюкционные процессы. Крупноглыбовые россыпи на плоских водоразделах образуют каменные моря, на склонах – курумы и каменные потоки.

Широко развиты на территории и *термокарстовые формы*, обусловленные вытаиванием полигонально-жильных, сегрегационных и других льдов. Это, во-первых, байджарахи, во-вторых – термокарстовые котловины.

Байджарахи представляют собой небольшие бугры-останцы одинаковых размеров, чаще всего округлой формы; высота их от 2,5 до 5–7 м, ширина у основания от 3 до 10 м; обычно они образуют полосы шириной не более 100 м вдоль хорошо дренируемых склонов.

Современный рельеф Таймырской низменной аккумулятивной равнины был сформирован в средне- и позднечетвертичное время.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

Начиная, вероятно, с раннего эоплейстоцена плато Путорана и прилегающая территория становятся центрами неоднократных оледенений. Однако прямые свидетельства этого в виде соответствующих морен, известны только начиная со среднего неоплейстоцена. Анализ обломочного материала в составе средннеоплейстоценовых морен свидетельствует, что плато Путорана в это время было одним из центров покровного оледенения, хотя главным центром покровных оледенений был, вероятно, шельф Карского моря. В процессе наступания-отступления ледника перед его фронтом возникал подпруженный озерно-ледниковый бассейн, который существовал с момента подпруживания рек бассейна Енисея, на этапе деградации и до момента прорыва рек обратно в Карское море. Остатки озерно-ледниковых образований прослеживаются по всему северу Западной Сибири и Северо-Сибирской низменности, достигая абсолютных отметок 80 м.

После деградации средннеоплейстоценового оледенения началась очередная морская тепловодная каргинская трансгрессия. Воды Карского моря устремились в гляциоизостатический прогиб на территории современных Западной Сибири и Северо-Сибирской низменности. Наступило начало формирования межледниковых каргинских глин, алевроитов и песков верхнего неоплейстоцена. Бореальная трансгрессия распространялась на незначительную часть Северо-Сибирской низменности до современных абс. отм. 50 м. Во время существования тепловодного моря примерно синхронно с началом МИС 5d сформировалась морская равнина, которая занимала большую часть западносибирской Арктики.

В связи с возникновением в это время и дальнейшим ростом позднеоплейстоценового ледникового щита началась регрессия.

Фронт оледенения с центром на плато Путорана опоясывал Средне-Сибирское плоскогорье.

В процессе деградации Путоранского ледника талые ледниковые воды начали формирование современной речной сети.

Поверхность морской равнины испытывала на себе воздействие эрозионных и склоновых процессов на протяжении всего плинiglaciala позднего неоплейстоцена. В результате деятельности поверхностных текучих вод, солифлюкции и особенно дефляции поверхность равнины полого наклонена на север. Современные абсолютные отметки равнины снижаются от 50 до 30 м.

Аллювий наиболее древней второй террасы формировался в каргинское время. Морфологическое выражение терраса получила в начале последнего ледникового максимума.

После деградации ледника в конце позднего неоплейстоцена началось формирование первых аллювиальных террас, которое завершилось в оптимум раннего голоцена около 8 тыс. лет назад. Климат был достаточно благоприятным для произрастания березовых лесов.

Во второй половине голоцена на равнинных пространствах врез прекратился и начал формироваться современный аллювий высоких и низких пойм и русел. Активно развивались термокарстовые процессы с образованием многочисленных озер, которые дренировались и снова промерзали, образуя ала-сы, а затем вновь занимались термокарстовыми озерами. В некоторых местах мощность голоценовых осадков термокарстовых озер достигает 6–8 м.

В последнюю ледниковую эпоху на водораздельных пространствах господствовали сильные ветра в условиях сухого и морозного климата. Вместе с отсутствием древесной растительности это создало благоприятные условия для формирования обширного покрова эоловых образований. Они плащеобразно перекрывают все элементы рельефа и достигают большей мощности на пространствах морской равнины и древней второй аллювиальной террасы. Мезорельеф особенно активно формировался во время последнего ледникового максимума.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Площадь листа расположена на границе северного склона Сибирской платформы и южной части Енисей-Хатангского прогиба. На этой территории встречены проявления разнообразных видов полезных ископаемых, распределение которых на площади неравномерно и связано с конкретным геологическим строением ее частей. В целом крупных значимых объектов на территории листа не выявлено и, с учетом ее инфраструктурных особенностей, перспективы их обнаружения выглядят неопределенными.

Тем не менее, следует отметить, что на этой площади известны крупное месторождение флогопита, малые месторождения апатитов, каменных и сапропелевых углей, россыпи золота и платиноидов и довольно многочисленные проявления и пункты минерализации каменных и бурых углей, железа, титана, хрома, меди, никеля, полиметаллов, алюминия, редких металлов и редкоземельных элементов, золота, платины, оптического кальцита, флогопита, графита, апатита, алмазов, поделочных камней, каменных солей, гипса, битумов.

Несмотря на такое разнообразие, главные перспективы территории могут быть связаны в основном с нефтью и газом, в меньшей мере – с благородными и редкими металлами. Перспективы на нефть и газ рассмотрены в отдельном разделе гл. «Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района». Месторождения апатита, флогопита, углей, возможно, титана, алюминия, исландского шпата, по конъюнктурным и инфраструктурным критериям, в настоящее время перспективы не имеют. Другие виды полезных ископаемых по качественным и количественным параметрам не выходят за ранг мелких проявлений и пунктов минерализации и в ближайшие время вряд ли будут переоцениваться.

Всего на карте полезных ископаемых и в прилагаемом к объяснительной записке списке отмечено 482 объекта 36 различных видов полезных ископаемых, в их числе три вида твердых горючих ископаемых, 15 видов металлических и 17 видов неметаллических ископаемых и один вид солей; 15 коренных месторождений (преимущественно строительных материалов), два россыпных месторождения, 118 коренных проявлений, девять россыпепроявлений, пять минерализованных источников, 142 пункта минерализации, 57 шлиховых ореолов, 99 точек шлиховых проб, содержащих полезные минералы, 28 площадных и семь точечных геохимических аномалий.

Следует отметить, что на территорию листа ранее были составлены три карты полезных ископаемых масштаба 1 : 1 000 000. Первая карта была под-

готовлена в НИИГА Я. И. Полькиным и В. М. Виленским под редакцией Н. Н. Урванцева и издана в 1958 г. Сведения по полезным ископаемым приведены по состоянию на 1.12.1957 г., до проведения геологических съемок масштаба 1 : 200 000, которые осуществлялись в 1960–1970-е годы. Тем не менее, на данную карту уже были вынесены основные объекты, определяющие металлогеническую специализацию территории: каменный и бурый уголь, железо, титан, медь, никель, флогопит, исландский шпат.

Вторая карта в рамках подготовки карт масштаба 1 : 1 000 000 новой серии была также составлена в НИИГА Л. Г. Павловым под редакцией Г. И. Кавардина в 1973 г. и издана в 1975 г. Сведения по полезным ископаемым приведены по состоянию на 1.01.1972 г. В ней уже были использованы данные по работам 1960-х годов, в частности по медно-никелевым объектам Ханарского массива, сведения по апатитоносности и редкометалльной минерализации Гулинского и Далбыхского массивов и некоторые другие данные. Карта была издана без объяснительной записки, поэтому использовать ее можно только ограниченно.

Третья карта (новая серия) второго издания была составлена во ВСЕГЕИ Е. К. Ковригиной под редакцией Ю. Г. Старицкого в конце 1990-х годов и издана в 2000 г. В нее вошли практически все сведения по результатам работ последних лет, так как на данной территории в 2000-е годы геологоразведочные работы велись в ограниченном объеме. Исключение представляют работы на Гулинском массиве и некоторые другие исследования, связанные с нефтепоисковыми работами, а также с оценкой углепроявлений для определения возможности их использования в местных нуждах.

Несмотря на то, что дополнительной информации по сравнению с картой издания 2000 г. было получено относительно немного, представляемый вариант карты полезных ископаемых отличается от карты предыдущего издания по следующим причинам.

На карте полезных ископаемых новой серии [52] на площади листа R-47 показано 992 объекта, на карте третьего поколения – 482 объекта, то есть в 2 раза меньше. Но это кажущиеся упрощение и потеря информации. На предыдущей карте показаны 64 геофизические аномалии, преимущественно магнитные, а также гравиметрические, радиоактивные, сейсмические (без указания их предполагаемой рудной природы). В качестве источника сведений даются либо карта Л. Г. Павлова 1975 г., по которой нет объяснительной записки, либо карты изолиний геофизических полей масштаба 1 : 1 000 000 или 1 : 200 000, на которых локальные аномалии рудной природы обычно не улавливаются. Кроме того, согласно современным требованиям, все объекты на КПИ должны заноситься в базу данных, а исходная информация по этим аномалиям отсутствует. В связи с этим геофизические аномалии на карте третьего поколения не отмечены.

Кроме того, потребовалась генерализация карты третьего поколения на некоторых ее участках. Так, на карте новой серии в пределах листов R-47-XVII, XVIII, занимающих около 60 см² на макете, размещен 191 объект в виде знаков, их номеров и индексов, то есть более трех на см². Естественно, такая карта не читается. При этом показаны магнитные аномалии, рудная природа которых ничем не подтверждена, шлиховые пробы с единичными знаками

полезных минералов или геохимические аномалии с незначительным превышением фона. Плохо также читается информация на КПИ новой серии в пределах Гулинского массива. По требованиям «Методического руководства...» (п. 2.6.4) такие участки карты разгружаются с учетом сохранения информации о металлогенической специализации данной площади.

Многие объекты, показанные на карте новой серии [52], никак не охарактеризованы в тексте, а ссылки на литературные источники в указателе либо не подтверждаются, либо отсутствуют. Очень много ссылок на предыдущие карты полезных ископаемых масштаба 1 : 1 000 000 издания 1958 и 1975 гг. Но на карте издания 1958 г. многие объекты в объяснительной записке не отмечены, а к карте издания 1975 г. объяснительная записка вообще отсутствует. Как характерный пример, на листе R-47-ХIII, XIV на ГК-1000 (2000 г.) показано три проявления каменных углей со ссылками на предыдущие карты. Но на этих картах достаточной информации об этих объектах нет, кроме значков. Не подтверждают наличие проявлений каменных углей и результаты геологической съемки масштаба 1 : 200 000 [159, 189]; на картах и в объяснительных записках у этих авторов углей как полезных ископаемых нет, упоминается только наличие углистых аргиллитов или углефицированного детрита в терригенных пермских отложениях. Практически отсутствуют какие-либо сведения о многих проявлениях бурых углей, показанных на предыдущих картах в северо-восточной части листа.

Учитывая эти обстоятельства, а также то, что ГК-1000/3 нового поколения должна содержать полноценную информацию о показанных на карте полезных ископаемых объектах, тем более с обязательным требованием создания баз данных, пришлось провести большую работу по разбраковке исходных данных по литературным источникам. В результате на карте на настоящий момент остались 482 объекта – их классификация по видам и рангу отмечена выше.

В целом представленная карта полезных ископаемых (третье поколение) характеризуется следующими отличиями от карт предыдущих изданий.

1. Приведена типизация рудных объектов по рудноформационным и генетическим признакам, отраженная в легенде карты.

2. Проведена разбраковка объектов в соответствии с требованиями генерализации и достоверности их в первичных источниках.

3. Показаны (с учетом изученности) те объекты, на которых проведены работы после 2000 г.

4. Карта составлена в соответствии с требованиями представления ее в электронной форме в формате ГИС.

5. Карта сопровождается электронной базой данных.

6. Наряду с картой полезных ископаемых составлена также карта закономерностей размещения полезных ископаемых масштаба 1 : 1 000 000.

На карте полезных ископаемых и представленной впервые на данный лист карте закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых отражены минерагенические подразделения трех иерархических уровней: девять минерагенических областей и их ранговых эквивалентов, семь рудных и угольных районов, а также четыре рудных узла. При минерагеническом районировании территории листа в значительной мере использована карта по-

лезных ископаемых новой серии [52] с некоторыми уточнениями и детализирующими дополнениями. Данное районирование существенно отличается от районирования, представленного в легенде Норильской серии листов масштаба 1 : 1 000 000, о чем подробнее будет сказано в следующем разделе объяснительной записки.

Таким образом, данная карта отражает все сведения по полезным ископаемым по состоянию на 1.01.2016 г.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Уголь каменный. Проявления каменного угля на территории листа R-47 расположены в пределах северной части Тунгусского угленосного среднекаменноугольно-пермского бассейна и приурочены преимущественно к пермским отложениям (котуйская и потокойская свиты), встречаясь в верхней половине разреза средней перми и главным образом среди верхнепермских отложений. Всего на площади листа показано одно малое месторождение и 37 проявлений каменного угля.

Месторождение Чопко (VI-4-12) расположено в правом борту долины р. Лев. Чопко в 12 км вверх по течению от ее слияния с р. Прав. Чопко. Оно показано на карте как месторождение потому, что на нем были проведены детальные поисково-оценочные работы. По своим параметрам данный объект ничем не отличается от находящихся рядом угольных проявлений Нерангдинско-Янгысовского каменноугольного района, а некоторым из них по мощности угольных пластов и угленасыщенности разреза даже уступает. Выбор данного объекта для поисково-разведочных работ скорее всего обусловлен его геологическими особенностями, позволяющими вести открытую разработку, и относительной транспортной доступностью.

Ранее при проведении ГС-200 в верховьях р. Лев. Чопко в 5 км от рассматриваемого месторождения в нижней части обрыва высотой до 40 м обнаружен угольный пласт мощностью 0,2–0,3 м и линза угля максимальной мощностью 1,3 м. Пласт расположен в 1–1,5 м от уреза воды и прослежен на 200 м. Он залегает в хрупких углистых аргиллитах мощностью 2–3 м, которые перекрываются плотными массивными песчаниками. Последние вмещают линзу каменного угля длиной около 15 м. В пласте и линзе уголь плотный полублестящий однородный с остроугольным изломом и буровато-черной чертой. Вещественно-петрографический состав его отвечает липоидно-паренхимному кларену [89].

Поисково-оценочные работы на месторождении проведены по заказу администрации Эвенкийского автономного округа № 207 от 23.03.1993 г. в рамках программы работ по обеспечению потребностей населенных пунктов севера Эвенкийского автономного округа местным каменным углем, согласованной Роскомнедра 21.05.1993 г. Они проводились ГГПП «Шпат», ГГПК «Кварцсамоцветы» в 1998 г., в их результате выделен объект с промышленными запасами угля [384].

В его пределах прослежены два угольных пласта рабочей мощности – Основной и Второстепенный. Характеристика Основного пласта, по которому произведен подсчет запасов, следующая: мощность пласта – от 1,0 до 2,6 м, средняя – 1,7 м, угли марки ДВ, зольность – от 11,1 до 22,7 %, выход летучих – 46,6 %, содержание серы – 0,34 %, влага рабочая – 16,2 %, теплота сгорания – от 3444 до 4170 ккал/кг. На площади пробурено 29 скважин общим объемом 346,3 пог. м, пройдено 12 канав общим объемом 138,8 м³. Каротаж скважин не проводился.

Угли месторождения слабо затронуты процессами выветривания. Технологические испытания, заключающиеся в сжигании угля в бытовых печах, дали положительный результат. Горногеологические условия благоприятны для отработки открытым способом. Гидрогеологические условия простые, водопритоки в карьер возможны только за счет атмосферных осадков и таяния снега.

После завершения этих работ по настоянию администрации Илимпейского района Эвенкийского автономного округа со ссылкой на программу первоочередных мероприятий по обеспечению каменным углем отдаленных поселков (Ессей и Чиринда) в 1999 г. работы на объекте проводило предприятие ОУГПП «Ванаваранефтегаз». Согласно техническому заданию, помимо производства геологического доизучения основной задачей работ являлось требование осуществить отбор открытым способом технологической пробы угля объемом, равным годовому потреблению его в поселках Ессей и Чиринда и провести пробную поставку его местному коммунальному хозяйству для технологических испытаний на месте [315].

В основном из-за отсутствия необходимых технических средств и сложных условий производства работ, основная задача по отбору 1 тыс. т угля и доставки его на место потребления не была выполнена.

Проявление р. Ханар 4 (Ш-3-13) расположено на левобережье верхнего течения одноименной реки, где в верхней части склона долины наблюдаются элювиально-делювиальные высыпки угля из трех пластов мощностью до 1–2 м. По простиранию высыпки прослеживаются на 250–1200 м. Угли матовые, дюрено-клареновые с липоидными компонентами. Поблизости на площади 0,5 × 0,5 км фиксируются высыпки плит каменного угля размером 5 × 10 × 15 см. Уголь тускло-блестящий, клареновый с липоидными компонентами.

Прочие проявления каменного угля на листе R-47-XV (*проявления Ш-3-10, 11, 16, 17*) менее значительны по объему и представляют собой высыпки обломков размером до 5 × 7 × 12 см на площади 20 × 30 м и менее. Уголь клареновый или кларено-дюреновый с липоидными и фюзенизированными компонентами. Угли бассейна р. Ханар по степени углефикации соответствуют начальной стадии газовых. Пониженное содержание углерода и повышенное влаги и золы в анализированных углях, видимо, обусловлено отбором образцов из зоны выветривания [240].

При проведении поисковых работ на медно-никелевые руды на Ханарском участке [355] на водоразделе рек Логоки и Циногир в районе проявления р. Логоки 6 в трех скважинах вскрыты угольные пласты. Залегают они в верхней части разреза потокойской свиты. Мощность их колеблется от 1 до

2,5 м. По данным технического анализа, параметры этих углей составляют (%): влажность – 1,2–1,9, зольность – 18–37, выход летучих – 11,3–14,9, сера общая – 0,22–0,55, углерод органический – 87,7–90,6, водород органический – 0,9–2,9, кислород + сера органическая – 0,44–1,57. Теплотворная способность – 7120–7830 ккал/кг. По степени метаморфизма угли относятся к газовым, но вблизи интрузий долеритов степень метаморфизма повышается вплоть до антрацитов.

Проявление р. Коготок 1 (III-5-3). В береговом обнажении р. Коготок в терригенных отложениях котуйской свиты отмечен выход пласта угля мощностью 0,15–0,2 м. Пласты мощностью 0,1–0,2 м вскрыты также на прилегающей площади в нескольких скважинах на глубинах более 150 м в ханарской свите. Результаты технических анализов проб углей из скважин свидетельствуют о высокой их зольности, сернистости и значительной изменчивости состава [306].

На водоразделе р. Дюрняки и правого притока р. Аякли (*проявление р. Аякли 4 – IV-2-15*) в пачке песчаников и аргиллитов верхней части потокойской свиты отмечены два пласта каменного угля мощностью 1,5–2 м, которые в пределах обнажения прослеживаются на расстояние до 20 м. Уголь полуматовый, тонкослоистый, штриховато-полосчатый, по петрографическому составу кларено-дюреновый с прослоями витрена и фюзена мощностью 1–2 мм. Угли малосернистые и малозольные с несколько повышенным выходом летучих на горючую массу с порошкообразным корольком. По степени углелификации эти угли можно отнести к газовым, близким к паровично-жирным [142].

Проявление р. Хибарба 2 (IV-1-5) расположено в среднем течении р. Хибарба в 16 км ниже устья руч. Икочон. Здесь на левом склоне долины обнажаются алевролиты и аргиллиты верхней части потокойской свиты. В средней части этой пачки присутствует пласт каменного угля мощностью 0,35 м. Уголь матовый, линзовидно-полосчатый, по петрографическому составу представлен в основном дюреном. По данным химического анализа, угли малосернистые, малозольные, высококалорийные со слипшимся коксовым корольком. По степени углелификации они переходные – от газовых к паровично-жирным. Следует отметить, что поблизости на участках р. Хибарба и приустьевой части р. Мал. Макчакит в породах верхней части потокойской свиты установлены оранжево-красные спекшиеся алевролиты и аргиллиты (горелики), указывающие на сгоревшие угольные пласты [142].

В 2 км к югу от вершины горы Баселак (*проявление горы Баселак – IV-2-8*), на ее склоне, в пачке аргиллитов и алевролитов верхней части потокойской свиты отмечается пласт каменного угля мощностью 0,2–0,3 м. Протяженность пласта в пределах обнажения – 10 м. Уголь гумусовый и сапропелево-гумусовый, полуматовый, однородный, по вещественному составу представлен мелко-аттритовым дюреном. Результаты анализов показали, что угли малосернистые, средней зольности, высококалорийные, со слипшимся коксовым корольком. По степени углелификации они относятся к длиннопламенным [142].

Проявление р. Хугдякит 2 (IV-2-7) расположено в приустьевой части р. Хугдякит. Здесь, на левой стороне долины обнажается пачка углистых ар-

гиллитов с прослоями песчаников, принадлежащая к верхней части потокойской свиты. На расстояние до 40 м прослеживается пласт каменного угля мощностью от 0,2 до 0,7 м. Угли гумусовые, кларено-дюреновые, с повышенной влажностью и порошкообразным корольком [142].

Проявление р. Дюрняки (IV-2-10) расположено в верхнем течении р. Дюрняки на правом склоне долины. Здесь среди пачки углистых аргиллитов верхней части потокойской свиты прослеживается линза каменного угля длиной 7 м и мощностью до 0,5 м. Угли матовые тонкослоистые линзовидно-полосчатые, по петрографическому составу дюреновые с редкими полосками витрена (1–3 мм). Они характеризуются незначительным содержанием серы, повышенным количеством золы (A^c – 29 %) и летучих (V^r – 39,80 %), имеют порошкообразный коксовый королек. По петрографическому составу эти угли относятся к газовым [142].

Большинство углей проявлений на листе R-47-XX содержат незначительное количество влаги (W^a – 2,5–4,5 %) и серы ($S_{\text{общ.}}$ – 0,2–0,5 %), имеют различную зольность (A^c – от 6,9 до 29 %). Теплотворная способность их колеблется от 6993 до 8026 ккал/кг на горючую массу.

Проявление оз. Нерангда 2 (V-2-5) расположено на западном склоне оз. Нерангда около устья руч. Нюча, где выявлены два пласта каменного угля в отложениях верхней части разреза потокойской свиты перми. Нижний пласт имеет мощность 2,7 м, верхний – 1,8 м, они разделены прослоем углестого аргиллита мощностью 1,5 м. Анализ штучных проб дал следующие результаты (%): W^a – 3,55, A^c – 11,0, V^r – 39,39, S – 0,48 [57].

На *проявлении р. Хугдякит 8 (V-2-2)* среди пермских отложений у уреза реки встречен пласт угля мощностью до 0,9 м [57].

Проявление р. Кунтыкахы 7 (V-2-3) расположено на левом борту одноименной реки. Пласт каменного угля мощностью 0,5 м выявлен среди отложений потокойской свиты и прослежен по простираению на 1 км. В подошве и кровле пласта залегают алевролиты с прослойками углистых сланцев. Уголь однородный черный блестящий плитчатый с неровным изломом. При техническом анализе установлены следующие компоненты (%): влажность – 6,44, зольность – 10,24, летучие – 44,49, углерод – 73,45, водород – 4,85, азот + кислород – 2,95, сера – 0,65. Теплота сгорания – 6920 ккал/кг [322].

На левом берегу долины р. Маймеча в 10 км выше оз. Турукэ расположено *проявление р. Маймеча 19 (V-3-19)*, где в пачке алевролитов потокойской свиты мощностью 42,5 м вскрываются четыре пласта угля. Мощность нижнего пласта – 5,5 м, второго, находящегося в 30 м выше, – 3 м, третьего – 1,5 м, четвертого – 0,5 м. Последние три расположены в 0,5 м друг над другом. На правом борту долины Маймечи в 4 км к северо-востоку от северной оконечности оз. Хамыр на *проявлении р. Маймеча 20 (V-3-21)* отмечен выход угля видимой мощностью 5 м, перекрытый алевролитами и, вероятно, соответствующий нижнему пласту проявления р. Маймеча 19 [108]. Угленасыщенность данных проявлений самая высокая в пределах описываемой территории.

На правом борту долины р. Маймеча в 2 км к югу от оз. Турукэ (*проявление оз. Турукэ 3 – V-3-13*) в пачке переслаивающихся алевролитов и песчани-

ков потокойской свиты вскрыты три пласта угля мощностью (снизу вверх): 1; 2 и 1,5 м с разделяющими их слоями пород мощностью 10–12 м [108].

На левом борту оз. Янгыса, в низовье ручья, впадающего у южной оконечности озера (*проявление оз. Янгыса 3 – V-3-16*), обнаружен пласт угля мощностью 1,7–1,8 м, залегающий в алевролитах потокойской свиты [108].

На водоразделе рек Чигиды и Маймеча (*проявление р. Маймеча 25 – V-4-7*) в пачке тонкослоистых песчаников и алевролитов потокойской свиты вскрыт пласт угля мощностью 1,6 м. Уголь серовато-черного цвета с шоколадным оттенком, раковистым изломом, массивной текстурой. По степени метаморфизма относится к категории Д с высоким (около 50 %) выходом летучих [108].

На правом борту Чангады в 7,8 км к востоку–северо-востоку от устья р. Тёскит (*проявление р. Чангада 7 – V-4-17*) в переслаивающихся алевролитах и песчаниках потокойской свиты отмечен пласт угля мощностью 1,5 м [108].

На левом борту оз. Янгыса, в 2,5 км к северо-западу от северной оконечности озера (*проявление оз. Янгыса 2 – V-3-10*) обнаружен пласт угля мощностью 1,5 м [108].

На левом борту долины р. Маймеча, в 7,5 км выше оз. Турукэ, в верховье ручья (*проявление оз. Турукэ 5 – V-3-15*) обнажается пласт угля мощностью 1 м, залегающий на алевролитах и перекрытый туфогенными породами правобоярской свиты [108].

На восточном борту оз. Нерангда, в 2,5 км от его северо-восточной оконечности (*проявление оз. Нерангда 4 – V-3-4*) в пачке переслаивающихся углистых аргиллитов и грубозернистых песчаников вскрываются пять пластов, залегающих с интервалом 0,9–1 м друг от друга. Мощности пластов – 0,1–0,5 м [108].

На восточном борту оз. Нерангда к западу от истоков р. Мирюка (*проявление р. Мирюка 1 – V-3-5*) в пачке тонкопереслаивающихся листоватых аргиллитов обнажается пласт угля мощностью 0,4 м.

В ручье, впадающем с востока в оз. Мирюка, в 0,5 км от устья (*проявление оз. Мирюка – V-3-7*) вскрывается пласт угля мощностью 0,9 м, залегающий в алевролитах в 8 м ниже контакта их с туфами правобоярской свиты [108].

У восточного окончания оз. Себяки (*проявление оз. Себяки – V-3-24*) в 4-метровой пачке темно-серых алевролитов вскрыты семь пластов угля мощностью 0,1–0,5 м [108].

Все отмеченные выше проявления в пределах листов R-47-XXVII, XXVIII обладают сапропелево-гумусовой природой. По условиям накопления угли относятся к образованиям фации заболачивающихся озер. По степени метаморфизма они принадлежат к стадии Д (длиннопламенные). Петрографический состав углей и слабая степень метаморфизма обуславливают высокий выход летучих (V^r до 46 %). Основная часть углей может служить энергетическим сырьем. Угли проявления у восточного окончания оз. Себяки могут использоваться также для химической промышленности.

Наибольший интерес представляют выходы каменных углей, сконцентрированные в долинах оз. Янгыса и р. Маймеча, где в разрезе потокойской свиты залегает несколько пластов с мощностью отдельных из них до 5,5 м. Уг-

ленасыщенность разреза на этом участке достигает 5–8 % [108]. Насыщенное распространение угольных пластов повышенной мощности позволило выделить здесь как объект минерагенического районирования Нерангдинско-Янгысовский каменноугольный пермский прогнозируемый район. Продолжение данного района в юго-восточном направлении фиксируется рядом проявлений, расположенных на листах R-47-XXXIII, XXXIV [89].

Проявление р. Бираякан (VI-4-11) расположено на правобережье истоков р. Бираякан. Здесь в береговом обрыве, на высоте 6–8 м от уреза воды, обнаружен пласт угля мощностью 5,5 м. Уголь подстилается плотными массивными песчаниками и перекрывается тонкоплитчатыми алевролитами. Он прослежен на протяжении 40–50 м. Выше по ручью пласт уходит под урез воды, а ниже поднимается на поверхность крутого склона и скрывается под развалами базальтов и осадочных пород. Уголь в пласте неоднороден. Нижняя, большая часть пласта представлена сапропелево-гумусовым углем, близким к горючим сланцам, а верхняя – к гумусовым.

На *проявлении р. Прав. Чопко 1 (VI-4-16)* обнаружены четыре угольных пласта на крутом склоне одноименной реки. Пласты вскрыты ложбиной временного водотока из-под мощных элювиально-делювиальных наносов, поэтому по простиранию проследить их не удалось. Подошва первого (нижнего) пласта не обнажена. Его видимая мощность – 1,5 м. В кровле пласта залегают плотные туффиты (6 м), перекрытые хрупкими углистыми алевролитами (10 м), выше которых находится 5-метровая пачка песчаников, являющаяся подошвой второго угольного пласта мощностью 1 м. Кровлей этого пласта служит пачка крепких туфоалевролитов и туфопесчаников мощностью 15–20 м. Выше ее залегают 10–12-метровая пачка углистых алевролитов, вмещающая два пласта каменного угля мощностью по 0,5 м. Пласты располагаются в 5 и 7,5 м от подошвы углистых алевролитов. Во всех пластах уголь полублестящий с остроугольным или тонкоплитчатым изломом. Относится к липоидно-паренхимному кларену.

Два угольных пласта вскрыты в отложениях потокойской свиты нижней части крутого правого склона долины р. Прав. Чопко (*проявление р. Прав. Чопко 3 – VI-4-18*). Первый снизу пласт имеет мощность 1 м. Он подстилается плотными толстоплитчатыми алевролитами, а кровлей его служат хрупкие углистые алевролиты мощностью 0,5–0,6 м. Второй угольный пласт мощностью 0,2 м залегают на этих алевролитах и перекрывается такими же алевролитами. По простиранию пласты прослежены шурфами на расстояние 50 м. Уголь из обоих пластов монолитный однородный полуматовый со ступенчатый изломом, по составу является структурным паренхимно-ксиленовым клареном.

На *проявлении р. Чангада 12 (VI-4-3)* выявлен угольный пласт мощностью около 1 м в долине безымянного правого притока р. Чангада. Пласт прослежен под элювиально-делювиальными развалами на протяжении 8–10 м. Он подстилается тонкорассланцованными алевролитами и перекрывается углистыми аргиллитами потокойской свиты. Уголь полуматовый с шелковистым блеском, тонкоплитчатым изломом и штриховато-однородной структурой. Черта буровато-черная. По вещественно-петрографическому составу уголь относится к липоидно-паренхимному кларену.

На проявлении р. Чангада 13 (VI-4-5) обнажается угольный пласт мощностью 0,3 м в обрывистом правом склоне долины безымянного правого притока р. Чангада. Он подстилается и перекрывается алевролитами потокойской свиты. Пласт падает на юг под углом 5° и прослежен по простиранию на 35–40 м. В северной части обнажения пласт выходит на дневную поверхность, но перекрывается элювиально-делювиальным чехлом, в южной – погружается под урез воды. Уголь плотный полублестящий с угловатым изломом, штриховато-неяснополосчатой структурой и буровато-черной чертой. Относится к группе спорово-фузеновых дюренокларенов.

На проявлении р. Чангада 14 (VI-4-8) на левом притоке р. Чангада, в 2,3 км северо-западнее устья р. Крюляк вскрыт угольный пласт мощностью 0,2–0,3 м. Пласт залегает на высоте 5,0–5,5 м от уреза воды в комковатых аргиллитах потокойской свиты. Он падает на юго-запад под углом 4° и прослежен по простиранию на протяжении 20–25 м, после чего скрывается под мощными делювиальными наносами. Уголь матовый однородный неяснополосчатый со ступенчатым изломом и буровато-черной чертой. По составу уголь отвечает липоидно-паренхимному кларену.

По результатам технического анализа штуфных проб углей, отобранных на листе R-47-XXXIV в пределах зоны выветривания, в целом для углей характерна низкая зольность, большой выход летучих и относительно высокая теплотворная способность. В некоторых пробах углей содержится германий в количестве 0,001 %. Вещественный состав углей свидетельствует об их образовании в условиях обводненных застойных или проточных болот, а также в прибрежных частях зарастающих озер [89].

Проявление р. Чангада 16 (VI-5-5) связано с продуктивными отложениями ханарской свиты. На правом берегу р. Далдын, левого притока р. Чангада, в 10 км от устья обнаружен пласт угля мощностью 0,15 м, имеющий резкие границы с вмещающими породами. В его кровле лежат углистые аргиллиты с линзовидными прослоями песчаников, в подошве – аргиллиты, видимая протяженность пласта – 50 м. Уголь черный блестящий с угловатым изломом, сильно трещиноватый, относится к марке Г [20].

Проявления углей в пределах листов R-47-ХIII, XIV (III-1-18,23; III-2-6) представляют собой маломощные линзы и пропластки (до 7 см) в крупнозернистых полимиктовых песчаниках в самой верхней части потокойской свиты на границе с правобоярской свитой. Они отмечены в промежуточном отчете по ГС-200 [362], но не включены в объяснительную записку по этим листам [159]. Эти проявления соответственно указаны на представляемой карте.

Уголь бурый. Всего на КПИ показано 16 проявлений бурого угля. Все они сосредоточены в северо-восточной части листа в пределах Енисей-Хатангского прогиба в поле развития меловых отложений и относятся к Маймеча-Сабыдинскому буроугольному меловому прогнозируемому району, являющемуся частью широко распространенного Ленского буроугольного верхнеюрско-мелового бассейна. Предыдущие составители карт масштаба 1 : 1 000 000 показывали здесь больше объектов, но конкретной характеристики им не давали. Ниже приводится описание этих проявлений в такой же краткой форме, как в первоисточниках [57, 352, 402].

По данным [57] отмечены следующие проявления.

Проявление р. Булун 1 (I-5-6). В верховьях реки на правом берегу встречен выход пласта бурого угля мощностью 1 м.

Проявление р. Мал. Сабыда 1 (I-5-8). Пласт бурого угля мощностью 1–1,25 м обнаружен в среднем течении реки по ее правому берегу.

Проявление р. Сабыда 2 (I-6-8). Ряд выходов бурых углей выявлен по правому берегу реки на протяжении 0,5 км. Мощность пластов колеблется от 0,3 до 1,6 м.

По данным [402] отмечены следующие проявления.

Проявление лев. приток р. Бол. Россомашья 2 (I-4-2). В отложениях кресты-юряхской свиты встречен пласт угля и углефицированной древесины среди песков и алевролитов.

Проявление р. Сабыда 7 (I-6-15). В отложениях огневской свиты – два пласта бурого угля мощностью 1,0 и 1,7 м. Уголь древесный рыхлый с линзами (0,1–0,15 м) черных алевролитов с окаменевшими древесными остатками.

Проявление р. Баттагай 3 (I-6-19). Линзы угля, подстилаемые алевролитами и перекрываемые песками тигянской свиты.

Проявление р. Баттагай 2 (I-6-17). В отложениях тигянской свиты выявлен пласт угля мощностью 2 м среди светлых песков и песчаников. Уголь черный матовый плитчатый.

Проявление р. Тоняктах 2 (I-6-20). В отложениях огневской свиты – пласт тонкоплитчатого трещиноватого бурого угля мощностью 0,7 м.

Проявление р. Контай-Балаганнах 1 (II-5-3). В отложениях огневской свиты – пласт бурого угля мощностью до 1,5 м. В песчаниках этой свиты содержится большое количество обломков обугленной древесины.

Проявление р. Контай-Балаганнах 2 (II-5-4). В серых глинах рассохинской свиты в 9-метровом обрыве левого берега, в 3 м выше уреза воды залегает пласт бурого угля мощностью 2–3 м. Уголь черного цвета, сильно трещиноватый. Уголь имеет тонкоплитчатую отдельность.

Проявление р. Маймеча 3 (II-5-2). В отложениях ледяной свиты – пласты бурого угля мощностью до 0,5 м.

Проявление р. Маймеча 1 (II-4-2) – в отложениях хетской свиты пласты бурого угля мощностью до 0,5 м.

Технический анализ угля из различных мест этой территории показал в среднем (%): W^a – 10,35–16,2, A^c – 6,99–13,23, S – 0,24–0,5, V^r – 33,23–49,18. Средняя теплотворная способность углей на горючую массу составляет 6092 ккал/кг. Элементарный и технологический анализы углей из различных свит меловых отложений показывают (судя по выходу летучих) примерно равную степень их метаморфизма, угли являются переходными от бурых к каменным, могут использоваться как энергетическое топливо и для подземной газификации. По качественным показателям сравнимы с относительно хорошо изученными углями района с. Хатанга [53].

Уголь сапропелевый. При проведении ГС-50 на Хунгтукунской площади [350] в верховьях р. Прав. Атырдах встречены породы, по своему составу, возрасту, условиям ранее здесь не известные, которые по своим характери-

стикам отнесены к сапропелевым углям (*месторождение Атырдыжское – III-4-19*).

Месторождение представляет собой пласт сапропелитов, приуроченный к нижней терригенно-карбонатной пачке правоатырдыжской свиты лландоверийского отдела нижнего силура. В структурно-тектоническом плане комплекс отложений слагает моноклиналь с пологим падением на северо-запад.

Сапропелиты месторождения представлены двумя разновидностями. Первая представляет собой темно-серую однородную породу с тонкоплитчатой отдельностью, полураковистым изломом, полуматовую с шелковистым блеском. Этой разновидностью сложена нижняя часть пласта мощностью 0,6–0,8 м. Вторая, слагающая верхнюю часть пласта, представлена буровато-коричневой, более массивной породой, вскипающей в соляной кислоте и содержащей фауну брахиопод и двустворок. Переход между разновидностями постепенный. В тонких пластинках угли хорошо загораются от спички, издавая запах горелой резины.

Под микроскопом в проходящем свете видно, что порода состоит из коллоальгинита желтого цвета, в котором присутствуют карбонаты, пирит, резе кварц, полевые шпаты, слюды. В этой основной массе встречаются волнистые линзочки черного цвета, которые, вероятно, являются хитинитом (остатки граптолитов), содержание его в породе – 7–9 %.

По результатам анализов, порода имеет невысокую влажность – менее 1 %, зольность в пределах 22–30 %, содержание общей серы в породе не превышает 1,8 %. Выход летучих – до 91 %. Содержание углерода – 79 %, водорода – 9,6 %, выход смолы полукоксования – 57–60 %. Теплота сгорания – 9000–9200 ккал/кг.

По комплексу всех химических параметров и по результатам петрографического изучения исследуемая порода является сапропелевым углем коллоальгинитового типа, соответствующим длиннопламенной – газовой стадии метаморфизма. Последнее подтверждается близостью химической характеристики этого угля и богхедов Иркутского бассейна.

Пласт сапропелитов вскрыт в центральной части канавой и прослежен по простиранию на 12 км. Мощность пласта – 1,5 м, на юге месторождения он резко выклинивается, на востоке ограничивается полукольцевым разломом. По падению пласт вскрыт скважиной, где имеет мощность 0,5 м.

Сочетание признаков – очень высокий выход летучих (91 %), высокое содержание смолы полукоксования и водорода – позволяет считать сапропелиты Атырдыжского месторождения прекрасным сырьем как для получения жидкого и газообразного топлива, так и для химической промышленности [350].

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Железо не является профилирующим видом полезных ископаемых на территории листа, но представлено многочисленными мелкими объектами раз-

личного генезиса, относящимися к разным рудным формациям. Всего на карте показаны четыре проявления и 14 пунктов минерализации, которые относятся к следующим генетическим типам: магматическому (рудные формации апатит-магнетитовая, титаномагнетитовая и самородного железа), скарново-му (магнетитовая скарновая формация) и осадочному (железородная оолитовая формация).

Железные руды осадочного генезиса связаны с юрскими и меловыми отложениями. К ним относятся *пункты минерализации р. Хета 2 (I-4-5), р. Ледяная 4 (II-1-3), р. Маймеча 2 (II-4-3), р. Сабыда 3 (I-6-9), р. Прав. Боярка 5 (III-2-2)*. Они характеризуются тем, что в терригенных мезозойских породах – песках, песчаниках, алевролитах – присутствуют мелкие оолиты лептохлоритов (шамозит, тюрингит и др.). Содержание их в породе составляет от 10 до 40 %, в среднем в юрских отложениях – 22,9 %, в меловых – 12,7 %. Наиболее высокие концентрации железа приходятся на кимериджское время. Лептохлоритовые породы в этой части разреза образуют пачку мощностью около 35 м, протягивающуюся узкой полосой вдоль всего подножия Средне-сибирского плоскогорья. Образование их связано вероятнее всего с химическим выветриванием вулканогенных пород [362]. В целом изучены они недостаточно [52].

К магматическому типу оруденения относятся небольшие магнетитовые проявления, приуроченные к обогащенным железом интрузиям долеритов, а также к зонам дробления в вулканогенных и осадочных породах и, предположительно, в трубах взрыва. Все они связаны с породами основного состава.

Проявление р. Люксина (VI-1-1) обнаружено в верховьях р. Люксина и представлено крутопадающей жилой магнетита мощностью 0,5–1 м. Жила прослежена по разрозненным линейно расположенным коренным выходам на расстояние 0,5 км и далее на протяжении 1 км по элювиальным обломкам магнетита. Жила находится среди базальтов на контакте с интрузией гиперстенсодержащих долеритов и залечивает протяженный разлом северо-восточного простирания. Базальты интенсивно переработаны процессами цеолитизации, пренитизации и амфиболизации. Магнетит образует сплошные выделения и состоит из агрегата неправильных зерен размером до 1 мм. Химический анализ бороздовой пробы из жилы магнетита показал содержание Fe_2O_3 – 62,41 %, FeO – 20,37 % [322].

Пункт минерализации р. Хуричи (VI-2-8) представляет собой редкие тонкие прожилки землистого магнетита, которые прослеживаются в теле слабо дифференцированной интрузии гиперстенсодержащих долеритов [322].

Пункт минерализации р. Коготок 2 (III-5-6) представлен находкой нескольких глыб руды размером 10–15 см в русле реки в его верхнем течении. Он пространственно приурочен к участку развития предполагаемого на глубине интрузивного массива основного состава, лежащего в зоне глубинного разлома северо-восточного направления. На поверхности интрузии развиты широко и представлены как пластовыми, так и секущими телами, залегающими среди терригенных пород пермского возраста. Коренной источник оруденения не выявлен [306].

Пункт минерализации р. Дагалдын 1 (VI-3-8) обнаружен на правом склоне долины р. Дагалдын в привершинной части небольшой возвышенности. Маг-

нетит здесь встречен в виде плоских обломков толщиной 5–6 см, концентрирующихся в полосе субширотного простирания длиной 200–250 м и шириной около 100 м. Обломки располагаются среди элювиальной щебенки миндалекаменных базальтов на контакте с интрузией долеритов. В коренном залегании магнетит установлен лишь на одном участке, где он образует тонкие (1–3 см) различно ориентированные прожилки в долеритах. В руде, помимо магнетита, отмечается незначительная примесь апатита и лимонита. Магнетит представлен двумя генерациями. Первая генерация – кристаллы кубической формы размером до 0,5 мм, вторая – сплошные тонкозернистые выделения магнетита, заполняющие промежутки между кристаллами первой генерации. Химический состав магнетитовой руды из штучной пробы (%): SiO_2 – 4,10; TiO_2 – 0,20; Al_2O_3 – 4,22; Fe_2O_3 – 61,90; FeO – 21,42 [89].

Пункт минерализации р. Худдякит 3 (IV-2-11) отмечается на правом берегу реки в 2,4 км к востоку от устья р. Огокту. Здесь в верхней части пластовой интрузии оливинсодержащих долеритов с пойкилоофитовой структурой находится рудное тело, имеющее в поперечном сечении форму эллипса размером $0,3 \times 0,5$ м. Оно сложено сплошным тонкозернистым магнетитом, содержащим до 72 % общего железа [142].

Пункт минерализации р. Хибарба 1 (IV-1-3). В нижнем течении р. Хибарба на левом склоне долины прослеживается секущая интрузия порфиroidных анортитовых долеритов с пойкилоофитовой структурой. В средней ее части расположены два изолированных угловато-округлых тела неправильной формы, размеры которых меняются от 0,2 до 0,3 м в поперечнике. Эти тела сложены сплошным тонкозернистым магнетитом с содержанием общего железа от 68 до 73 %. На контакте рудных тел с долеритами наблюдается редкая тонкорассеянная вкрапленность пирита [142].

Рудная формация самородного железа представлена показанными на карте двумя проявлениями, хотя встречаются они чаще в ассоциации с сульфидной медно-никелевой минерализацией. Все изученные дифференцированные интрузии карамского комплекса с сегрегациями самородного железа располагаются в пределах северо-восточного борта Тунгусской синеклизы [121, 171, 208]. Непосредственно на территории листа проявления самородного железа находятся в пределах Боярско-Дельканского медно-никелевого прогнозируемого рудного района, где они приурочены к интрузиям карамского комплекса.

На карте показано только два наиболее значимых объекта – *проявления р. Хунгтукун 2 (III-4-10)* и *р. Хунгтукун 4 (III-4-12)*, но отдельные точки с самородным железом можно обнаружить и в других местах, где имеется сульфидная минерализация, связанная с карамским комплексом.

Отмеченные выше проявления связаны с Хунгтукунской слабодифференцированной интрузией. Мощность горизонта, содержащего самородное железо, составляет 10–30 м, приурочен он к центральной и прикровельной частям интрузии. Скопления самородного железа в пределах этого горизонта распределены неравномерно и могут быть встречены в любых его частях.

По количеству железа в породах выделяются бедновкрапленные руды с содержанием рудного вещества до 10 %, вкрапленные – 10–30 %, богатовкрапленные – 30–60 % и сплошные – более 60 %. Участки с самородным же-

лезом образуют выделения трех типов: а) округло-вытянутые, караваеобразные; б) гнездообразные, неправильной формы; в) хорошо ограненные кристаллы. Отдельные штуфы сплошных руд достигают размеры 10–30 см, а по весу – несколько десятков кг. Максимальный вес таких «самородков» – 250 кг. В каньоновидном ущелье в пабереге р. Хунгтукун обнаружена погруженная в землю глыба из сливного железа, выступающая часть которой визуальнo оценена в 10 т [350].

Вытянутой формы самородки (пластины, линзы) располагаются согласно контакту интрузии и базальной отдельности пород, а шарообразные желваки приурочены к местам пересечения субпластовых и субвертикальных трещин отдельности.

Самородное железо на свежем изломе имеет яркий металлический блеск и серебристо-белый цвет, при выветривании покрывается бурой ржавчиной. Сплошные руды представляют собой рудную матрицу со сравнительно редкими включениями нерудных образований: оливина, пироксена, плагиоклаза, шпинели и шариков стекла. Контакты богатых и сплошных руд с вмещающими габбродолеритами резкие, так что при выветривании они обособляются как самостоятельные штуфы-«самородки».

Наряду с главным рудным минералом – самородным железом – присутствуют когенит, камасит, самородная медь, сульфиды железа и меди, магнетит, ильменит. Результаты анализов самородного железа Хунгтукунской интрузии показывают следующее содержание (%): Fe – 99,2, NiO – 1,63, TiO₂ – 0,84, Al₂O₃ – 0,19, MnO – 0,48. При полевых работах в рамках составления ГГК-1000/3 в пробе долеритов, содержащих 30–50 % самородного железа, по результатам масс-спектрометрического анализа с индуктивно связанной плазмой установлено содержание (г/т): Pd – 1,26, Pt – 0,74, Au – 0,14.

Относительно происхождения самородного железа в интрузивных породах трапповой формации существуют различные представления. Одни исследователи считают, что его формирование происходило в мантийных условиях, другие – в абиссальных, коровых, а третьи – в гипабиссальных, в интрузивных камерах, где происходила кристаллизация расплава.

Наиболее реальной представляется третья точка зрения. Минералогопетрографические исследования свидетельствуют о том, что кристаллизация самородного железа осуществлялась в камере интрузии в определенных термодинамических и физико-химических условиях. Источником железа являлся сам долеритовый расплав, из которого в результате восстановительных реакций происходила экстракция элемента с последующей его кристаллизацией. Роль восстановителей могли играть углеводородсодержащие газы, которые, двигаясь по системе трещин, вступали на определенных участках в реакцию с железосодержащими сульфидами. Источником углеводородсодержащих флюидов при термальном воздействии расплавов могли быть силурийские сапропелиты, обнаруженные на данной территории [349, 350].

Практического значения как железная руда самородное железо не имеет, но может представлять интерес как минералогический и коллекционный материал.

Оруденение скарнового (метасоматического) типа представлено несколькими пунктами минерализации. *Пункт минерализации р. Чангада 11 (VI-4-2)*

установлен на правом берегу небольшого левого притока р. Чангада. Оруденение приурочено к дифференцированной интрузии далдыканского комплекса, прорывающей песчаники потокойской свиты. Интрузия вмещает ксенолит роговиков, который выходит из-под уреза воды и прослеживается в береговом обрыве на высоту 7 м. Его ширина – 1,5 м. В роговиках на контакте с интрузией наблюдается железорудное тело неправильной формы мощностью 0,5–0,6 м. Протяженность его по простиранию не установлена. Руда представлена магнетитом, образующим сплошные агрегаты неправильных по форме зерен с поперечником 0,3–0,4 мм. Среди магнетита встречаются изометричные кристаллы оливина. И в магнетите, и в оливине по трещинкам иногда отмечаются небольшие (0,03–0,5 мм) зерна марказита.

Химический анализ штучной пробы магнетитовой руды дал следующие результаты (%): SiO_2 – 24,73; TiO_2 – 0,29; Al_2O_3 – 8,17; Fe_2O_3 – 5,64; FeO – 46,97 [89].

Пункт минерализации р. Коготок 3 (Ш-5-7) расположен на водоразделе рек Коготок и Латара – левых притоков р. Маймеча. Здесь в подошве интрузии долеритов среди терригенных частично ороговикованных пород пермских отложений обнаружены элювиальные развалы роговиков с обильной вкрапленностью магнетита. Минерализованная зона представлена обособленными выделениями шпировидной формы размерами до нескольких десятков см.

По данным минераграфического анализа, руды на 20–40 % сложены магнетитом в ассоциации с пирротинном (до 3–5 %), мельниковитом, марказитом, пиритом (до 10 %), лимонитом (до 10–15 %), редко встречается когенит (до 1 %), самородное железо и халькопирит (менее 0,5 %). Текстура руд массивная тонко-густовкрапленная, иногда прожилковая. Магнетит представлен равномерно распределенными изометричными и полигональными зернами размером до 0,15 мм. Пирротин находится с ним в аллотриоморфном срастании и замещается мельниковитом, марказитом, пиритом. Лимонит выполняет трещины, пересекающие все минеральные ассоциации, халькопирит находится в сростках с пирротинном [306].

Пункт минерализации р. Бол. Романиха 7 (Ш-5-12) расположен в верховьях р. Легаки (левый приток р. Бол. Романиха) и представлен находкой единичной глыбы размером 20 см среди развалов долеритов в подошве силла. Глыба сложена рудой массивной текстуры, состоящей из магнезиоферрита (85 %), самородного железа (до 1 %), пирротина (0,5 %). Магнезиоферрит подтвержден рентгеноструктурным анализом [306].

Пункт минерализации р. Кунтыкахы 2 (IV-3-9) расположен в верхнем течении одноименной реки и приурочен к контакту известняков с силлом долеритов. Оруденение представляет собой линзы магнетита мощностью 10–12 см и длиной до 0,5 м [57].

Проявление апатит-магнетитовой рудной формации связано с массивом щелочно-ультраосновных пород Далбыха. На *проявлении Далбыха (Ш-6-18)* апатит-магнетитовые руды 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 данным типом руд в южной части массива среди карбонатитов. Интерпретация геофизических материалов свидетельствует о предполагаемом увеличении размеров этих тел. Прогнозные ресурсы этого типа руд могут составлять первые миллионы тонн при содержании железа валового 20–25 % [325].

Магнетитовые руды этого типа также отмечаются и среди апатитовых руд Гулинского месторождения, однако развиты там незначительно [352].

Марганец. В пределах территории листа отмечено два *пункта минерализации* марганца. Он в составе браунита был встречен в элювиально-делювиальных обломках брекчиевидных силурийских доломитов в верховьях р. Бысы-Юрях (III-6-5) и по левобережью р. Маймеча (III-5-8). Браунит образует в доломитах скопления неправильной формы и ветвистые прожилки мощностью до 2 см. Практического значения эти пункты минерализации не имеют.

По данным металлометрического опробования, в отдельных разобщенных пробах из четвертичных отложений верховьев р. Далбыха максимальное содержание марганца составляет около 1 % [213].

Хром. Хромиты являются характерными аксессуарными минералами в ультраосновных породах Гулинского массива, что было отмечено еще на ранних стадиях его изучения. Однако невысокие их содержания не позволили рассматривать хромиты как самостоятельный вид полезного ископаемого. По данным химического анализа, среднее содержание окиси хрома составляет 0,19 %, максимальное – 7,5 % [304]. Тем не менее проявления хрома показывались на всех предыдущих картах полезных ископаемых [52, 352, 353].

На представляемой карте третьего поколения показаны *пункты минерализации* р. Сэлингдэ 1 (II-6-10), р. Сабыда 1 (II-6-14), р. Маймеча 4 (II-6-29) и два шлиховых ореола хромитов. Все пункты минерализации расположены в пределах Гулинской интрузии. Здесь в дунитах хромит присутствует в виде мелкой вкрапленности (до 1 мм) в сростках с магнетитом и титаномagnetитом и в виде скоплений по трещинам отдельности. Практического значения проявления пока не имеют [351, 352].

Более детально хромиты как потенциальные спутники платиноидов изучены в монографии К. Н. Малича [129]. Им среди дунитов Гулинского массива выделена отдельная петрографическая разновидность – хромититы (дуниты с высокими содержаниями хромита). По его мнению, типоморфным минералом в дунитах являются феррихромит, по морфологии подразделяемый на аксессуарный, вкрапленный, шлировый и прожилковый, формирующий хромититы. По данным одного химического анализа хромититов, содержание трехоксида хрома составляет 19,25 %, в обычных дунитах оно находится на уровне 0,84–0,98 %.

Таким образом не исключается возможность наличия в ультраосновных породах Гулинского массива хромита как самостоятельного вида полезных ископаемых, хотя до сих пор параметры таких скоплений хромитов не установлены и никем не изучены. Повышенные содержания хромита и хромшпинелидов отмечаются по результатам шлихового опробования аллювия рек Гулэ и Сабыда, где их содержание составляет от 120 до 1500 г/т [351].

Титан. В пределах площади листа отмечены одно проявление и четыре пункта минерализации титана. Все они связаны с массивами ультраосновных пород маймеча-котуйского и гулинского комплексов. Пункты минерализации выборочно показаны в пределах Гулинского массива, таких объектов в пределах массива достаточно много, показывать их все не позволяет масштаб карты, но и так характеристика этого оруденения достаточно изучена. Оно связано с ультрамафитами массива: пироксенитами и оливинитами. Рудные пироксениты широко развиты в Гулинском массиве, образуют линзы, гнезда, жилы и залежи, занимающие до 40 % пироксенитовых тел. Крупные концентрации титаномагнетита приурочены к центральным и восточным участкам массива: *пункты минерализации р. Сабыда 9 (II-6-6), руч. Олений 1 (II-6-8), р. Сабыда 6 (II-6-11), р. Сабыда 8 (II-6-15).*

Титановая минерализация представлена линзообразными крутопадающими телами рудных клинопироксенитов, выполняющими системы трещин в дунитах. Протяженность тел – 5–300 м, мощность – 1–30 м. Сближенные между собой тела группируются в рудные поля протяженностью до 5 км и мощностью до 500 м. Тела рудных пироксенитов создают высококонтрастные положительные аномалии в магнитном поле, площадь которых может достигать 10 км².

Рудный минерал – титаномагнетит, содержание его в породе – 20–40 %, в отдельных разновидностях пироксенитов достигает 55 %. Среднее содержание железа валового составляет 20 %, двуокиси титана – 5 %. Фазовый анализ рудных клинопироксенитов показал низкое содержание в них железа и его плохую извлекаемость. В некоторых разновидностях рудных пироксенитов содержание составляет (%): FeO + Fe₂O₃ – до 68,6, TiO₂ – до 18,8, а MnO – до 0,5 [349, 352].

Проявление Кресты (II-4-5) приурочено к Крестовской интрузии щелочно-ультраосновных пород. Рудоносными являются практически все породы интрузии. Авторами проведенной здесь геологической съемки масштаба 1 : 50 000 [353] выделено три основных типа пород, которые, по их мнению, являются рудоносными: оливиниты с перидотитами, пироксениты и мелилитовые породы (кугдиты). Основными рудными минералами титана в них являются титаномагнетит и перовскит. По результатам химических анализов определено среднее содержание двуокиси титана для этих минералов во всех разновидностях пород. С учетом содержаний минералов в породах определено содержание извлекаемого TiO₂, которое составило (%): для оливинитов – 4,43, пироксенитов – 6,80, мелилитовых пород – 5,98.

Такой сложный подсчет вызван тем, что при этом исключается TiO₂, находящийся в силикатных минералах, который не извлекается при технологических процессах. Суммарное содержание TiO₂, по анализам пород, может достигать 17 %.

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Медь, никель. Медно-никелевая минерализация широко распространена в пределах территории листа. Основная часть проявлений и пунктов минерали-

зации расположена в пределах Восточно-Путоранской медно-никелевой нижнетриасовой прогнозируемой минерагенической области. Участки сгущения объектов этого типа минерализации выделены в отдельные медно-никелевые металлогенические объекты: Боярско-Дельканский рудный район, а также Кунтыкахинский и Ледянский рудные узлы. Медь является также сопутствующим элементом в пределах Хугдякито-Дагалдынской свинцово-цинковой и Хантайской железо-меденосной областей.

Выделено два генетических типа оруденения: существенно медный гидротермальный и медно-никелевый магматический. Граница между ними иногда проводится достаточно условно. Те проявления, которые расположены непосредственно в интрузивных телах в виде вкрапленности и шлировых обособлений, образуют рудоносные горизонты, имеют несомненную магматическую (вероятно, ликвационную) природу. Проявления, пространственно оторванные от интрузивных тел и находящиеся в ассоциации с такими минералами как кварц и кальцит, с большой долей вероятности относятся к гидротермальным образованиям. Но некоторые объекты преимущественно в виде жильных и прожилковых тел, расположенные в интрузивных телах или в непосредственной близости от них имеют неясную генетическую природу и относятся разными исследователями к разным генетическим типам. Затруднения по отнесению оруденения к тому или иному генетическому типу часто возникают из-за недостаточно подробного описания проявлений в первоисточниках.

В результате анализа всех предыдущих материалов в пределах площади листа показан 51 объект коренной медной и медно-никелевой минерализации. Из них 10 пунктов минерализации гидротермального типа, а также пять проявлений и 36 пунктов минерализации магматического типа. Помимо того, на площади выявлены 18 точек шлихового опробования с повышенными содержаниями халькопирита и 11 шлиховых ореолов этого минерала, иногда с сопутствующими галенитом, сфалеритом и пентландитом, а также 10 геохимических аномалий меди, два никеля, некоторые из них со свинцом, цинком и кобальтом.

Объекты медной минерализации гидротермального типа.

Пункт минерализации р. Верх. Чопко 1 (IV-2-2) расположен на участке среднего течения р. Верх. Чопко в 10 км выше ее устья. Здесь на протяжении 50 м песчаники потокойской свиты интродуцированы тремя дайками оливинсодержащих долеритов мощностью от 4 до 5 м. В дайках к трещинам отдельно порода приурочены кальцитовые жилы мощностью 15–20 см. В долеритах отмечается мелкая и тонкорассеянная вкрапленность пирита и в меньшей степени халькопирита (до 1 %). Более интенсивная вкрапленность этих минералов развита по зальбандам кальцитовых прожилков и на участках трещиноватости в виде густовкрапленных и прожилковых образований. Размер вкрапленников достигает 1–2 мм в поперечнике, а мощность прожилков – 2–3 мм. В ороговикованных песчаниках зоны экзоконтакта (0,5 м) вкрапленность тех же сульфидов иногда составляет 10–12 % [142].

Пункт минерализации оз. Баселак 1 (IV-2-4) расположен на северном склоне долины оз. Баселак, в 2 км выше устья ручья. Вдоль склона прослежи-

вается силл, сложенный оливинсодержащими долеритами с редкими вкрапленниками сульфидов размером до 1 мм. На протяжении 80 м вдоль видимой части интрузии фиксируются три крутопадающие зоны дробления пород мощностью от 3 до 5 м. В этих зонах наблюдается повышенное количество сульфидов, образующих вдоль плоскостей трещин прожилки мощностью до 2 мм. Количество сульфидов колеблется от 2–3 % в долеритах интрузии до 7–12 % на участках дробления этих пород. При изучении сульфидов в аншлифах установлены пирит двух генераций, халькопирит и пирротин. Халькопирит иногда выполняет тончайшие трещины в долеритах. Изредка отмечаются марказит, развивающийся по пириту, и единичные зерна сфалерита. Минералы группы окислов представлены магнетитом в виде редких тонких (доли миллиметра) зерен и выделениями ильменита игольчатой формы.

Восточнее данного проявления в интрузии оливинсодержащих долеритов мощностью до 40 м обнаружен ксенолит ороговикованных мелкозернистых песчаников размером 1,5 × 10 м. В этих песчаниках и в долеритах около ксенолита содержатся вкрапленники халькопирита, пирротина и пирита размерами от долей миллиметра до 0,5 см в поперечнике. Содержание сульфидов изменяется от 2 до 5 %. Кроме пирротина в рудной массе присутствует небольшое количество сфалерита с мелкими сетчатыми выделениями пирротина второй генерации [142].

Пункт минерализации оз. Баселак 3 (IV-2-6) расположен на южном склоне долины оз. Баселак в 5 км к востоку от одноименного озера, где прослеживается пластовая интрузия оливинсодержащих долеритов. На участке этого тела мощностью 50 м и протяженностью до 80 м в долеритах рассеяны вкрапленники сульфидов размерами от долей миллиметра до 0,5 см в поперечнике, которые приурочены к трещинам либо группируются вблизи от них. Количество сульфидов халькопирит-пирротинового и пиритового состава изменяется от 1 до 5 %.

Спектральные анализы пород с сульфидной вкрапленностью показали содержание (%): меди – от 0,01 до 0,12, никеля – от 0,003 до 0,01, кобальта – от 0,008 до 0,01, цинка – от 0,01 до 0,03. Анализ бороздовой пробы из долеритов, взятой из участка трещиноватости, показал следующие содержания (%): медь – 0,01, никель – 0,02, кобальт – 0,01 [142].

Рассмотренные пункты минерализации, по мнению авторов ГГК-200, относятся к группе гидротермально-метасоматических и связаны, по-видимому, с постмагматическими растворами трапповой магмы. Весьма характерна приуроченность сульфидов к зонам мелких дизъюнктивных дислокаций на участке оз. Баселак, очевидно, оперяющих Баселакский разлом. В то же время, судя по описанию, не исключается их магматический генезис.

Пункт минерализации р. Бол. Романиха 6 (III-5-9) представляет собой оруденение в зоне тектонических нарушений в доломитах и известняках силура в виде единичных гнезд халькопирита размерами до 1 см, сопровождаемые гидроокислами железа и медной зеленью [306].

Пункт минерализации р. Кунтыкахы 6 (IV-4-6) находится на левобережье р. Агланкан в ее среднем течении и приурочен к зоне разлома, где приведены в соприкосновение пестроцветные глинистые доломиты верхней толщи усть-куранахской свиты и песчаники кунтыкахинской свиты. Среди этих песчани-

ков установлен участок размером $0,5 \times 5$ м с тонко рассеянным и халькозинном, пиритом и марказитом. Полуколичественный спектральный анализ штучной пробы показал наличие в породе 1,5 % меди. Эта зона минерализации, по-видимому, гидротермального происхождения представляет, по мнению автора ГГК-200, поисковый интерес [141].

Пункт минерализации меди, цинка и свинца в верховье р. Чангада в 9,2 км выше устья р. Кима (*р. Чангада 4 – V-4-13*) представлен тонко рассеянной вкрапленностью пирита, сфалерита, галенита и халькопирита в скарнированных известковистых песчаниках ханарской свиты и карбонатных породах каларгонской свиты, прорванных мелкими интрузиями долеритов. Скарны образуют в породах гнезда и линзы размером $1-3 \times 3 \times 5$ м, состоят из крупных (до 1 см) кристаллов граната, скаполита, карбоната и мелких – диопсида, а участки, сохранившие реликты первичного строения, представлены диопсид-карбонат-гранат-альбитовыми разностями. Содержание сульфидов в них местами достигает 3–12 %, размеры таких участков – не более 0,3–0,5 м, а общий объем не превышает 2–3 % всей площади выхода. На участках с наиболее интенсивной сульфидной вкрапленностью химическими анализами семи бороздовых и пяти штучных проб установлено содержание (%): медь 0,02–0,26, свинец 0,01–0,65, цинк 0,01–0,42. Оруденение прослежено в коренном выходе пород в виде берегового обрыва протяженностью 60 м и высотой 20 м.

По масштабам и низкому содержанию компонентов установленный пункт минерализации не представляет практического интереса. Однако не исключено, что при более детальных поисковых работах с достаточно большим объемом горных работ могут быть обнаружены более крупные рудные тела, не вскрытые эрозией. Описанное оруденение, по мнению автора, имеет гидротермальное происхождение [108].

Пункт минерализации р. Чангада 17 (VI-5-9) расположен на правом берегу реки, в 7 км выше устья р. Мокчаки-Сене. Представляет собой гидротермальное проявление медных руд, приуроченное к зоне дробления шириной 1,2–1,5 м и видимой протяженностью 18 м. В этой зоне долериты обохрены, частично амфиболизированы, содержат многочисленные прожилки кальцита, неравномерную вкрапленность и гнезда (3–5 см) пирита и халькопирита. Рудная вкрапленность на наиболее обогащенных участках составляет 10–15 % породы. Халькопирит (5–7 %) заполняет мелкие трещинки и угловатые промежутки между зернами пирита (аллотриоморфнозернистая структура). В связи с низким содержанием меди (0,01 %) (по данным спектральных анализов) химический анализ руды не производился [20].

Пункт минерализации р. Далдын (VI-6-3) расположен на водоразделе рек Амбардах и Далдын. Представляет собой гидротермальное проявление медных руд, приуроченное к контакту гиперстенсодержащих долеритов и известняков лландоверийского отдела силура. Долериты контактируют с известняками по широтному разлому, вдоль которого отмечается зона (10 м) скарнирования, прослеженная по глыбовым развалам на протяжении 200 м. Скарны – диопсид-пренитовые и эпидот-диопсид-гранатовые породы с реликтовой слоистой текстурой и послойными прожилками (0,5–1 см) крупнокристаллического кальцита с рудной вкрапленностью (25–30 % прожилка).

Рудные вкрапленники представлены в основном пиритом с примесью (2–5 %) халькопирита. Последний распространен в ксеноморфных выделениях (0,02–1,5 мм) между кубическими зернами пирита. Пирит и халькопирит по трещинкам замещаются лимонитом. Содержание меди, по данным спектральных анализов, незначительно (0,003–0,2 %) и только в единичных пробах в зоне разлома составляет 0,3 %. В качестве элемента-примеси присутствует кобальт (до 0,2–0,3 %) [20].

Объекты медно-никелевой минерализации магматического типа. Данные объекты описаны по указанным выше минерагеническим подразделениям.

Наибольшее количество проявлений и пунктов минерализации меди и никеля расположено в пределах Боярско-Дельканского минерагенического района. Большинство из них были выявлены в процессе геологической съемки масштаба 1 : 200 000 в 1960–1970-х годах, тематических работ, проводимых НИИГА [218], а также прогнозных исследований ВСЕГЕИ [249, 395, 396]. В последующем на этой территории геологическую съемку масштаба 1 : 50 000 и поиски проводила Полярная экспедиция ПГО «Красноярскгеология» [306, 349, 350, 355].

Большинство исследователей считает, что медно-никелевая минерализация в данном районе приурочена к нескольким слабодифференцированным (от пикритовых и троктодолеритовых до кварцсодержащих габбродолеритов) интрузивным телам троктолит-долеритовой (по Н. С. Маличу) формации: Ханарскому, Хунгтукунскому, Романихинскому, Маймечинскому и Хининдинскому, отнесенными к карамскому комплексу. Границы между ними и другими телами пород основного состава достаточно расплывчаты, из-за эрозии тела распадаются на отдельные фрагменты, полоса разрозненных выходов интрузий трапповой (в традиционном понимании) формации протягивается в западно-северо-западном направлении вдоль всего борта Тунгусской синеклизы. Тем не менее, описание дается с привязкой к указанным выше массивам.

Ханарская группа проявлений. В данную группу входят показанные на карте пять рудных объектов медно-никелевой минерализации, расположенные в бассейне р. Логоки – правого притока р. Ханар. Вообще таких объектов можно было показать больше, так как оруденелые линейные зоны прослеживаются вдоль приподошвенных частей интрузивных массивов на сотни метров с локальными перерывами, однако мелкий масштаб карты не позволяет это сделать, тем более, что описанные объекты и так дают полное представление о характере оруденения.

В верховьях р. Логоки (*проявление р. Логоки 4 – Ш-3-18*) в подошве Ханарской интрузии зафиксирована рудная залежь линзообразной формы, прослеженная в элювиальных развалах и коренном залегании на 75 м при ориентировочной мощности 1,5 м. Здесь в подошвенной части горизонта такситовых габбродолеритов содержатся вкрапленные руды сульфидов в количестве 3–15 % объема породы и единичные прожилки сплошных сульфидных руд. Вкрапленные руды обнаруживают интерстиционную и каплевидную текстуры, прожилки достигают мощности 2 см. Сульфиды представлены пирротинном, халькопиритом, пентландитом, кубанитом, пиритом и марказитом. Сов-

местно с сульфидами встречаются титаномагнетит, магнетит, ильменит. Содержание меди по данным химического анализа двух бороздовых проб – 0,10–0,34 %, по данным спектрального количественного анализа штуфных проб – 0,46–2,1 %.

На *проявлении р. Логоки 5* (Ш-3-20) в подошвенной части дифференцированной интрузии обнаружены сплошные сульфидные руды. Они образуют жилу мощностью 0,3 м, прослеженную на 0,8 м по простиранию. В 5 м к юго-востоку от нее вдоль подошвы из-под делювиальных глыб частично обнажается еще одна жила аналогичного размера. Сплошные руды залегают на контакте интрузии габбродолеритов с вмещающими породами, представленными ороговикованными алевролитами. Сплошные руды на 70 % состоят из сульфидов, с линзовидными и изометричными включениями мелкокристаллических долеритов и роговиков. Сульфиды представлены пирротинном, халькопиритом и марказитом. Содержание меди в штуфных пробах сплошной руды, по данным химического анализа, достигает 0,87 %, содержание никеля – 0,47 %. В подошве данной интрузии выше сплошных руд отмечаются вкрапленные руды и прожилки мощностью до 3 см. Содержание вкрапленных и прожилковых руд достигает 3 % объема породы. Состав вкрапленно-прожилковых руд – пирротин, халькопирит, пентландит. В бороздовой пробе, взятой вкрест простирания сплошной и прожилково-вкрапленных руд, по данным химического анализа, содержится 0,61 % меди и 0,22 % никеля.

Юго-западнее, в подошвенной части Ханарского останца обнаружена зона брекчирования юго-западного простирания, содержащая вкрапленно-прожилковое оруденение, прослеженное на 10 м. Ширина зоны – 1,5–2 м [240].

Более мелкие по масштабам объекты меди и никеля, связанные с Ханарской дифференцированной интрузией карамского комплекса (*пункты минерализации р. Логоки 1 – Ш-3-9, р. Логоки 2 – Ш-3-14, р. Логоки 3 – Ш-3-15*) приурочены к различным горизонтам интрузивных тел. Они характеризуются незначительными размерами (до $1,5 \times 10$ м) и содержанием прожилково-вкрапленных руд до 15 % или большими размерами до 300×15 м и содержанием сульфидов до 1 %. Сульфиды представлены халькопиритом, пентландитом и пирротинном (последний преобладает). Содержание меди в штуфных пробах из этих проявлений, по данным спектрального количественного анализа, колеблется в пределах 0,01–0,33 %, содержание никеля обычно – 0,03–0,13 %, в отдельных пробах достигает 0,23 % [240].

Долериты в южной части массива (*пункт минерализации IV-3-1*) содержат неравномерно рассеянные вкрапленники сульфидов размером от долей миллиметра до 5 мм в поперечнике, количество их заметно увеличивается к нижнему контакту интрузии с вмещающими породами и составляет здесь 1–2 %. Во вкрапленниках установлен пирит (50 %), реже пирротин, халькопирит, изредка марказит, сфалерит, магнетит и ильменит. Полуколичественный спектральный анализ штуфных проб метасоматически измененных толеитовых долеритов с сульфидной вкрапленностью показал содержание (%): медь – 0,015, никель – 0,015 и кобальт – 0,003 [141].

К западу от Ханарского массива обнаружено еще несколько пунктов минерализации с убогими содержаниями меди и никеля. На р. Лев. Кунтукалах (*пункт минерализации р. Лев. Кунтукалах – Ш-2-11*) микродолериты корне-

вых фаций трещинных массивов импрегнированы вкрапленностью пирита, который слагает 15–20 % объема породы. ореолы минерализации не превышают 0,5 м. Содержания полезных компонентов, по данным полуколичественного спектрального анализа, составляют (%): медь 0,01, никель 0,01, кобальта 0,004 [159].

На правом берегу р. Укси (*пункт минерализации р. Укси – Ш-2-5*) с пластовым телом пикритовых трахидолеритов связана вкрапленность мелких зерен самородной меди. Несмотря на полное отсутствие макро- и микроскопически видимой вкрапленности сульфидов, спектральным анализом в штуфной пробе в пробуренных пикритовых трахидолеритах выявлено (%): никеля – до 0,08, меди – 0,02 и кобальта – 0,005 [159].

Проведенные Норильской экспедицией в 1975–1977 гг. на Ханарском участке поисковые работы [297] подтвердили наличие сульфидной минерализации как вкрапленной, так и шлировой со сплошными рудами в обнаженных выходах интрузии. Однако крупных скоплений руд норильского типа не было обнаружено, в связи с чем была дана отрицательная оценка перспектив участка. Однако некоторые исследователи [386, 395] полагают, что окончательную оценку перспектив Ханарского участка можно будет дать только при изучении не вскрытой части интрузии, где возможно наличие слепых рудных тел с промышленными содержаниями меди и никеля.

Такая задача была поставлена перед поисково-ревизионными работами, которые были проведены Полярной ГРЭ ПГО «Красноярскгеология» в 1978–1980 гг. Основным видом этих работ было бурение скважин глубиной 300–800 м с целью вскрытия нижних горизонтов интрузивных массивов и определения их рудоносности. В ходе выполнения этих работ на площади около 250 км² пробурена 21 скважина общим объемом 9046 м. Вскрыты контакты всех интрузивных тел как собственно Ханарского массива, так и залегающего ниже него так называемого «Нижнего» пластового тела.

Сульфидная минерализация, связанная с Ханарским массивом, отмечена практически во всех скважинах, перебуривших интрузивные тела, но в относительно заметных количествах она наблюдалась только в трех скважинах. Оруденение приурочено к такситовому горизонту в подошве интрузии. Так, в скв. СП-1 гнездообразные вкрапленники сульфидов размером от первых мм до 3–5 см встречены в интервале 111–144 м с содержанием от 1 до 4–5 % в отдельных интервалах мощностью 0,8–4 м. Минеральный состав вкрапленников, по данным изучения трех аншлифов (%): пирротин – 40–80, халькопирит – 7–10, пентландит – 1–2, магнетит и ильменит – 1–10, пирит – 2–5. В двух других скважинах мощности зон заметной сульфидизации составляют 4–5 м. Точечная рассеянная вкрапленность отмечена в других скважинах, вскрывших Ханарскую интрузию, однако заметных скоплений она не образует.

По данным kernового опробования (20 проб), в трех скважинах содержания колеблются (%): медь в пределах 0,01–0,05 (максимальное 0,19), никель 0,01–0,06 (максимальное 0,1), кобальт 0,003–0,007 (максимальное 0,013).

В целом по результатам этих работ отрицательная оценка перспектив медно-никелевой минерализации Ханарской площади [355].

Хунгтукунская группа проявлений. В эту группу входят показанные на карте два проявления и три пункта минерализации, расположенные

в бассейне р. Хунгтукун и приуроченные к одноименному интрузивному массиву. Так же, как в Ханарской группе, таких локальных объектов, расположенных вблизи друг от друга, больше. Эти объекты были выявлены при поисковых работах НИИГА в 1966 г. [380], затем исследовались в процессе геологической съемки масштаба 1 : 200 000 [240], но более детально они изучены при составлении ГК-50 [350].

П. Н. Сигуновым в среднем течении р. Хунгтукун в придонной части интрузии были обнаружены четыре линзовидных тела с вкрапленной сульфидной минерализацией, длиной от 350 до 650 м, и видимой мощностью от 5,4 до 13 м. Сульфиды представлены пирротином, халькопиритом, пентландитом, титаномагнетитом, пиритом, марказитом. Содержание полезных компонентов в рудных минералах неравномерное. Максимальное содержание меди в штучных пробах составляет 0,5–0,6 %, никеля 0,19–0,23 %, благородных металлов (г/т): платины – 0,16–0,36, палладия – 0,24–0,84, золота – 0,02.

В бороздовой пробе, взятой из нижней части рудного тела, количество меди составило 0,28 %, никеля – 0,12 %. Генезис медно-никелевого проявления, по мнению авторов, не установлен. Есть признаки, свидетельствующие о его гидротермально-метасоматическом происхождении [380].

По данным А. Н. Тараховского, на правом берегу р. Хунгтукун к одноименной интрузии приурочены две линзообразные залежи. Одна из них – *проявление р. Хунгтукун 1* (III-4-9) – прослеживается на 400 м по элювиально-делювиальным развалам рудоносных габбродолеритов. Рудные минералы – пирит, пирротин, халькопирит и пентландит – составляют до 5 % объема породы. Форма выделений сульфидов – интерстиционная и каплевидная. Содержание меди в штучных пробах, по данным количественного спектрального анализа, колеблется в пределах 0,09–0,60 %, никеля – 0,01–0,28 %.

Вторая залежь – *проявление р. Хунгтукун 3* (III-4-11) в виде элювиально-делювиальных глыб мощностью около 6 м прослежена по простиранию на 500 м. Содержание сульфидных минералов составляет 3–12 % объема породы, форма выделений интерстиционная, реже округлая. Основная масса сульфидов представлена пиритом и пирротином, до 5 % сульфидов составляют халькопирит и пентландит. Кроме того, в значительных количествах встречается титаномагнетит. Содержание меди в штучных пробах – 0,10–0,23 %, никеля – до 0,2 % [240].

При проведении ГС-50 [350] это оруденение было изучено более детально. Практически все проявления пространственно и генетически связаны с Хунгтукунской интрузией, где они встречаются спорадически, и какой-либо приуроченности их к определенной части массива не наблюдается. Одиночные выделения сульфидов можно встретить в любой части интрузии. Рудные тела представлены висячими зонами бедных оруденелых пород и морфологически представляют собой залежи линзовидной формы, мощность которых в разрезах достигает нескольких метров. Внутреннее строение рудных тел характеризуется неравномерным распределением рудной минерализации по простиранию. Протяженность рудных зон, включая безрудные участки, достигает сотен метров.

Проявления представляют собой участки милонитизированных габбродолеритов. В разрезе интрузии они занимают подвешенное относительно по-

дошвы массива положение. По характеру выделения сульфидная минерализация подразделяется на интерстиционную, каплевидную (5–17 мм) и прожилково-шлировую. Прожилки имеют мощность до 0,5–1,5 см, которые в отдельных случаях переходят в раздувы – шпирь размером до 3 × 6 см. Прожилково-вкрапленная руда часто находится в практически безрудных габбродолеритах. Особенностью сульфидных руд является отсутствие метасоматических минералов в ассоциации с рудными.

Состав сульфидной минерализации преимущественно пирротиновый, реже отмечаются халькопирит, пентландит, марказит, пирит, кубанит. Формы выделения минералов и их соотношения напоминают таковые в норильских месторождениях, пирротин образует зернистые массы с пламевидными вростками пентландита вдоль трещин спайности и на границе с халькопиритом, реже встречаются порфириновые выделения пентландита и халькопирита.

Содержание сульфидов в среднем составляет 1–3 %, повышаясь в обогащенных рудах до 10–15 %. Минеральный состав наиболее богатых сульфидами штуфов следующий (%): пирротин – 15–20, халькопирит – 1–3, пентландит и виоларит – около 1, магнетит – 3–4, гидроокислы железа – 4–5, единичные зерна кубанита, марказита, пирита. Среднее содержание меди, по результатам химического анализа, бороздовых проб, – 0,35 %, никеля – 0,082 %.

С целью оценки группы проявлений на р. Хунгтукун пробурены две скважины до полного пересечения интрузивного тела. В одной из них сульфидная минерализация не обнаружена, в другой скважине вскрыт горизонт шпиров лейкогаббродолеритов мощностью около 1 м, несущих сульфидную прожилково-вкрапленную минерализацию (1–3 %), в обогащенных единичных мелкошлировых выделениях содержится до 20–25 % сульфидов. Содержание полезных компонентов, по данным химического анализа двух проб из скважин (%): медь – 0,12 и 0,044, никель – 0,023 и 0,15, кобальт – 0,005 [350].

Пункт минерализации р. Мал. Романиха (Ш-4-8), расположен на одноименной реке, тоже связан с Хунгтукунской интрузией. Рудные зоны, вскрытые эрозией, представляют собой горизонты оливиновых долеритов, содержащих неравномерную рассеянную вкрапленность сульфидов. В наиболее обогащенных участках, разделенных безрудными интервалами, содержание сульфидов достигает 1–2 %. Мощность рудных зон (определенная по элювиальным развалам) не превышает 3–5 м, протяженность – 20–100 м. Структурно проявление приурочено к крыльям кальдерообразного прогиба в центральной части Хунгтукунской интрузии [350].

Пункт минерализации р. Хунгтукун 7 (Ш-4-17) расположен на правом борту реки, приурочен к приподошвенной части Хунгтукунской интрузии. Рудное тело представлено зоной оруденелых оливиновых долеритов. В экзоконтакте – ороговикованные песчаники и алевролиты ханарской свиты. Строение рудного тела характеризуется чередованием участков до 100–150 м с бедной сульфидной вкрапленностью (до 1 %) с единичными шпировыми скоплениями сульфидов и участков безрудных долеритов. Протяженность зоны оруденения, включая безрудные участки ~ 600 м, мощность – до 10 м. Состав руд – пирротин до (5 %), халькопирит (1 %), пентландит, талнахит (единичные зерна). Химическим анализом двух точечных проб установлено

содержание (%): меди – 0,027 и 0,12, никеля – 0,13 и 0,10, кобальта 0,012 и 0,013 [350].

На флангах Хунгтукунской интрузии выявлено еще два пункта минерализации.

Пункт минерализации р. Прав. Атырдах 1 (Ш-4-20) расположен на правом борту одноименной реки и пространственно приурочен к эрозионному останцу нижнего эндоконтакта фланговой части Хунгтукунской интрузии с доломитами устькуруанаской свиты. Рудное тело представлено зоной оруденелых оливиновых габбродолеритов протяженностью 30 м, шириной ~15 м, мощностью 1–1,5 м. В долеритах отмечена бедная, неравномерная рассеянная вкрапленность пирротина и халькопирита размером до 1–3 мм. Содержание сульфидов – около 1 %, по данным химического анализа штучных проб, содержание (%): меди – 0,029, никеля – 0,014, кобальта – 0,0041 [350].

Пункт минерализации р. Баты-Юрях 4 (Ш-3-8) расположен на правом берегу р. Баты-Юрях, приурочен к тектонической зоне северо-западного простирания и находится в экзоконтакте дайки долеритов с ороговикованными ксенотуфами правобоярской овиты. Рудная минерализация прослежена на протяжении 20–25 м при мощности до 0,5 м. Содержание сульфидов – до 3 %, вкрапленность тонкая (до 1 мм) неравномерная. По данным химического анализа двух штучных проб, содержание (%): меди – 0,010 и 0,21, никеля – 0,013 и 0,01, кобальта – 0,0084 и 0,012 [350].

Романихинская группа проявлений. В эту группу входят показанные на карте одно проявление и три пункта минерализации, расположенные в бассейне р. Бол. Романиха и ее левых притоков – ручьев Секталылар и Нерэкэ. Она приурочена к Романихинскому слабодифференцированному массиву пород основного состава. Некоторые исследователи считают его продолжением Хунгтукунского массива. Наиболее полно эти объекты изучены при проведении геологической съемки масштаба 1 : 50 000 [306].

Самым значительным в данной группе является *проявление руч. Секталылар 1* (Ш-4-3). Геологическая ситуация характеризуется наличием на этом участке южного окончания меридионально ориентированного валлообразного поднятия, осложненного вулканотектонической структурой Секталылар. Рудоносная интрузия оливиновых и троктолитовых долеритов, наследуя структуру вмещающих пород, имеет периклинальное залегание, локализуется в терригенных верхнепалеозойских отложениях. Проявление представлено группой близко расположенных оруденелых участков.

На одном из них оруденение вскрыто эрозией на своде поднятия в подошве маломощного останца интрузии. Породы экзоконтакта – ороговикованные полимиктовые песчаники. Рудное тело – минерализованная зона мелкозернистых долеритов эндоконтакта и песчаников экзоконтакта видимой мощностью около 1 м – прослеживается с перерывами на 350–400 м. Содержание вкрапленников сульфидов в наиболее обогащенных участках не превышает 1–2 %, они представлены пирротинем в сростании с халькопиритом, редко – пентландитом. В наиболее богатой штучной пробе содержание (%): меди – 0,55, никеля – 0,11, кобальта – 0,007.

Другой участок расположен в 3 км юго-западнее предыдущего, на западном крыле валлообразного поднятия вблизи днища долины руч. Секталылар.

Приурочен к подошве интрузии, довольно круто (до 10°) падающей на юго-запад. В эндоконтакте – мелкозернистые долериты с ксенолитами интенсивно ороговикованных, оплавленных песчаников, в экзоконтакте – ороговикованные песчаники. Мощность эруптивной брекчии и роговиков экзоконтакта – до 2 м. Рудное тело – зона неравномерно рассеянной сульфидной вкрапленности в роговиках экзоконтакта и менее оруденелых микродолеритах – прослежена на 150 м. В наиболее обогащенных участках (шлировых скоплениях размером до 0,5 м) концентрация сульфидов достигает 35 %, рядовые содержания сульфидов – 1–5 %. Минеральный состав наиболее богатых штуфов, по данным минераграфии, следующий (%): пирротин – 15–20, халькопирит – 3–15, пентландит – до 1, магнетит, гидроокислы железа – 5–6 %, единичные зерна кубанита и талнахита. Пирротин в виде изометричных зерен и неправильных агрегатов размером до 15 мм содержит пламенивидные продукты распада пентландита. Халькопирит в тесном срастании с пирротинном, с включениями кубанита и талнахита. В наиболее богатых штуфных пробах содержание (%): меди – 0,91–1,29, никеля – 0,8–0,9, кобальта – 0,092.

Еще один участок находится в 0,5 км к юго-востоку от предыдущего и представляет собой по сути его продолжение. Здесь наблюдается резкое воздымание подошвы интрузии в северо-восточном направлении, отчетливо прослеживается горизонт микродолеритов эндоконтакта. Сама плоскость контакта частично закрыта осыпью и только фрагментами обнажаются роговики и ороговикованные песчаники экзоконтакта. В микродолеритах и роговиках отмечается убогая рассеянная вкрапленность сульфидов, среди которых резко выделяются единичные шлиры изометричной формы размером до 0,5 м, обогащенные сульфидами. Такого же размера глыбы богатых вкрапленных и участками сплошных массивных руд наблюдаются в осыпи. По данным минераграфии, в составе богатых руд в шлирах присутствуют халькопирит, пирротин, бравоит, магнетит, галенит, единичные знаки линнеита, золота, сперрилита, платины. Текстура руд массивная, с пятнистым распределением основных рудных минералов. Содержание меди и никеля в богатых рудах, по данным спектрального анализа, соответственно 5 и 1 %, по данным химического анализа, в богатых рудах – 20,75 и 1,85 %, в бедных вкрапленных рудах – 0,12 и 0,13 %.

Следующий участок расположен в 1 км к югу от предыдущего. Здесь наблюдаются элювиально-делювиальные развалы глыб долеритов, роговиков и ороговикованных песчаников, содержащих тонкую рассеянную, гнездовую, а в непосредственном контакте оливиновых долеритов с роговиками – прожилковую (мощность прожилков до 5 мм) сульфидную минерализацию. Проявление приурочено к средней части интрузии, вмещающей ксенолиты песчаников котуйской овиты, в контакте с которыми и локализована зона минерализации. Зона линейной формы, вытянутая в широтном направлении, прослеживается на несколько десятков метров вдоль линии тектонического нарушения. Наблюдается постепенное разубоживание минерализации при удалении от ксенолита песчаников. Содержание сульфидов в среднем – менее 1 %, в обогащенных штуфах – до 10 %. По данным минераграфии, в составе руд присутствуют пирротин, халькопирит, пентландит, единичные знаки кубанита и бравоита.

С целью оценки данного проявления пробурена скважина до полного пересечения рудоносной интрузии и пройдено несколько расчисток. Неполная мощность интрузии (кровля массива эродирована) по скважине составила 285 м. В приподошвенной части рудоносной интрузии в интервале глубин 226–271 м выявлена всяческая зона сульфидной минерализации с убогой (менее 1 %) неравномерной интерстиционной вкрапленностью пирротина и халькопирита.

Пункт минерализации руч. Нерэкэ 1 (Ш-4-6) связан с интрузией, расположен на водоразделе ручьев Торогой и Нерэкэ. Рудное тело, содержащее неравномерно рассеянную и гнездовую вкрапленность сульфидов, представлено горизонтом оливиновых, оливинсодержащих долеритов со шлирами лейкоаббродолеритов в подошве сильно эродированной интрузии. Морфологически это серия четковидных залежей, в наиболее обогащенных участках которых содержание сульфидов достигает 1–3 %, разделенных безрудными интервалами. Мощность рудных линз (определена по элювию) достигает 5–7 м в раздувах, протяженность – от 20 до 200 м. Внутреннее строение рудных линз характеризуется наличием относительно обогащенных участков шлировых скоплений сульфидов, разделенных участками с убогой вкрапленностью. Общая протяженность рудной зоны с учетом безрудных и эродированных участков – около 1,5 км.

Минеральный состав руд (%): халькопирит и пирротин в сумме – 2–4, пентландит, миллерит, бравоит – доли, магнетит, ильменит – 2–10. Текстура руд вкрапленная, структура аллотриоморфнозернистая. Основная масса сульфидов тесно срослась. Халькопирит в виде обособленных индивидов либо в сростании с пирротинном, включает лучистые агрегаты миллерита. Пентландит образует пламенеvidные структуры распада в пирротине. По данным спектрального анализа 26 точечных проб, отобранных из рудного горизонта, содержания полезных компонентов следующие (%): медь – 0,01–0,25 (среднее 0,04), никель – 0,01–0,08 (среднее 0,03), кобальт – 0,002–0,008. По данным химического анализа, в штуфных пробах максимальные содержания составляют (%): медь 0,43, никель 0,1, кобальт 0,008 [306].

Пункт минерализации руч. Нерэкэ 2 (Ш-4-7) представлен зоной сульфидной минерализации протяженностью 350 м и шириной около 50 м. Распределение рудных минералов неравномерное, содержания (%): пирротин – 1, халькопирит – 1, пентландит – менее 1, магнетит и ильменит – 3. По данным спектрального анализа, содержания составляют (%): медь – 0,01–0,04 (среднее 0,026), никель – 0,01–0,04 (среднее 0,027), кобальт – 0,03–0,05 [306].

Пункт минерализации р. Бол. Романиха 2 (Ш-4-2) расположен в долине одноименной реки, в 3 км ниже устья руч. Нерэкэ. Приурочен к экзо- и эндоконтакту кровли слабо дифференцированной интрузии. Породы кровли – ороговикованные песчаники котуйской овиты. В эндоконтакте – частично ассимилированные ксенолиты роговиков, к которым и приурочена бедная вкрапленность пирротина в ассоциации с халькопиритом, борнитом, ковेलлином, миллеритом, составляющими в сумме не более 1–2 % в наиболее богатых штуфах. Спектральным анализом штуфных проб установлены содержания (%): меди – 0,006–0,01, никеля – 0,004–0,015, кобальта – 0,002–0,006.

С целью оценки данной группы проявлений пробурены две скважины. Одной из них, расположенной в 3 км южнее слияния ручьев Секталылар и Торогой, пересечено интрузивное тело мощностью 52 м. В его пределах в интервале глубин 11–15 м выявлена висячая зона сульфидной минерализации, представленная горизонтом оливиновых долеритов с шширами лейкогаббродолеритов, содержащих бедную (1–2 %) сульфидную вкрапленность. Спектральным анализом керновых проб установлены содержания: меди – 0,02–0,1 %, никеля – 0,01–0,08 %.

Вторая скважина пробурена в истоках руч. Секталылар с целью пересечения интрузии в месте ее максимальной мощности и оценки глубоких горизонтов на медно-никелевое оруденение. Мощность интрузии по скважине составила 331 м, в нижней ее части вскрыто несколько горизонтов оливиновых долеритов, содержащих шширы лейкогаббродолеритов и бедную (до 1–2 %) вкрапленность пирротина и халькопирита. Мощность каждой из зон – от 3 до 9 м. Спектральным количественным анализом 16 керновых проб установлены содержания (%): медь – 0,013–0,045 (среднее 0,033), никель – 0,016–0,08 (среднее – 0,032), кобальт – 0,0035–0,009 [306].

Маймечинская группа проявлений представлена на карте шестью пунктами минерализации, расположенными в среднем речении р. Маймеча и ее притоков – рек Куранах, Сетте, Харама и Табактах. В 1967 г. Маймечинская интрузия была впервые изучена Е. В. Тугановой и Н. С. Маличем и выделена в карамский (курейский) тип интрузии [249]. Она описана как дифференцированный массив от порфировидных долеритов с такситовой текстурой до кварцевых долеритов и шширов долерит-пегматитов. По их данным, содержание сульфидов в виде вкрапленности на отдельных участках достигает 10–15 %, среднее – 2–3 %. Сульфиды представлены преимущественно пирротинном, реже халькопиритом, в верхней части разреза развит только пирит.

В дальнейшем эта группа проявлений изучалась Г. Г. Лопатиным при проведении ГС-50 [349] и ГС-200 [352].

Пункт минерализации р. Харама (II-6-32) расположен на одноименной реке и прослежен на 3 км. Рудная минерализация приурочена к горизонту оливиновых габбродолеритов Маймечинской интрузии и к его нижнему экзоконтакту. В них наблюдается тонко рассеянная вкрапленность сульфидов и единичные гнездообразные выделения размером 0,5–4 см. Минеральный состав: пирротин – 95 %, халькопирит до 4 %, ильменит, пентландит – доли процента. По результатам химического анализа двух проб, содержание меди – 0,08 %, никеля – 0,02 %.

Пункт минерализации р. Сетте (III-6-3) расположен на одноименной реке, правом притоке р. Маймеча. Рудная минерализация спорадически прослежена на протяжении 3 км. В пределах горизонта оливиновых долеритов отмечается редкая вкрапленность и небольшие (до 2–5 см) гнезда сульфидов, представленных пирротинном, халькопиритом и пентландитом. Мощность рудной зоны – до 20 см. Здесь же отмечаются вкрапленники самородного железа размерами до 1 см. По данным химического анализа 16 штучных проб, среднее содержание (%) меди – 0,35 (максимальное 2), никеля – 0,23 (максимальное 0,5), кобальта – 0,041 (максимальное 0,1).

Три пункта минерализации – *р. Куранах 1* (II-6-35) *р. Куранах 2* (II-6-36) и *р. Куранах 3* (III-6-1) – расположены в бассейне правого притока Маймечи – *р. Куранах*. Здесь отмечаются выходы Маймечинской дифференцированной интрузии с медно-никелевой минерализацией, имеющей локальный характер. Скопления глыб оруденелых долеритов, где они слагают до 5–10 % обломочного материала в делювиально-элювиальных развалах, наблюдаются вдоль долины *р. Куранах*. В единичных коренных выходах отмечается приуроченность минерализации к эндо- и экзоконтакту интрузии. Мощность оруденелой зоны – 4–5 м, протяженность – до 80 м. Рассеянная вкрапленность (0,3–0,6 мм) и мелкие шпильки (до 1–4 см) составляет до 1–3 %. Минеральный состав вкрапленников (%) пирротин – 70–90, магнетит, титаномагнетит – до 10, ильменит – 5–10. В подчиненном количестве – пентландит, миллерит, виоларит, кубанит, самородная медь. По *р. Куранах* отмечаются проявления самородного железа – глыбы и обломки габбродолеритов, сложенные на 20–70 % рудным агрегатом, состоящим из самородного железа, когенита, иагнетита и маггемита.

По данным химического анализ штучных проб, содержания меди и никеля составляют от сотых долей до 0,3–0,4 %. В одной пробе отмечено содержание никеля 1 %. На участке этих пунктов минерализации проведено комплексное геохимическое опробование. Геохимические аномалии по первичным ореолам с содержанием (%): меди 0,03–0,05, никеля 0,04–0,06, кобальта 0,015–0,03 имеют линейно вытянутую форму и приурочены к выходам интрузий с сульфидной минерализацией. Содержание вторичных ореолов ниже: медь – 0,01 %, никель – 0,01 %.

Хининдинская группа проявлений представлена на карте двумя пунктами минерализации, расположенных в верхнем течении *р. Хиннангна* (старая транскрипция на топокартах – Хининда, откуда происходит название массива) и приуроченных к развитому здесь интрузивному массиву. По данным В. Н. Егорова [395], на данном участке присутствует многоярусная интрузия, состоящая из четырех пластовых тел. Видимая мощность силлов – от 9 до 65 м. Интрузии расслоенные и содержат горизонты, обогащенные (до 20–25 %) оливином. Сульфидное оруденение приурочено к обогащенным оливином породам. Как правило, оно представлено убогой (менее 1 %) интерстиционной вкрапленностью, реже, прожилками. Обычный размер вкрапленности – 0,5–1, иногда до 3 мм. Основной объем сульфидов представлен халькопиритом, пиритом и пирротинном. Пентландит встречается редко. Кубанит присутствует в сростании с халькопиритом и пирротинном.

Более детально массив был изучен при проведении здесь геологической съемки масштаба 1 : 50 000 [349]. По этим данным, в приподошвенной части Хининдинской интрузии, обнаженной по обоим бортам реки, отмечено несколько проявлений медно-никелевой минерализации, которые представляют собой линзовидные участки оруденелых пород мощностью 2–7 м и протяженностью 0,2–1 км. На настоящей карте с учетом ее масштаба показаны два пункта минерализации – *р. Хиннангна 1* (II-6-34) и *р. Хиннангна 2* (II-6-33).

Сульфидная минерализация представлена в основном интерстиционной вкрапленностью пирротина, пирита и халькопирита. Изредка встречаются гнезда и прожилки этих сульфидов. Сульфиды составляют 1–2 % породы,

реже их содержание достигает 8–10 %. Иногда встречаются включения самородного железа размером до 3 см. Содержания в штучных пробах, по данным спектрального и химического анализа, составляют (%): меди 0,12–0,35, никеля 0,03–0,15, кобальта 0,005–0,013.

Вблизи оруденелых участков пробурены три скважины, вскрывшие придонную часть интрузии, в которой сульфидная минерализация не обнаружена. На участке проведено геохимическое опробование по простиранию приподошенной части интрузии. По данным первичного опробования, содержания варьируют в пределах (%): медь – 0,01–0,2, никель – 0,005–0,04, кобальт – 0,002–0,01. В рыхлых отложениях аномальные содержания этих элементов установлены только в единичных пробах.

В пределах Кунтыкахинского рудного узла обнаружены два пункта минерализации медно-никелевого типа, пруроченные, по данным В. А. Марковского, к западной части Кунтыкахинской дифференцированной интрузии [141]. В этот рудный узел входит также один пункт минерализации гидротермального типа (р. Кунтыкахы 6), описанный выше.

Пункт минерализации р. Ырды-Тас-Юрях (IV-4-4) представляет собой сульфидное медно-никелевое оруденение гнездово-вкрапленного типа. Оно приурочено к верхнему такситовому горизонту интрузии и прослеживается с перерывами в северо-восточном направлении на расстояние 1 км. Максимальная мощность рудной зоны достигает 0,5 м. Сульфидная вкрапленность в ней распределена неравномерно. Наибольшие содержания (до 30 %) концентрируются на участках пород, обогащенных плагиоклазом, где интерстиционные выделения сульфидов размером от 0,2 до 0,5 мм сочетаются с гнездами округлой формы, размерами до 2 см (редко до 5 см). Минералогический состав рудных вкрапленников (%): кубанит (40–50), пирротин (20–30), халькопирит (15), виоларит (4–7), ильменит (1–3), пентландит (доли). Текстура сульфидных вкрапленников массивная, участками порфириовидная. Главным медистым минералом является кубанит. По данным спектрального и химического анализов, оруденелые породы содержат (%) меди – до 0,35, никеля – 0,10, кобальта – 0,006; благородных металлов (г/т): платины – 0,08, палладия – 0,22, родия – 0,01, золота – 0,02.

Пункт минерализации р. Кунтыкахы 5 (IV-4-5) расположен на левобережье среднего течения р. Кунтыкахы, в 8 км к северо-западу от устья р. Тэнкэкон. Здесь установлена сульфидная медно-никелевая минерализация вкрапленного типа, приуроченная к нижнему такситовому горизонту Кунтыкахинской интрузии. Протяженность рудной зоны – около 1 км, мощность не превышает 0,5 м. Оруденение связано со шлирами пикритовых габбродолеритов или с мелкозернистыми троктолитовыми долеритами. Вкрапленники размером от 0,01 до 2 мм в поперечнике имеют изометричную и угловато-неправильную форму. Они представлены пирротинном (около 80 %), халькопиритом (10–15 %), виоларитом (около 5 %), титаномагнетитом (1–3 %), пентландитом (около 1 %). Текстура вкрапленников массивная, участками порфириовидная. По данным химического и спектрального анализов, в оруденелых породах содержится (%) меди 0,075, никеля 0,050, кобальта 0,0048; благородных металлов (г/т): платины 0,07, палладия 0,1, золота 0,01.

Рассмотренные выше два пункта минерализации приурочены к западной части интрузии, внешний контур которой меняет направление с западного на юго-западное, южное и далее на юг–юго-восточное. По-видимому, оруденелые породы могут быть встречены в подошве интрузии в южной и юго-восточной ее частях на левобережье р. Кунтыкахы, что подтверждается наличием здесь скарнов. Не исключена также возможность обнаружения сульфидных руд на восточном окончании интрузии, скрытом под наносами четвертичных отложений. В связи с тем, что Кунтыкахинская интрузия в общем имеет чашеобразную форму, можно ожидать на глубине в мульдообразном ее углублении рудную залежь, фронтальные части которой выходят на поверхность [141].

Все объекты медно-никелевой минерализации Ледянского рудного узла описаны на основании проведенной НИИГА в 1971–1972 гг. здесь геологической съемки масштаба 1 : 200 000 [159]. В то же время при геологическом доизучении масштаба 1 : 200 000, проведенной Норильской экспедицией в 1993–1996 гг. [189], ни одного объекта данного типа на карте полезных ископаемых не было показано, хотя перспективы медно-никелевой минерализации на данной площади рассмотрены детально, о чем подробнее сказано в гл. «Закономерности полезных ископаемых и оценка перспектив района». Авторами данной работы (из-за низких содержаний) все ранее выявленные проявления были «отбракованы».

Тем не менее, на настоящей карте в пределах данного рудного узла показано восемь пунктов минерализации медно-никелевого типа.

На левом берегу р. Ледяная (*пункт минерализации р. Ледяная 1 – III-1-1*) в дайке кварцевых трахидолеритов, прорывающей анамезиты аянской свиты, на площади 2 × 3 м установлена мелкая рассеянная вкрапленность пирротина, халькопирита, пирита, магнетита и гематита, составляющая 2,5–3 % объема породы. По данным спектрального анализа определено содержание (%): медь – 0,1, никель – 0,02, кобальт – 0,004.

На правом берегу р. Лев. Боярка, в ее среднем течении (*пункт минерализации р. Лев. Боярка 10 – III-2-4*) обнаружена вкрапленность пирротина, халькопирита и борнита, связанная с пологосекушей интрузией кварцевых габбродолеритов мощностью 5 м, которая залегает в отложениях правобоярской свиты. Зона минерализации протяженностью 2,5–3 м приурочена к подошве интрузии. Содержание вкрапленности – не более 2–5 % объема породы. Количественным спектральным анализом установлены содержания (%): медь – 0,07, никель – 0,056, кобальт – 0,006.

На р. Неракан, в 2 км от устья (*пункт минерализации р. Неракан – III-2-8*), в зоне разлома шириной 15 м, на протяжении около 20 м наблюдалась вкрапленность пирротина, халькопирита, пирита, марказита и сфалерита. Сульфидная минерализация связана с обохренными базальтами правобоярской свиты и составляет около 2 % объема породы. Количественный спектральный анализ показал следующие содержания (%): медь – 0,036, никель – 0,013, кобальт – 0,0092.

На р. Ледяная (*пункт минерализации р. Ледяная 2 – III-1-3*) в подошве покровы анамезитов аянской свиты мощностью 3 м на участке протяженностью около 150 м наблюдалась вкрапленность и прожилки (мощностью 0,3–0,5 мм)

пирротина с примесью пентландита, миллерита, пирита, самородной меди, магнетита и гематита. Вкрапленники и прожилки составляют около 2 % объема породы. Спектральным анализом определено содержание (%): никель – 0,1, медь – 0,02, кобальт – 0,011.

В приустьевой части правого притока р. Ледяная (*пункт минерализации р. Ледяная 3 – Ш-1-4*) в нижнем экзоконтакте интрузии, дифференцированной от пикритовых до кварцевых трахидолеритов, мощностью 7 м, залегающей в базальтах аянской свиты, обнаружена мелкая наложенная вкрапленность, гнезда и прожилки сульфидов. Минерализованная зона длиной свыше 25 м и мощностью 10–15 м состоит из пирротина в ассоциации с миллеритом, халькопиритом, халькозином, малахитом, самородной медью, магнетитом и гематитом. Вкрапленники составляют около 1,5 % объема породы. Спектральным анализом было установлено содержание (%): никель – 0,015–0,1, медь – 0,01–0,03, кобальт – 0,004–0,008.

На правом притоке р. Ледяная (*пункт минерализации прав. приток р. Ледяная 1 – Ш-1-5*), в подошве плагиофировых базальтов аянской свиты отмечена зона тонкорассеянной вкрапленности (менее 1 % объема породы) протяженностью 13–15 м, сложенная пирротином, халькопиритом, халькозином, а также ковеллином, титаномагнетитом, магнетитом и гематитом. По данным спектрального анализа, содержания составляют (%): никеля 0,042–0,2, меди 0,008–0,05, кобальта 0,004–0,01.

На левом склоне долины р. Лев. Боярка (*пункт минерализации р. Лев. Боярка 1 – Ш-1-7*) пологосекущая интрузия пикритового трахидолерита мощностью 15 м прорывает базальты и туфы правобоярской свиты. В ее подошве обнаружена тонко рассеянная вкрапленность (1,5–2 % объема породы) пирротина, халькопирита, халькозина, составляющая зону протяженностью около 8–10 м и мощностью 0,3–0,5 м. По данным спектрального анализа, содержания никеля – 0,1 %, меди – 0,02 %, кобальта – 0,009 %.

В 3,5 км к западу от вышеописанного проявления (*пункт минерализации р. Лев. Боярка 2 – Ш-1-8*), в нижнем эндоконтакте интрузии пикритовых трахидолеритов мощностью 5 м, прорывающей базальты аянской свиты, установлена тонко рассеянная вкрапленность, гнезда (0,5–0,6 см) и прожилки (0,5–0,6 мм мощностью) пирротина, халькопирита и самородной меди, ассоциирующих с пентландитом, халькозином, ковеллином, титаномагнетитом, магнетитом и гематитом. Зона минерализации прослеживается на 10–12 м, мощность ее – 0,3 м. По данным спектрального анализа, содержания никеля – 0,03–0,12 %, меди 0,008–0,015 %, кобальта – 0,009 %.

Вне пределов описанных районов следует отметить *пункт минерализации р. Гонгда (VI-1-2)* на левом склоне долины р. Прав. Гонгда, где в базальтах аянской свиты выявлена сульфидная минерализация. Здесь отобраны 22 пробы, в пяти из которых отмечено повышенное содержание меди – до 0,2 % [322].

При полевых работах в рамках подготовки данного комплекта карт были отобраны 138 проб из различных магматических пород на данной территории, которые проанализированы на ряд элементов, включая никель и медь. Применен метод масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS). Основные выводы из результатов анализов следующие. Рудных

проб не выявлено, за исключением одной пробы, отобранной из троктолитовых долеритов карамского комплекса на проявлении Куранах 2, содержащих вкрапленность самородного железа до 20–25 %. В ней определено содержание (г/т) – Ni – 4140, Cu – 1660, Co – 973, Ag – 0,15.

Проведено сопоставление по содержанию этих элементов в породах катангского (25 проб) и карамского (39 проб) комплексов. Содержание никеля (г/т) в породах катангского комплекса колеблется в основном от 60 до 130, в трех пробах – до 350, в карамском комплексе – от 100 до 140, в трех пробах – до 480; соответствующие содержания меди в породах катангского комплекса колеблются от 90 до 180, в породах карамского комплекса – 190. Как видно, различия незначительные, хотя карамский комплекс характеризуется несколько повышенными содержаниями этих элементов.

Характерны повышенные содержания никеля (г/т) в дунитах и пироксенитах гулинского комплекса (1300–3600), оливинитах и кугдитах Крестовского массива (1100–1500) и маймечитах маймечинского комплекса (1500–1800). В то же время, содержания меди в этих породах низкие, даже меньше, чем в основных породах трапповой формации. Вероятно, это свидетельствует о том, что никель в ультраосновных породах находится в силикатной форме.

Свинец. Свинцовая минерализация совместно с цинком приурочена к двум минерагеническим подразделениям территории листа – Анабарской полиметаллической кембрийской прогнозируемой минерагенической зоне и Хугдякито-Дагалдынской свинцово-цинковой меденосной нижнетриасовой прогнозируемой минерагенической зоне. В пределах первой на карте полезных ископаемых показаны два пункта минерализации, в пределах второй – один.

Свинец встречен в составе галенита, который образует спорадическую вкрапленность в доломитах атырдахской и томпокской свит верхнего кембрия, обнажающихся в двух *пунктах минерализации* *р. Маймеча 32* (III-6-7) и *р. Маймеча 33* (III-6-8) по правому берегу р. Маймеча. К югу от этих пунктов минерализации в приустьевой части р. Далбыха отмечается протяженный в широтном направлении *геохимический ореол* свинца (III-6-10) [52, 213].

Пункт минерализации оз. Баселак 2 (IV-2-5) расположен на северном склоне долины оз. Баселак в 1,5 км выше устья ручья. Здесь обнажаются песчаники верхней части потокойской свиты. В зоне трещиноватости этих пород на площади 0,5 × 1 м обнаружены кристаллы галенита размером до 2 мм в поперечнике в ассоциации с пиритом и марказитом. По данным шлихового и донного опробования, западнее данного проявления в бассейне р. Аякли выявлены шлиховые ореолы сфалерита и галенита, а также геохимические ореолы свинца, цинка и меди [142].

В целом на территории листа показаны пять шлиховых ореолов галенита, пять геохимических ореолов свинца, семь единичных шлиховых проб с повышенным содержанием галенита.

Цинк. Коренные объекты цинковой минерализации, так же, как и свинцовой, встречаясь совместно, приурочены к тем же минерагеническим подраз-

делениям, что и свинцовые. Всего на карте полезных ископаемых показано четыре пункта минерализации цинка.

Цинковая минерализация связана с полиметаллическими проявлениями на реках Хекчекит-Сяне, Чангада, Далдын в юго-восточной части Хугдякито-Дагалдынской свинцово-цинковой меденосной нижнетриасовой прогнозируемой минерагенической зоны.

Пункт минерализации р. Хекчекит-Сяне 5 (VI-5-16) расположен на левом берегу одноименной реки, непосредственно ниже устья р. Хаикта и приурочен к верхней части (мощность 3 м) покрова миндалекаменных базальтов нижней подсвиты правобоярской свиты, обнажающихся на протяжении 100 м. Базальты пронизаны сетью пересекающихся кальцитовых прожилков (до 5 см) и гнезд (до 10 см), в зальбандовых частях которых содержится вкрапленность сфалерита (около 20 % объема прожилка), реже галенита и халькопирита. Спектральный анализ штучных проб обнаружил следующие содержания полезных компонентов (%): Zn – 0,01–1, Pb – 0,03–0,3, Cu – 0,02, Cd – 0,003, Ge – 0,001 [20, 283].

Пункт минерализации р. Хекчекит-Сяне 3 (VI-5-15) приурочен к зоне дробления на правом берегу реки. Здесь среди осыпи базальтов на протяжении 10 м наблюдались глыбы брекчированных лимонитизированных пород, сцементированных кварцем и кальцитом с сульфидами. Рудные минералы составляют 10–12 % породы и представлены пиритом, сфалеритом, халькопиритом в виде тонкой рассеянной вкрапленности, иногда образующих тонкие прожилки. По данным спектрального анализа штучных проб, содержание цинка составляет 0,01–0,1 %, меди – 0,01–0,03 % [283].

Пункт минерализации р. Чангада 15 (VI-5-2) находится на левом берегу одноименной реки, в 0,9 км ниже устья р. Кугда-Юрях. Он приурочен к контакту маломощной (2 м) вертикальной дайки долеритов с известняками юктинской свиты. Мощность зоны контактовых изменений – 1,5–2 м, протяженность выхода на бечевнике – около 6 м. Известняки на контакте с интрузией осветлены и перекристаллизованы. Тип оруденения прожилково-вкрапленный. Мощность прожилков – 2–3 см. Текстура руды полосчатая, обусловленная распределением рудной вкрапленности в виде полос, параллельных контакту.

Рудная вкрапленность наиболее обогащенных участков составляет 60 % массы породы, вне обогащенных полос – 20 %. Она представлена пиритом и марказитом (до 85 %), сфалеритом (10–15 %), реже галенитом. Сфалерит (до 0,5 мм) заполняет трещинки в пирите. Он содержит эмульсионную вкрапленность халькопирита и пирротина. Галенит распространен в редких кубических зернах (0,2 мм). Химический анализ штучной пробы из зоны контакто-измененных известняков показал содержание: Zn – 4,8 %, Cu – 0,02 %. Спектральным анализом обнаружены (%): Pb (0,003–0,3), Ag (0,001), Cd (0,003–0,03) [20].

Пункт минерализации р. Далдын 2 (VI-5-4) находится на одноименной реке в 11 км от устья и приурочен к вулканическому аппарату, прорывающему известняки каларгонской свиты. Он сложен микродолеритами, наблюдающимися на протяжении 70 м в виде шарообразных и угловатых глыб, сцементированных кальцитом. В краевых зонах содержатся ксенолиты (максимальный

размер 0,6 × 2,5 м) вмещающих пород. Оруденение приурочено к приконтактным зонам вмещающих пород (1,5–2 м) и ксенолитам. Характер оруденения прожилково-вкрапленный. Прожилки невыдержанные ветвистые, мощность – 1–2 мм, вкрапленность тонко распыленная неравномерная (5–10 %). В основном это – пирит с примесью халькопирита, сфалерита и галенита. Химический анализ борзодовой пробы из зоны контакта показал следующие содержания полезных компонентов (%): Zn – 0,13; Pb – 0,01, Cu – 0,06, V – 0,08, Co – 0,008 [20].

Вблизи указанных пунктов минерализации выявлены многочисленные *шлиховые ореолы* сфалерита, иногда совместно с галенитом и самородной медью (VI-5-1, 6, 12), а также единичные *шлиховые пробы* с повышенным содержанием в них сфалерита.

Определенный интерес вызывает присутствие сфалерита в мезо-кайнозойских отложениях р. Ледяная – *шлиховые ореолы* П-1-1, 5. Здесь в ряде обнажений и в русловом аллювии отобрано 420 шлихов, из которых в 86 обнаружен сфалерит (большинство в меловых грубозернистых песчано-алевритовых породах ледяной и огневской свит, меньше – в озерно-ледниковых отложениях и русловом аллювии). Максимальное содержание – до 600 знаков на шлик. Предполагается, что на рубеже раннего и позднего мела были обнаружены породы с высокой концентрацией сфалерита [381].

Алюминий. В пределах листа выявлены 11 проявлений и пунктов минерализации алюминия, относящиеся к трем рудным формациям: нефелиновой, бокситовой карбонатной и бокситовой латеритной.

Проявление Романиха (Ш-5-13) относится к нефелиновой рудной формации магматического карбонатитового типа. Приурочено к одноименному массиву щелочно-ультраосновных пород. Глиноземсодержащее сырье связано с повышенным содержанием нефелина в ийолитах, ийолит-мельтейгитах и ийолит-уртитах. Специализированные работы по выделению наиболее обогащенных нефелином участков на интрузии не проводились. Породы названной группы слагают 10–15 % площади массива и, предположительно, составляют основной его объем на глубине. Преобладают породы ийолитового и ийолит-мельтейгитового состава, содержание нефелина в них варьирует в широких пределах – от 20 до 50 %. Ийолит-уртиты с содержанием нефелина до 80 % встречаются на поверхности эпизодически. По минеральному составу основная масса нефелиновых пород относится к 2-у технологическому сорту, требующему предварительного обезжелезнения. Содержание, по данным силикатного анализа штучных проб, составило в ийолит-уртитах (две пробы) – глинозема – 17,39–19,36 %, кремнезема – 39,9–42,4 % [306].

Другие объекты данного генетического типа слагают маломощные жилы в ийолит-карбонатитовых образованиях Гулинского массива, развиты в центре интрузии Седете и встречены в мелких интрузиях Далбыхской группы. Небольшие тела нефелиносодержащих пород встречены и в Крестовской интрузии. На карте они не показаны из-за своей незначительности и низких технологических свойств данного вида минерального сырья.

Проявление р. Ледяная 7 (П-1-2) расположено в нижнем течении р. Ледяная и относится к бокситовой сублатеритной формации. Здесь в породах

ледяной свиты верхнего мела были обнаружены аллиты в коренном залегании. Установлено, что линза аллитов, залегающая согласно с вмещающими породами, имеет следующую морфологию: длина – 12 м, мощность – от 0,2 до 1,5 м, пологое падение – 6° на северо-запад. По простиранию установлены еще две линзы аллитов.

Макроскопически аллиты представляют собой плотную породу бурого, буровато-красного до коричневого и черного цветов. Содержат в составе бобовины и оолиты преимущественно округлой формы размерами до 2–3 мм в диаметре. Среди аллитов отмечаются прослойки до 3–5 см мелкозернистых полимиктовых песчаников.

По результатам химических анализов установлено, что по соотношению двух основных компонентов глинозема и кремнезема все проанализированные пробы относятся, по классификации Г. И. Бушинского, к аллитовму ряду. Содержание глинозема колеблется преимущественно от 27 до 32 %, примерно на этом уровне колеблются содержания кремнезема. Среднее значение кремневого модуля – около 1. В большинстве проб отмечается повышенное содержание закисного железа – от 4 до 12 %, а также окиси титана – 1,6–3 %. По результатам термического анализа в аллитах установлен гиббсит.

Сравнивая химические анализы аллитов с вмещающими породами кровли и подошвы, видим, что содержание глинозема в них в 1,5–2 раза выше, а количество кремнезема в них примерно во столько же раз ниже [381].

Бокситовая карбонатная формация представлена шестью проявлениями и тремя пунктами минерализации в пределах листов R-47-XXIII, XXIV. Эта территория относится к западной периферии Прианабарской бокситоносной минерагенической области, центральная и восточная части которой за пределами данного листа изучена значительно лучше. Там, в Муруктинской и Билляхской впадинах, в карстовых воронках выявлены мезозойско-кайнозойские бокситы мощностью до 26 м, детально описан ряд проявлений данного генетического типа, оценены прогнозные ресурсы [53, 407, 410].

Проявление р. Киенг-Юрях 1 (IV-5-5) расположено на водораздельной поверхности левого борта одноименной реки на абс. отм. 380–400 м, где на карбонатных породах кембрия развиты карстовые воронки диаметром 10–20 м и глубиной 15–30 м. Они заполнены пестроцветными глинами каолинит-гиббситового состава с обломками структурных бокситов (2–3 %) и бурых железняков (до 15 %) объема. Минералого-петрографический состав бокситов: гиббсит – 72–77 %, гётит и гидрогематит – 13–15 %, около 2 % магнетита, гематита и шамозита. Кремневый модуль колеблется от 8,27 до 24,7 при содержании глинозема от 33,3 до 38,5 % [156, 407].

Проявления р. Ункан (IV-5-9), р. Маймеча 8, 9 (IV-6-13, 15), и р. Голдэка 1 (IV-6-6) в целом аналогичны вышеописанному проявлению. На *проявлении р. Мал. Бысыттах (IV-6-16)* помимо того определено, что, по данным химических анализов, структурные бокситы соответствуют марке Б-3, II сорт, бокситы малокарбонатные высокожелезистые.

Пункты минерализации (IV-5-3, 4 и IV-6-8) представляют собой находки многочисленных галек бокситов. Здесь на столовых выровненных поверхностях, сложенных преимущественно карбонатными кембрийскими породами, в оползнях желтых суглинков, наряду с многочисленной галькой выветрелых

доломитов найдено много хорошоокатанной, уплощенной гальки структурных бокситов размером до 5 см. Галька бокситов встречена также в обломках мелкогалечных конгломератов, сцементированных железистым веществом. Ледниковые отложения на водораздельных поверхностях этого района смыты и наблюдаются лишь в виде отдельных разрозненных хорошоокатанных валунов долеритов среди неокатанных местных глыб доломитов в карбонатном суглинке.

Среди бокситов и бокситопородных пород, слагающих гальки, встречаются следующие разновидности: бокситы железистые структурные, обломочно-бобовые, бобово-обломочные и обломочные, железняки бокситистые, аллиты железистые, железняки бурые. По данным химического анализа структурных бокситов, содержание (%) глинозема в них колеблется в пределах 40,17–45,37, кремнезема – 1,5–3,04, окиси железа – 22,02–26,18, окиси титана – 1,36–2,16; кремневый модуль варьирует от 15 до 26,8 [286].

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ, РАССЕЯННЫЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Ниобий. Тантало-ниобиевая (преимущественно ниобиевая) минерализация пространственно и генетически связана с массивами ийолит-карбонатитовых пород маймечя-котуйского комплекса в основном с ее карбонатитовой фазой. Всего на КПИ показаны пять проявлений ниобия, соответственно приуроченные к четырем массивам: Гулинскому, Крестовскому, Далбыхскому и Чангитскому. Помимо того вблизи данных массивов выявлено 17 шлиховых точек и ореолов пирохлора и один крупный геохимический ореол ниобия.

Проявление Южный массив (II-6-22) расположено в пределах Южного карбонатитового штока Гулинского массива и связано с мелкозернистыми кальцитовыми карбонатитами. Оно впервые выявлено Е. М. Эпштейном, под его руководством в 1957–1958 гг. проведено его предварительное изучение [412].

Установлено, что главным рудным минералом, содержащим ниобий, является пирохлор, присутствуют радиоактивные элементы (урансодержащий пирохлор – гатчеттолит) и редкие земли цериевой группы. Второстепенными рудными минералами являются дизаналит, урановый торианит, бадделеит, циркелит, перовскит. Пирохлор светло-бурый и красновато-коричневый, полупрозрачный. Кристаллы имеют форму октаэдров размером от долей мм до 4–5 мм. Рудные минералы образуют вкрапленность в карбонатитах и связанных с ними метасоматитах. Наиболее богатые руды приурочены к брекчированным породам и трещинам.

В пределах Южного карбонатитового массива выделены два участка редкометалльной минерализации. На первом из них установлены три рудных тела размером в плане 300 × 25, 250 × 125 и 50 × 70 м. Пирохлоровая минерализация наблюдается в кальцитовых карбонатитах, но наиболее богатые руды заключены в апатитолитовой брекчии. Подсчитанные запасы пятиоксида ниобия по категории С₂ определены в 22 тыс. т, при среднем содержании Nb₂O₅ – 0,14 %. На втором участке выявлено рудное тело сложной формы. Его разме-

ры в плане 450×150 м. Пироклоровая минерализация приурочена к доломитовым карбонатитам, со средним содержанием $Nb_2O_5 - 0,14$ %, запасы пятиокиси ниобия по категории C_2 определены в 18,6 тыс. т.

Дальнейшие исследования пироклоровых руд проведены в НИИГА Е. М. Эпштейном и отражены в соответствующем отчете за 1960 г. [414]. В нем детально рассмотрены минералогические особенности пироклора, закономерности его распределения в различных разновидностях карбонатитов. Но основное в этом отчете – это определение возможности обогатимости данного типа руд, а также соображения о кондициях на пироклоровые руды с рассмотрением технико-экономических возможностей эксплуатации Гулинского ниобиевого месторождения.

Для технологических испытаний пироклоровых руд две пробы весом около 500 кг были исследованы в ЦНИГРИ. Для обогащения были использованы комбинированные схемы, включающие операции концентрации, флотации, магнитной сепарации, обжига с гашением и отмывкой известковых шлаков, кислотной обработки. Наиболее рациональная схема позволяет получить кондиционные ниобиевые концентраты с содержанием $Nb_2O_5 - 36-53$ % при извлечении $45-50$ %. Таким образом, принципиально пироклоровые руды Гулей могут рассматриваться как источник промышленного сырья для получения кондиционных ниобиевых концентратов.

Ситуация с технико-экономическими показателями выглядит не так перспективно. Приведенные в отчете расчеты показывают, что при разных вариантах организации среднее содержание Nb_2O_5 в руде должны быть как минимум больше $0,25$ %. Поэтому авторы предлагают рассматривать кондиции на пироклоровые руды при условии строительства предприятия по добыче флогопита, что позволило бы снизить капитальные затраты на строительство предприятия по добыче пироклоровых руд.

В настоящее время, когда в Российской Федерации открыты уникальные по содержаниям и запасам ниобиевые месторождения Томтор и Чуктукон ниобиевые объекты Гулинского массива могут рассматриваться только как проявления без ближайших перспектив их освоения.

При поисковых работах на апатит [302] попутно изучались перспективы ниобиевой минерализации с учетом ее связи с определенными группами пород и распространением на глубину. По данным анализа групповых керновых проб, среднее содержание Nb_2O_5 составляет (%) в апомелилитовых карбонатитах – $0,044$ (максимальное – $0,073$), крупнозернистых кальцитовых карбонатитах – $0,012$ (максимальное – $0,028$), мелкозернистых кальцитовых карбонатитах $0,052$ (максимальное – $0,19$), в франколитовых породах – $0,125$ (максимальное – $0,3$). На отдельных интервалах скважин мощностью от 6 до 43 м в мелкозернистых кальцитовых карбонатитах среднее содержание Nb_2O_5 составляет $0,106-0,11$ %. Эти данные подтверждают сведения по более ранним работам.

Содержание пятиокиси ниобия для различных пород с глубиной не меняется, что свидетельствует в целом, хотя и о невысокой, но выдержанной ниобиевой минерализации в пределах массива. Попутно также выявлены образующие изоморфную примесь в апатите их содержание (%): редкие земли

(0,02–0,05), стронций (0,4–0,6), фтор (0,14–0,9), а также цирконий (0,02–0,097), связанные с бадделейтом.

Проявление Северный массив (II-6-17) расположено в пределах Северного карбонатитового штока Гулинского массива. Изучалось также в 1957–1958 гг. [412]. По своей характеристике, минеральному составу, уровню содержаний оно сравнивалось с Южным массивом примерно с теми же параметрами оруденения. Но при поисковых работах на апатит [302] установлено несколько повышенная ниобиевая минерализация в центральной и северной (в том числе перекрытой) частях данного массива, где развиты мелкозернистые кальцитовые карбонатиты. Пироксид в виде вкрапленности (1–5 %) визуально устанавливается в кернах скважин. Размеры его октаэдрических кристаллов достигают 4–5 мм. По данным кернового опробования мелкозернистых карбонатитов в пяти скважинах, среднее содержание пятиоксида ниобия составляет 0,1–0,11 %.

Проявление Кресты (II-4-8) приурочено к выявленному относительно недавно (1996 г.) и достаточно хорошо изученному в ходе геологической съемки масштаба 1 : 50 000 [353] Крестовскому интрузивному массиву. Установлено, что основная ниобиевая минерализация связана с перовскитом. По результатам массового опробования (69 проб) определены средние содержания ниобия и тантала для основных групп пород, слагающих массив. Соответственно в оливинитах и перидотитах они составляют (г/т) ниобий 183, тантал 17, в пироксенитах ниобий 160, тантал 38, в мелилитовых породах ниобий 337, тантал 29 [177].

При полевых работах в рамках подготовки данного комплекта карт были отобраны сколковые пробы из керна скважин, пробуренных Полярной экспедицией на массиве Кресты. Применен метод масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS). В результате установлено, что в ряде проб отмечаются повышенные содержания ниобия, а также редких земель. Так, по скв. Г-30 в интервале 140–201 м содержания ниобия определены от 221 до 479 г/т или 0,02–0,05 %, содержания лантана – от 407 до 1150 г/т или 0,04–0,12 %, содержания церия – от 862 до 5950 г/т или 0,08–0,6 %. По сравнению с фоном повышены также содержания тория и урана, которые достигают соответственно 143 и 12 г/т.

Отмечается корреляция повышенных содержаний этих элементов с высокими содержаниями (10–20 %) в породе рудных минералов перовскита и титаномагнетита. Самая аномальная проба отобрана из скв. К-61, где на глубине 62 м встречены рудные оливиниты с крупным перовскитом (до 3 мм). Общее содержание перовскита и титаномагнетита – до 25 %. В данной пробе определено содержание (г/т): ниобий – 618, лантан – 8050, церий – 20 000, торий – 869. Тем самым подтвержден отмеченный выше вывод о связи ниобия и редкоземельных элементов с перовскитом.

Проявление Далбыха (III-6-15) приурочено к различным породам массива Далбыха-Центральная. 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 – 0,011 %).

Ta₂O₅ – 0,012 %). Максимальные содержания Nb₂O₅ в пробах из скважин в слюдитах составляют 0,94 и 1,7 %, в апатит-магнетитовых рудах – 0,8 % [325]. Ниобий представлен мелкими (0,1–0,7 мм) кристаллами пироклора, реже гатчеттолита. Присутствует ниобий также в титаните 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 % [48].

Изучение редкометалльного оруденения массива Далбыха сопровождалось оценкой технологических свойств руд в Бронницкой геолого-геохимической экспедиции [339]. Из редкометалльных слюдитов месторождения Далбыха-Центральная отобрана проба следующего минерального состава (%): флогопит – 53,23, карбонаты – 24,99, апатит – 8,23, ильменит – 4,67, магнетит – 4,05, пироклор – 0,92. Содержание Nb₂O₅ в исходной руде – 0,69 %, Ta₂O₅ – 0,02 %. В результате испытаний получен пироклоровый концентрат, содержащий 64 % Nb₂O₅ с извлечением из исходной руды 58 % ниобия. Ценные компоненты слюдитов – ниобий (35 % в пироклоре, 12 % в ильмените), тантал, редкие земли (в апатите, анкилите, частично в пироклоре), фосфор (в апатите). Получены также чистые магнетитовые и ильменитовые концентраты, годные к реализации, из них возможно извлечение редких земель.

Проявление Чангит (Ш-5-23) приурочено к серии небольших карбонатитовых тел, установленных вблизи интрузии Чангит. Массив и редкометалльное оруденение в карбонатитах было открыто в 1958 г. Л. С. Егоровым и Н. Н. Суриной. Сам массив площадью около 0,85 км² сложен нефелин-пироксеновыми породами. Более детальное изучение оруденения производилось при проведении ГС-200 [213]. Редкие металлы представлены ниобием и редкими землями, которые аккумулярованы главным образом в пироклоре, редкоземельных карбонатах и, в меньшей мере, ильменорутите. Все они связаны с карбонатитами, установленными вблизи интрузии Чангит.

Карбонатиты слагают крутопадающие штокообразные тела и дайки, залегающие среди доломитов верхнего кембрия. Они располагаются на трех обособленных площадях, которые соответственно именуется западным, северо-западным и юго-западным участками. Учитывая мелкий масштаб представляемой карты и незначительные расстояния между участками (менее 1 км), они показаны одним объектом, но описания даны раздельно.

На большинстве карбонатитовых тел проведено бороздвое опробование. На Западном участке выделено два рудных тела общей площадью 3580 м², на Северо-Западном – 10 рудных тел площадью 8240 м², на Юго-Западном – 10 рудных тел площадью 4530 м².

Среднее содержание Nb₂O₅ в карбонатитах района интрузии Чангит по различным продуктивным телам составляет (%): на Западном участке – 0,045–0,108, на Северо-Западном участке – 0,128–0,136, на Юго-Западном участке – 0,040–0,075. Максимальные содержания Nb₂O₅ достигают 0,68 %, Ta₂O₅ – 0,205 %.

При ГС-50 [325] на юго-западном участке проведен небольшой объем поисковых работ, включающие горно-буровые и опробовательские. Повышенные содержания пятиоксида ниобия и тантала отмечены здесь во всех типах пород, но наиболее высокие содержания характерны для карбонатитов. По

отдельным интервалам скважин мощностью до 7,5 м содержание Nb_2O_5 превышает 0,1 %, а Ta_2O_5 – 0,01 %. На участках с аномальными содержаниями редких металлов отмечается повышенное содержание урана – до 0,04 %, а в отдельной штуфной пробе – 0,13 %.

Интрузия Чангит окружена широким *геохимическим ореолом* ниобия (Ш-5-25). Вблизи интрузии отмечаются повышенные содержания пирохлора в шлихах (Ш-5-11, 19, 22, 27). Пирохлор в шлихах прослеживается также на р. Маймеча от водораздела Маймеча–Амбардах до р. Кунтыкахи.

При полевых работах в рамках подготовки данного комплекта карты были отобраны пробы из массивов Чангит, Атырдык, Седете, Гули и проанализированы на содержание ниобия методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS). По результатам анализа этих проб аномальных рудных значений не выявлено. Отмечаются повышенные значения содержания ниобия в четырех пробах из 14 в карбонатитах массива Чангит на уровне 200–400 г/т и содержания тантала до 21,9 г/т. На массиве Атырдык такие же содержания ниобия в двух пробах из 12 составляют 230 и 314 г/т. На массиве Седете и в ультраосновных породах (без карбонатитов) массива Гули повышенных содержаний ниобия не встречено.

Цирконий является характерным элементом для щелочно-ультраосновных пород маймеча-котуйского комплекса, преимущественно карбонатитов. Таких пород в пределах листа R-47 относительно немного, значимых коренных проявлений не выявлено. В то же время в юго-восточной части площади листа отмечаются шлиховые ореолы и единичные шлихи с повышенными содержаниями бадделеита, реже циркона (восемь объектов). Вероятно, это связано с размывом карбонатитов массива Далбыха, а также расположенного вблизи от восточной рамки листа массива Ессей, где известно месторождение циркония в комплексе с апатит-магнетитовыми рудами.

Повышенные содержания циркония обнаружены в карбонатитах Гулинского массива [302].

Редкие земли. Редкоземельное оруденение пространственно и генетически связано с редкометалльным ниобиевым вплоть до образования комплексных руд. На карте полезных ископаемых показано как самостоятельные два таких проявления на массивах Далбыха и Чангит, но редкоземельная минерализация отмечается также попутно с ниобиевой на Гулинском и Крестовском массивах. Отмечены также монацит в двух шлиховых точках и два геохимических ореола редких земель.

На *проявлении Далбыха* (Ш-6-16) 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. Минеральная форма оруденения представлена синхизитом и анкилитом. Повышенные содержания редких земель отмечаются также в кальците и апатите [325]. Доломитовые мраморы экзоконтактной

зоны интрузии Далбыха на площади 3 км² содержат (%): лантана 0,03, церия 0,04, иттрия 0,01 [48].

Проявление Чангит (Ш-5-24) располагается в пределах тех же карбонатитовых тел, что и ниобиевое оруденение. Для карбонатитов определено суммарное содержание редких земель (La + Ce + Y), которое по отдельным продуктивным телам на Западном участке составляет 0,95–1,4 %, на Северо-Западном участке – 0,34–0,36 %, на Юго-Западном участке – 0,32–1,22 %.

В единичных пробах из карбонатитов Западного и Юго-Западного участков установлено содержание редкоземельного карбоната до 80 % от объема электромагнитной фракции. В редкоземельном карбонате этих проб с Западного участка определено содержание радиоактивных элементов до 0,05 %, а с Юго-Западного участка содержание лантана и церия – до 10 % каждого [213]. *Геохимический ореол* редкоземельных элементов (Ш-5-16) отмечается в верховьях рек Лев. Атырдык и Хэрки к северу от массива Чангит.

При полевых работах в рамках подготовки данного комплекта карты были отобраны пробы из массивов Чангит, Атырдык, Седете, Гули и проанализированы на содержание редких земель (лантана, церия и иттрия) методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS). По результатам анализа этих проб установлено, что повышенные значения редкоземельных элементов характерны только для массива Чангит. Из 14 проб содержание церия в семи пробах колеблется от 1290 до 3910 г/т, то есть превышает 0,1 %. В четырех пробах содержание лантана колеблется от 1030 до 1910 г/т, в двух пробах содержание иттрия составляет 195 и 266 г/т.

На Крестовской интрузии в мелилитовых породах среднее содержание церия составляет 1605 г/т, лантана 636 г/т [353].

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Золото вообще не является характерным видом полезных ископаемых для площадей развития чехла Сибирской платформы, к которой относится территория листа. Однако именно здесь, вероятно, присутствуют некоторые нетрадиционные золоторудные формации. В целом на площади листа выявлено одно коренное проявление, одна россыпь, шесть россыпепроявлений, семь площадных шлиховых ореолов, 19 точечных шлиховых проб и шесть литогеохимических ореолов золота.

Некоторое количество шлиховых проб с золотом обнаружено в пределах Енисей-Хатангского прогиба среди мезо-кайнозойских отложений (*шлиховые точки* I-1-1, 2, 3, 4, I-2-1, I-4-3, I-5-7, II-1-4, II-2-2, 4, II-3-3). Они представляют собой шлиховые пробы с единичными знаками мелкого золота [57, 381, 402]. Кроме того, в низовьях р. Ледяная выявлен небольшой *шлиховой ореол* (II-1-1). В девяти шлихах из аллювия р. Ледяная под обнажениями меловых и четвертичных пород обнаружены от 1 до 7 знаков золота, представленных мелкими (0,1–0,25 мм) овальными пластинками золотисто-желтого цвета.

По мнению авторов, предполагается, что золото поступает из промежуточных коллекторов, в качестве первичного источника предполагаются метаморфические комплексы Анабарского щита. Не исключается, что золото

принесено ледниками, двигавшимися с Таймыра. Последующие работы показали, что источники золота могут оказаться ближе и могут быть связаны с потенциальной золотоносностью щелочно-ультраосновных массивов маймеча-котуйского комплекса.

Проявление Кресты (П-4-6) приурочено к одноименному массиву щелочно-ультраосновных пород. На его площади в рамках геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000 [353] проведены поисковые работы, ориентированные на золото и платину. Основанием для проведения этих работ явились находки золота и платиноидов в шлиховых пробах из аллювиальных и элювиальных отложений на первом этапе изучения массива. Из 50 шлихов, отобранных из элювия оливинитов и рудных клинопироксенитов, в пяти обнаружено золото в количестве 1–2 знака, в одном шлихе – зерно платины. Из коренных пород интрузии отобраны протопочки, в которых в ходе минералогического анализа обнаружено весовое золото в количестве 7 и 48 г/т (мелилитовые породы) и 16 г/т (рудные клинопироксениты). Эти данные получены по результатам работ группы проф. КГАЦМиЗ А. М. Сазонова [177].

Остатки этих проб после извлечения видимого металла отправлены в лабораторию ЦАГРЭ; содержания золота в остатках по результатам пробирного анализа составили 5,69; 2,33; 0,66 г/т соответственно. В контрольных протопочках из образцов, взятых в тех же точках, весовое золото обнаружено в количестве 22 г/т, платина – 2,5 г/т. В одной пробе из оливинитов пробирным анализом установлено содержание золота 3,46 г/т. Видимого золота в протопочке в данном случае нет, кроме того, два повторных анализа в той же лаборатории (ЦАГРЭ) показали содержания золота 0,44 и 0,038 г/т – разброс значений по трем анализам одной пробы составляет два порядка.

Дальнейшие работы были направлены на поиски золота в рыхлых отложениях и прежде всего на определение коренного источника. Поисковый комплекс включал поисковые маршруты по сети 250 × 50 м, бурение скважин – 3699 м, проходку трех бульдозерных траншей – 1916 м. По керну всех скважин проведено комплексное опробование в траншеях, опробованы как коренные породы, так и рыхлые перекрывающие элювиально-делювиальные отложения.

По результатам опробования рыхлых отложений в траншеях можно отметить следующее. Из 214 шлиховых проб золото обнаружено в 130, что составляет 61 %. Количество знаков в пробе – от 1 до 80, преимущественно в первом десятке. Золото мелкое (около 0,1 мм), максимальный размер – 0,4 мм. Весовых содержаний в пробах нет, однако повсеместное присутствие шлихового золота в элювиальных отложениях свидетельствует о его потенциальном нахождении в коренных породах.

Что касается опробования коренных пород, то его результаты носят неоднозначный характер, особенно это касается платиноидов. Но и по золоту также имеются расхождения в результатах анализов различных лабораторий. Среднее содержание золота по данным лаборатории СибцветметНИИпроект в разрезе скв. Г-30 колеблется по разным интервалам – от 0,1 до 0,22 г/т. В то же время пробы, проанализированные в лаборатории ООО «Икс-М» в г. Норильск, дали отрицательные результаты. Конкретные данные по этим анализам (кроме указания на их незначительность) в отчете не приводятся.

Для определения промышленной значимости благороднометалльного оруденения отобраны три валовые технологические пробы, две из них проанализированы.

Из мелилитовых проб с площади, где в протолочках найдено весовое золото, отобрана проба Т-1 весом 500 кг. После дробления и сокращения до 71 кг проба отправлена А. М. Сазонову (Красноярская академия цветных металлов и золота). Пробирным анализом навески из этой пробы установлено содержание золота 7 г/т. Методом адгезионной флотации и пробирной плавки установлены содержания золота (19,5 г/т), серебра (6,4 г/т). В лаборатории СибцветметНИИпроект атомно-абсорбционным анализом в пробе Т-1 установлены содержания: золота – до 1,1 г/т, серебра – до 5,5 г/т.

Технологическая проба Т-2 весом 100 кг отобрана из элювия рудных клинопироксенитов в точке отбора протопочки с содержанием золота 16 г/т. Методом адгезионной флотации и пробирной плавки в пробе установлено содержание золота 12 г/т.

В то же время навески из пробы Т-1 анализировались еще в ряде лабораторий (ОИГГиМС СО РАН, г. Новосибирск, Механобр (г. Санкт-Петербург), Красноярский завод цветных металлов, Сибзолоторазведка (г. Красноярск), по результатам которых содержания золота и платиноидов составляют десятые и сотые доли грамма на тонну, максимум – 1 г/т. Пробы анализировались также в институте «Гипроникель», заключение по результатам их работы приводится ниже.

В институт «Гипроникель» поступили четыре пробы из элювиальных пород Крестовского массива, где зафиксированы прямые находки золота, две – из мелилитовых пород, две – из перовскит-магнетитовых пироксенитов. Кроме того, передана серия малообъемных проб, представляющая разновидности пород по всей площади массива.

Пробы были проанализированы на золото и металлы платиновой группы. При этом использовались следующие методы: атомно-эмиссионно-спектральный с индуктивно связанной плазмой и атомно-абсорбционный с предварительным гравитационным обогащением. Результаты аналитических исследований показали следующее:

– содержание золота во всех пробах не превышает 0,026–0,035 г/т, а в ряде проб находится ниже порога их обнаружения;

– одинаковый уровень содержаний платины – 0,01–0,05 г/т и палладия 0,03–0,043, редко до 0,1 г/т установлен как для проб мелилитовых пород, так и для пироксенитов, в некоторых малых пробах содержание данных металлов находится ниже порога их обнаружения;

– единичные анализы на спутники платины показали, что их содержания также незначительны: иридия менее 0,017 г/т, родия и рутения менее 0,004 г/т, осмия менее 0,01 г/т.

Таким образом, полученные результаты по содержанию золота и платиноидов не сопоставимы с представленными КГАЦМиЗ данными. Отсюда очевидна необходимость обсуждения и выработки решения по достоверному аналитическому обеспечению при оценке Крестовского массива на благородные металлы [331].

Пробы из Крестовского массива были также проанализированы на золото в лаборатории ВСЕГЕИ. Используются пробы, отобранные в процессе полевых работ при составлении настоящего комплекта карты масштаба 1 : 1 000 000 из керна скважин, пробуренных Полярной экспедицией. Применен метод масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS). Из 35 проб при общем фоне 0,002 г/т только в семи пробах содержание золота превышает 0,01 г/т (максимальное 0,044 г/т).

Для сравнения приводятся результаты анализов по скв. Г-30, полученные КГАЦМиЗ и в лаборатории ВСЕГЕИ.

Т а б л и ц а 4

Результаты анализов на Au, Pt, Pd по скв. Г-30 (в г/т)

Номер пробы	Золото		Платина		Палладий	
	КГАЦМиЗ	ВСЕГЕИ	КГАЦМиЗ	ВСЕГЕИ	КГАЦМиЗ	ВСЕГЕИ
30/264,8	0,1	0,025	4,8	0,0055	2,0	0,035
30/176,2	0,06	<0,002	1,3	<0,002	1,2	0,088
30/201	1,1	0,0023	7,5	<0,002	3,2	0,011
30/163,9	0,1	<0,002	5,4	<0,002	1,1	0,11
30/159,9	0,1	<0,002	7,0	<0,002	1,1	0,12
30/140,5	0,16	<0,002	4,3	<0,002	<0,1	0,14
30/172,9	0,06	<0,002	1,3	<0,002	1,2	0,12

Столь противоречивые данные требуют своего объяснения. Возможные причины будут приведены далее, в описании платиноидов. В любом случае определено, что принципиально золотоносность массива установлена, однако ее параметры и промышленная значимость остаются неясными и скорее всего получит отрицательную оценку.

Более конкретные данные получены по россыпной золотоносности пространственно и, вероятно, генетически связанной с Гулинским массивом щелочно-ультраосновных пород. Уже при проведении АФГК-200 в середине 1970-х годов [402] в пределах северной части Гулинского массива и прилегающей территории Енисей-Хатангского прогиба выявлены *шлиховой ореол* (П-6-1) и *литохимические ореолы* (П-6-4, 5) золота.

На участке устья р. Ингарингда в долине р. Сабыда проведены детальные поисковые работы. Опробованы выходы меловых и четвертичных образований, включая современный аллювий. Взято 282 шлиха: 64 из современного аллювия, 23 из меловых отложений и 195 из галечников и песков зырянского горизонта. В 70 % шлихов руслового аллювия выявлено золото (максимально до 27 и 39 знаков). В 65 % шлихов из меловых отложений отмечено 1–4 знака, максимум 8. В шлихах из галечников зырянского горизонта в 37 обнаружено золото (максимально до 26 знаков). Золото мелкое (средний размер

0,12 мм) каплевидной или округлой формы, есть тонкопластинчатые формы с фестончатыми краями [402].

В последующем при проведении поисковых работ в 1984–1989 гг. на россыпную платину [351] выявлено (наряду с россыпями платиноидов) и россыпное золото. По сути эти россыпи являются комплексными золото-платиноидными, но в каждом конкретном случае отмечается явное преобладание какого-то металла, поэтому они показаны раздельно. Всего здесь выделены одно россыпное месторождение и шесть россыпепроявлений.

По своему строению долины указанных рек однотипны. Ширина их постоянна – 50–100 м в верховьях, 400–800 м в среднем течении и до 1,5 км за пределами горной части района. Поперечный профиль асимметричный, продольный характеризуется крутым падением в верховьях, с постепенным выполаживанием в среднем и нижнем течениях. В долинах отчетливо выделяются пойменная и надпойменная террасы, соответственно современного и верхнечетвертичного возраста.

Выявленные россыпи относятся к долинным аллювиальным россыпям. Продуктивные пласты по своей приуроченности являются русловыми и террасовыми. Золото преимущественно сосредоточено в песчано-галечниковом с валунами слое, особенно в его нижней части, достигая наибольших содержаний на границе рыхлых отложений и плотика.

В составе тяжелой фракции отложений преобладают минералы ультраосновных пород: хромшпинелиды, оливин, магнетит, пироксены. В верхнем течении р. Гулэ и на р. Ингарингда встречаются сростки золота с хромитом, что указывает на связь его с ультраосновными хромитоносными породами Гулинского массива.

Россыпное золото встречается в виде частиц размером от долей миллиметра до самородков – 1–2 см, представлено двумя морфологическими типами: комковидным и пластинчатым. Форма зерен изометричная или удлинено-округлая, иногда неправильная в виде сростков. Мелкие зерна менее 1 мм обычно пластинчатые, более крупные – комковатые. Цвет золота желтый, иногда с красноватым оттенком до темно-желтого из-за наличия тонких пленок гидроокислов железа. По своей гранулометрии россыпное золото относится к среднему и крупному типам. На долю класса +1 мм приходится по весу 68,8 %, а на класс –0,25 мм всего 0,9 %. Средний вес одного зерна – 2,42 мг. При эксплуатации россыпи в верхнем течении р. Гулэ обнаружен самородок весом более 300 г.

По составу отмечены три химические разновидности высокопробного золота (611–686, 761–836, 910–985), отвечающие стехиометрическим соединениям $AuAg$, Au_2Ag , Au_9Ag (преобладают два последних). Золото слабоокатанное, крупное. Главной примесью золота являются серебро и медь, 17 % зерен относятся к высокосеребристому золоту (электруму) с содержанием Au 40–60 мас. %. В золоте и электруме наблюдаются выделения купроаурита, часто в виде каймы вокруг электрума. Иногда золото содержит As , Sb , Te , Se , Bi , Pd , Pt , Jr . Кроме того, в золоте отмечается ряд включений минералов, характерных для ультраосновных пород, фонолитов, метасоматитов (оливин, диопсид, авгит, альбит, ортоклаз, гранат, нефелин, хлорит, титанит, рутил, ильменит, магнетит, сульфиды и др.) [204, 351].

Россыпное месторождение Гулинское (II-6-26) представлено выделенными здесь по данным бурения продуктивными пластами, приуроченными к русловому и террасовому комплексам. Русловой пласт прослежен от самых верховий до устья руч. Пироксенитовый (правый приток р. Гулэ) на протяжении 18 км. Ширина его изменяется от 20 м в верховьях до 221 м в районе Южного карбонатитового штока, затем сокращается до 20–40 м. Средняя мощность пласта – 0,7 м, содержания находятся в пределах 110–11 669 мг/м³, в среднем составляя 811 мг/м³. Средняя мощность торфов – 3,1 м. В целом пласт имеет простую лентообразную форму, струйчатое строение, достаточно выдержанную мощность и небольшую мощность торфов.

Продуктивные пласты в отложениях надпойменной террасы выявлены ниже устья р. Дунитовая. Один из них – верхний – приурочен к средней части разреза террасы, представленной песчано-валунно-галечными отложениями. Имеет простое строение: ширина 19–23 м, содержания от 183 до 1660 мг/м³, средняя мощность 0,5 м. Мощность торфов – 0,8–3,5 м. Нижний пласт приурочен к приплотиковой части разреза валунно-галечных отложений. Ширина – 20–40 м, мощность – 0,4 м, содержание золота – от 510 до 1975 мг/м³. Мощность торфов – 5 м.

Россыпное проявление р. Дунитовая (II-6-27) изучено тремя поисковыми линиями. В нижнем течении реки продуктивный пласт имеет ширину 120 м, мощность – от 0,5 до 2,5 м (средняя – 1,1 м), среднее содержание золота – 413 мг/м³, мощность торфов – 3,6 м. Выше по течению ширина продуктивного пласта составляет 81,5 м, мощность – 0,4 м, содержание золота – 199 мг/м³, при мощности торфов 2,3 м. Еще выше по течению ширина пласта уменьшается до 21,5 м, мощность – 0,5 м, содержание золота – 169 мг/м³, мощность торфов – 1,5 м. В целом продуктивный пласт имеет форму ленты, постепенно расширяющейся от верховьев к нижнему течению при относительно выдержанной мощности.

На *россыпном проявлении лев. приток р. Дунитовая (II-6-28)* золотоносный пласт вскрыт двумя поисковыми линиями. На нижней линии он имеет ширину 20 м, мощность – 0,6 м при содержании золота 117 мг/м³ и мощности торфов 1,5 м. На верхней поисковой линии ширина пласта составляет 30 м, мощность – 0,6 м, среднее содержание золота – 413 мг/м³, мощность торфов – 1,9 м. Пласт приурочен к нижней границе рыхлых аллювиальных отложении русловой фации.

Ниже устья р. Дунитовая (*россыпное проявление Гулэ – II-6-25 и нижнее течение р. Гулэ – II-5-5*) в современном аллювии реки продуктивный пласт вскрыт четырьмя поисковыми линиями. В самой верхней части он имеет ширину 162 м, мощность 0,8 м при среднем содержании золота 198 мг/м³, мощность торфов составляет 3,6 м. Ниже по течению ширина его – 40 м, мощность – 0,5 м, среднее содержание золота – 120 мг/м³ при мощности торфов 1,2 м. Еще ниже по течению р. Гулэ ширина продуктивного пласта уменьшается до 20 м, мощность его составляет 0,5 м, содержание золота – 250 мг/м³, мощность торфов увеличивается до 12 м. В самом нижнем течении ширина пласта составляет 23,5 м при мощности 0,5 м, содержание золота – 300 мг/м³, мощность торфов – 9 м. В целом для данного участка реки продуктивный пласт характеризуется выдержанной мощностью и незначительной

шириной, простой лентообразной формой. Отмечается увеличение мощности торфов вниз по течению р. Гулэ.

Россыпепроявление Сабыда (II-6-3) приурочено к аллювиальным отложениям одноименной реки. Изученная часть долины данной реки имеет протяженность около 20 км. Верхняя ее часть характеризуется относительно крутым продольным профилем и асимметричным поперечным. Ширина ее не превышает 150–200 м. Борты долины представлены крутыми осыпными склонами и, реже, скальными выходами коренных пород. В нижней части долина реки постепенно расширяется, достигая 1–1,5 км, продольный профиль вылаживается, русло часто меандрирует.

В пределах проявления пробурены пять поисковых линий, еще четыре линии пройдены на мелких боковых притоках. На двух поисковых линиях вскрыты аллювиальные отложения поймы и надпойменной террасы мощностью 3–28 м. В отдельных пробах, приуроченным к нижним частям, установлены повышенные содержания золота – от 113 до 391 мг/м³. В пробах вместе с золотом присутствуют платиноиды – до 54 мг/м³, на одном из притоков в пробе содержание платиноидов – 329 мг/м³. В одной пробе из отложений надпойменной террасы установлено содержание золота – 2763 мг/м³.

На остальных поисковых линиях участка по данным опробования керна установлены знаковые содержания золота и платиноидов. В целом для россыпепроявления требуется изучение золотоносности нижнего течения реки на выходе ее долины за пределы Гулинского массива.

Россыпепроявление Маймеча (II-5-7). Долина р. Маймеча имеет ширину 1–3 км. Рыхлые отложения, заполняющие ее, представлены валунно-галечными и гравийно-галечными отложениями русла и поймы мощностью 1,5–8,0 м. По результатам шлихового опробования здесь установлены знаки золота и платиноидов. Пробуренная в долине реки поисковая линия вскрыла разрез вышеназванных образований. По результатам опробования керна скважин в отложениях русла и поймы установлены единичные пробы, содержащие золото от 15 до 121 мг/м³. На одном из боковых притоков в приплотиковой части русловых отложений выделяется продуктивный пласт шириной 35 м и мощностью 0,4 м со средним содержанием золота 255 мг/м³, мощность торфов – 1,6 м.

По заключению исполнителей отчета по поисковым работам, россыпные объекты р. Гулэ являются наиболее перспективными. Практическая значимость их возрастает в связи с постоянным присутствием в них минералов группы платины (до 34 мг/м³), а также пирохлора. Последний наблюдается в аллювии ниже Южного карбонатитового штока и составляет до 0,5 вес. % тяжелой фракции шлиховых проб из керна скважин. Мелкообъемным опробованием определено его содержание в аллювии, равное 48,4 мг/м³.

Вопрос о коренных источниках золота в россыпях Гулинского района остается до конца невыясненным. Наиболее вероятным представляется вариант, что в качестве коренных источников россыпного золота могут рассматриваться ультраосновные породы Гулинского массива. Подтверждением этому служит тот факт, что Л. Н. Когарко впервые было обнаружено золото в дунитах массива. Самородное золото располагается в межзерновом пространстве между кристаллами оливина и образует выделения размером в первые десятки микрометров. Предполагается, что золото (наряду с сульфидами)

формировалось на позднемагматическом этапе, переходном к гидротермальному процессу. Вероятно, золото из дунитов служило источником россыпного золота на Гулинской площади [111]. Подтверждением этому также являются находки золота в сростках с оливином и хромитом.

При проведении поисковых работ на россыпи опробованы все основные разновидности пород Гулинской интрузии. Установлено, что повышенные содержания золота отмечаются в рудных пироксенитах (60 мг/т) и метасоматических породах (40 мг/т) в верховьях руч. Поисковый, однако нигде содержаний, приближающихся к промышленным, не установлено [351].

В процессе полевых работ при составлении настоящего комплекта карт масштаба 1 : 1 000 000 были опробованы на золото коренные породы Гулинского массива методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS). Из дунитов проанализирована 21 проба, из других пород массива – 23 пробы. На общем фоне содержания золота – 0,002 г/т и менее, только в одной пробе из дунитов содержание золота составило 0,074 г/т.

Следует добавить, что на золото этим же методом были проанализированы породы из других массивов маймеча-котуйского комплекса, расположенных на данном листе: Чангит – 14 проб, Атырдык – 12 проб и Седете – 10 проб, а также из вскрытого под мезозойскими отложениями Контайского массива – 13 проб. Только в одной пробе из мельтейгитов массива Атырдык определено относительно повышенное содержание в 0,011 г/т и в двух пробах из сиенитов Контайского массива 0,006–0,008 г/т.

Платиноиды. До начала 1980-х годов на территории листа платиноносные объекты не были известны. В то же время сходство щелочно-ультраосновных массивов Маймеча-Котуйской провинции с аналогичными массивами Алданской провинции, где были обнаружены и эксплуатируются россыпи платины, позволило поставить вопрос о возможности нахождения и здесь аналогичных россыпей. Обоснованием для постановки работ явилась кураторская записка А. П. Лихачева «О перспективах выявления месторождений металлов платиновой группы на севере Красноярского края» от 15 ноября 1983 г. В 1984 г. ЦНИГРИ и Полярной экспедицией (А. П. Лихачев, В. Т. Кириченко) была подготовлена совместная рекомендация «Выделение новой перспективной платиноносной провинции и постановка поисковых работ на россыпные и коренные месторождения МПГ в пределах Маймеча-Котуйской площади Западного Прианабарья». Это явилось основанием для проведения здесь и на некоторых других массивах Маймеча-Котуйской провинции поисковых работ.

В результате в 1984–1989 гг. поисковыми работами платиноиды были установлены в аллювии рек, дренирующих крупнейший в провинции Гулинский массив с широким развитием ультраосновных пород [351]. Проведенные затем на этой площади поисково-оценочные работы [365], а также геологические съемки масштабов 1 : 200 000 [352] и 1 : 50 000 [353] позволили дополнить и уточнить сведения по платиноносности Гулинского массива. Большое значение, особенно в части состава и минералогии платиноидов, сыграли работы К. Н. Малича во ВСЕГЕИ [128, 129, 130, 131, 134, 135].

При проведении геологической съемки масштаба 1 : 50 000 была изучена платиноносность еще одного относительно небольшого массива маймеча-котуйского комплекса Кресты, открытого только в 1996 г.

В результате обработки всех этих данных на территории листа выделяются одно проявление, один пункт минерализации, три пункта геохимических аномалий в коренных породах, одно россыпное месторождение и три россыпепроявления платиноидов.

Проявление Кресты (П-4-7) приурочено к одноименному массиву щелочно-ультраосновных пород. Поисковые работы на платину проводились параллельно с поисками на золото при геологосъемочных работах масштаба 1 : 50 000 [353]. В одном из шлихов в пробах из элювиальных отложений в пределах массива обнаружено зерно платины. Из коренных пород интрузии отобраны протоочки, в одной из которых в ходе минералогического анализа определено содержание платины – 2,5 г/т.

В дальнейшем работы были направлены на поиски платиноидов и попутно золота в различных породах массива с помощью бурения и горных работ. По керну всех скважин проведено комплексное опробование: в траншеях опробованы как коренные породы, так и рыхлые перекрывающие элювиально-делювиальные отложения.

Первые результаты были получены из проб Полярной экспедиции по данным химико-атомно-абсорбционного анализа, выполненного в лаборатории Института «СибцветметНИИпроект». Заказ осуществлялся от работающей по договору группой проф. КГАЦМиЗ (Красноярской академии цветных металлов и золота) А. М. Сазонова [177, 247]. Было проанализировано на благородные металлы 76 проб, отобранных методом пунктирной борозды из керна поисковых скважин.

По результатам анализов, содержания платиноидов колеблются от следов до следующих значений (г/т): Pt – 10, Pd – 5,0, Rh – 0,5, Ir – 20. Устойчивые содержания характерны для платины и иридия. По общему содержанию платиноидов выделяются мелилитовые породы (13,2 г/т) и рудные клинопироксениты (21,0 г/т). Соответственно, эти породы имеют наибольший практический интерес. По скв. Г-30 на интервал 0–194,1 м (главное тело мелилититов с прослоями кугдитов, ункомпагритов и оливинитов) среднее содержание всех платиноидов определено в 12,2 г/т.

Примерно такой же уровень содержания платиноидов был определен в двух технологических пробах, отобранных из рудных мелилитолитов и клинопироксенитов. Анализы выполнялись химико-атомно-абсорбционным методом в той же лаборатории института СибцветметНИИпроект. Такие содержания при значительном объеме рудной массы позволяют считать данный объект крупным месторождением.

Однако в дальнейшем высокие содержания платиноидов не были подтверждены анализами из других лабораторий. Так, навески из технологической пробы Т-1 анализировались еще в ряде лабораторий (ОИГГиМС СО РАН, г. Новосибирск, Механобр (г. Санкт-Петербург), Красноярский завод цветных металлов, Сибзолоторазведка, г. Красноярск). По данным этих лабораторий, содержания золота и платиноидов составляют десятые и сотые доли грамма на тонну, максимум – 1 г/т. Подтверждают эти данные также результаты опробования проб из Крестовского массива в институте «Гипроникель», которые приведены в разд. «Золото».

К сожалению, в отчете по ГК-50 на Гулинской площади не приводятся конкретные результаты анализов из этих лабораторий. Возможно, это связано

с тем, что в 2002 г. произошло резкое сокращение финансирования данного объекта и отчет составлялся в статусе информационного [353].

Тем не менее авторы делают следующий вывод: «Наличие золота и металлов платиновой группы в коренных породах Крестовской интрузии в промышленных концентрациях – установленный факт. Проблема заключается в нетрадиционном составе руд, что не позволяет во многих случаях даже обнаружить наличие металла в пробах, не говоря уже о его промышленном извлечении. Для реализации промышленной добычи благородных металлов из геологически обоснованного крупного по запасам Крестовского месторождения необходимы технологические минералого-геохимические исследования и создание принципиально нового способа концентрирования при анализе и обогащении руд».

В более развернутом виде это положение рассмотрено в монографии А. М. Сазонова [177], где детально описана технология химико-атомно-абсорбционного анализа лаборатории института СибцветметНИИпроект, по которой получены положительные результаты. Описана специфика данного типа руд, из-за чего, по мнению авторов, возникают трудности в реализации традиционного пробирного концентрирования благородных металлов, чем и обусловлены отрицательные результаты других лабораторий.

Пробы из Крестовского массива были также проанализированы на платиноиды (за исключением осмия) в лаборатории ВСЕГЕИ. Использованы пробы, отобранные в процессе полевых работ при составлении настоящего комплекта карты масштаба 1 : 1 000 000 из керна скважин, пробуренных Полярной экспедицией. Применен метод масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS). Из 35 проб слабоповышенные содержания отмечаются только в трех пробах на платину (0,01–0,024 г/т) и в двух пробах на палладий (0,088–0,095 г/т). Таблица сопоставления результатов анализов на платиноиды по скв. Г-30 по данным ВСЕГЕИ и из работ А. М. Сазонова приведена в разд. «Золото».

По нашему мнению, требуется независимое экспертное заключение специалистов (химиков, обогатителей, минералогов) по данной проблеме с целью установления, что такое Крестовская интрузия – или это крупный рудный объект, или просто интересное с научной точки зрения явление. Пока на карте полезных ископаемых Крестовская интрузия обозначена как благородно-металльный объект в ранге проявления.

Другие объекты проявления платиноносности на листе расположены в пределах Гулинского апатит-флогопит-золото-платиноносного района, вся металлогения которого обусловлена наличием в его пределах крупнейшего в Маймеча-Котуйской провинции Гулинского плутона. Как уже отмечалось выше, поиски платиноидов в данном районе начались с поисков россыпей. После того как россыпная платиноносность была установлена, встал вопрос о поисках коренных источников. В результате значительных работ при проведении геологических съемок [352, 353] и тематических исследований [112, 128, 129, 133] была выявлена повышенная платиноносность ультраосновных пород Гулинского массива, однако нигде высоких промышленных значений платиноидов не было установлено. На карте отмечено несколько объектов проявления коренной платиноносности.

В верховьях р. Ингарингда выявлен *пункт минерализации р. Ингарингда 1* (П-6-24). Здесь в коренном обнажении серпентинизированных дунитов, мелкозернистых с плитчатой отдельностью обнаружено зерно самородного осмия. Размер зерна 2×3 мм, оно располагается среди зерен оливина, обладает правильной гексагонально-таблитчатой огранкой. Вблизи данного пункта минерализации в скв. Г-19 в протолочке из дунитов с глубины 5,0 м найдено 5 знаков иридосмина общим весом 1,05 мг. Содержание металла в породе составляет 0,2 г/т [353].

В южной части массива (верховья р. Ингарингда и междуречье Ингарингда–Сабыда) в пробах из коренных обнажений и элювиально-делювиальных развалов определены достаточно высокие содержания платиноидов, достигающие в сумме 0,2–0,6 г/т. Поскольку непосредственно в данных точках минералы платины не выявлены, то на карте они показаны как *точечные геохимические аномалии* (П-6-9, 13, 19). Все они приурочены к дунитам (часто хромитсодержащим) или хромититам, образующим струйчатые обособления, шлиры, прожилки. Именно здесь, в потоках и ореолах рассеяния, фиксируются аномальные концентрации хрома, никеля, кобальта, которые, безусловно, связаны с хромитовым оруденением.

При проведении поисковых работ были опробованы все основные разновидности горных пород, слагающие Гулинскую интрузию. Большое внимание было уделено разновидностям пород ультраосновного состава, из которых при проведении поисковых маршрутов отбирались точечные и штучные пробы из зон с хромитовой и титаномагнетитовой минерализацией.

Результаты опробования свидетельствуют, что дуниты массива отличаются повышенными содержаниями ЭПГ (сумма их достигает 0,4 г/т) с четко выраженной платино-осмиево-иридиевой специализацией ($Pt < Os < Ir$). Наибольшими содержаниями ЭПГ характеризуются пробы, отобранные из хромитсодержащих дунитов. Вывод: исходя из морфологических особенностей платиноидов, их размеров, наличия сростков с оливином и хромитом, увеличения степени окатанности платиноидов в россыпях вниз по течению и платиноидной специализацией пород, можно ожидать наличие коренной минерализации иридосминов, в дунитах и оливинитах Гулинского массива, особенно в его южной части [351].

Наиболее полно коренная платиноносность Гулинского массива охарактеризована в работе К. Н. Малича [129]. Сведения по результатам опробования различных пород массива приведены в следующей таблице.

Таблица 5

Содержания платиноидов в породах Гулинского массива (в мг/т)

Порода	n*	Pt	Pd	Rh	Ru	Ir	Os	Сумма ЭПГ
Хромитит	4	<10	<20	6	52	48	120	226
Дунит	6	<10	<10	3	27	14	39	82
Верлит	18	6	13	2	3	3	8	35
Клинопироксенит	14	13	76	2	3	4	3	99
Меймечит	26	9	41	2	3	3	6	62

*n – количество анализов

Приведенные данные подтверждают сведения о специализации Гулинского массива на тугоплавкие платиноиды (осмий и иридий), что было установлено ранее при изучении платиноидов из россыпей. Максимальные концентрации ЭПГ выявлены в хромититах, а также крупнозернистых и пегматоидных разновидностях дунитов и клинопироксенитов. Выявленный в хромититах набор минералов соответствует списку МПГ из россыпей. С использованием метода электроимпульсной дезинтеграции получена объективная информация о формах нахождения МПГ в коренных породах. Установлено, что они концентрировались в самых тонких классах дробления (менее 0,18 мм), где происходит значимое обогащение содержания. В этом классе преобладают кристаллы кубического, кубооктаэдрического и октаэдрического габитуса размерами менее 0,1 мм.

В результате этих исследований сделаны следующие выводы.

1. Дуниты и хромититы гулинского комплекса характеризуются максимальными содержаниями элементов платиновой группы (ЭПГ) с четко выраженной специализацией на тугоплавкие осмий, иридий и рутений. В качестве основного источника платиноносных россыпей рассматриваются хромититы, приуроченные к апикальным частям массивов. Хромититы развиты в дунитах и представлены жилами и прожилками хромшпинелидов мощностью от первых см до первых метров. Предполагается, что они были широко распространены в палеоапикальных частях массивов, подвергшихся эрозии.

2. Клинопироксениты, верлиты и меймечиты специализированы на легкоплавкие платину и палладий и не рассматриваются как коренной источник образования россыпей.

3. Ультрабазиты Гулинской площади перспективны на обнаружение в них значительных концентраций ЭПГ и заслуживают дальнейшего изучения как объекты для поисков коренных месторождений.

Последний тезис остается дискуссионным, поскольку повышенная платиноносность образует как бы геохимический фон, а существуют ли аномалии, которые могли бы рассматриваться как рудные объекты, остается под вопросом. Тем не менее К. Н. Малич делает вывод, что при поисках коренной платиноносности особое внимание следует уделять выявлению наиболее высокохромистых жильных разновидностей, а конкретно на Гулинском массиве рекомендуются поиски в наименее эродированной южной части массива в районе верховий рек Ингарингда и Гулэ.

Пробы из Гулинского и некоторых других массивов были также проанализированы на платиноиды (за исключением осмия) в лаборатории ВСЕГЕИ. Использованы пробы, отобранные в процессе полевых работ при составлении настоящего комплекта карт масштаба 1 : 1 000 000, применен метод масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS). Из 44 проб Гулинского массива отмечены слабоповышенные значения палладия на уровне 0,04–0,07 г/т в двух пробах из дунитов и трех пробах из карбонатитов. Примерно такие же результаты получены для других массивов маймеча-котуйского комплекса. Из 14 проб на массиве Чангит в четырех пробах содержание палладия составляет от 0,05 до 0,073 г/т при фоне 0,01 г/т. На массиве Атырдык из 12 проб в четырех – слабоповышенные содержания платины от 0,01 до 0,036 г/т, такие же содержания платины в двух пробах из 10 на массиве Седете.

Россыпные месторождения и проявления платиноидов (осмия и иридо-смина) выявлены в пределах эродированной поверхности Гулинского массива в современной аллювии рек Ингарингда, Гулэ, Сэлингдэ, Сабыда, Восточная, где они образуют россыпной узел, пространственно совпадающий с Гулинским редкометалльно-апатит-флогопит-золото-платиноносным руднороссыпным районом [351, 352, 365].

Россыпное месторождение р. Ингарингда (Ш-6-12) является примером иридиевого–осмиевого россыпного объекта с запасами в первые единицы тонн. Долина реки опоискована, начиная с верховий, на 24 км. Ширина ее непостоянна и колеблется от 50–100 м в верховьях, включая относительно крупные притоки, до 400–600 м в среднем течении. Резкое увеличение ширины долины до 1,5 км и более отмечается с выходом за пределы обнаженной части массива. Берега пологие, но в местах подмыва коренных пород вдоль русла наблюдаются скалистые и осыпные обрывы высотой до 8–10 м. Поперечный профиль имеет асимметричное строение, русло реки располагается то в левой, то в правой частях долины. Продольный профиль характеризуется крутым его падением в верховьях и постепенным выполаживанием в среднем и нижнем течениях.

В долине отчетливо выделяются пойменная и надпойменные террасы. Пойменная терраса распространена повсеместно и по площади занимает первое место в террасовом комплексе долин. Ширина ее колеблется от нескольких метров в верховьях до 500–800 м в нижнем течении. Она отделяется от русла, как правило, эрозионными уступами, и только на отдельных участках наблюдается пологий переход от пойменных к русловым отложениям. Высота пойменной террасы составляет 1–1,5 м в верхнем течении, достигая высоты 5 м в низовьях. На всем своем протяжении пойменная терраса является аккумулятивной.

Первая надпойменная терраса – эрозионно-аккумулятивная – распространена ограниченно, имеет пологонаклонную в сторону русла площадку, часто заболоченную и залесенную, ширина ее колеблется от 50–100 м в среднем течении реки до 0,8–1,0 км в нижнем.

Разрез аллювиальных отложений однотипен. Он выглядит следующим образом: внизу на плотике залегают глинистые галечные пески с валунами и обломками различных пород; выше – иловые и глинистые пески со щебнем и галькой пород. В низовьях реки, на выходе ее за пределы массива мощность глин и песков возрастает. Платиноиды и золото сосредоточены в песчано-галечниковом глинистом с валунами слое, особенно в его нижней части, достигая наибольших концентраций на границе рыхлых отложений и плотика.

Поисковые работы на участке Ингарингда были проведены по стандартной методике разведки россыпей путем проходки разведочных линий поперек долины с охватом русловых, пойменных и террасовых отложений. Всего пройдено 22 разведочные линии с расстоянием между ними от 1000 до 2000 м, расстояние между выработками по линии – 20–40 м. Проходка велась до плотика с захватом его верхней части. В результате в пределах россыпи пробурено 343 скважины общим объемом 4014 м, пройдено 110 пог. м. шурфов, отобрано 7234 керновых, 275 валовых и четыре мелкообъемные пробы. Приведенные данные свидетельствуют о высокой степени достоверности по-

лученных результатов, в том числе и прогнозных ресурсов, позволяющих оценить их по категории P_1 .

В итоге поисковых работ выявлено три продуктивных пласта. Один из них приурочен к русловой фации аллювия, протягивается по всей опоискованной части долины и имеет простое ленточное строение. Ширина его в верховьях составляет 20 м и достигает 142 м в среднем течении. Наиболее высокие содержания платиноидов установлены в районе устья руч. Верхний (правый приток р. Ингарингда) и составляют 1123 мг/м³ в скважине и 4158 мг/м³ в заверочном шурфе. Средние же параметры пласта характеризуются следующими значениями: ширина 59 м, мощность 0,6 м содержание платиноидов – 196 мг/м³. Мощность торфов – 2,8 м.

Два других продуктивных пласта выявлены в аллювиальных отложениях террасового комплекса и приурочены к средней и нижней частям разреза. Средние параметры их составляют: ширина 170 и 180 м, мощность 0,6 и 1,6 м, содержания платиноидов 173 и 275 мг/м³, мощность торфов 11,2 и 8,2 м. Протяженность того и другого – 7600 м.

По своему вещественному составу платиноиды представлены иридоосмием и самородным осмием с незначительной примесью изоферроплатины, а также минералами ряда лаурит-эрликманит. По результатам химического анализа платиноидов из россыпи р. Ингарингда, колебания содержаний основных элементов составляют (%): осмий 53,71–98,45, иридий 0,58–40,02, рутений 0,22–5,11. Таким образом, подавляющее большинство зерен россыпи являются Os(Ir,Ru) твердыми растворами, выдержанными по составу в пределах кристаллического индивида либо агрегатов кристаллов при широкой вариации концентраций Os и Ir от знака к знаку. В резко подчиненном количестве обнаружены зерна железо-платиновой ассоциации. Помимо платиноидов в данной россыпи в незначительных количествах отмечается и золото. При подсчете прогнозных ресурсов оно было учтено в пересчете на условный металл.

Для изучения гранулометрического состава МПГ был проведен ситовый анализ материала в количестве 4835 мг. В пробах шлиховых иридоосмиев преобладают выделения размером от 0,25 до 0,5 мм. На их долю по весу приходится 56,6 %. На класс мельче 0,25 мм приходится 39,1 вес. %. На долю более крупных классов приходится 4,3 %. Наиболее крупными из проанализированного материала является неокатанное зерно иридоосмина размером 2,3 × 1,8 × 0,5 мм весом 24,35 мг. Обнаружено также несколько пластинок размерами 1,2–2,2 × 0,6–0,7 × 0,3–0,4 мм. Вес их составляет 4–6 мг. Наиболее крупные зерна платиноидов характерны для верхнего течения р. Ингарингда. Для них характерны вроски минералов первичных пород оливина и, реже, хромита.

Россыпное проявление Сэлингдэ (П-6-2) является вторым по значимости объектом россыпной платиноносности в пределах Гулинского района. Долина реки имеет протяженность около 20 км, характеризуется пологим продольным и асимметричным поперечным профилями. Ширина ее 100–150 м в верховьях, а на выходе из массива достигает 2–3 км. В строении долины участвуют аллювиальные образования террасового комплекса, русловой фации и делювиально-пролювиальные отложения склонов. Притоки р. Сэлингдэ

относятся к типично горным с крутым падением русла, выполаживающимся при впадении в долину реки. Мощность аллювиальных отложений невелика и колеблется от 0,5 до 10–15 м. Петрографический состав обломочного материала простой с высоким (75–80 %) содержанием ультраосновных пород.

На площади участка проведены поисково-геоморфологические маршруты, шлиховое (33 пробы) и мелкообъемное (четыре пробы) опробование, колонковое бурение (87 скважин, 698 м) с опробованием керна (1167 проб). В долине р. Сэлингдэ и ее притоках пробурены шесть поисковых линий, которыми вскрыты аллювиальные валунно-галечные и галечно-гравийные отложения русла и пойменных террас мощностью от 0,5 до 15 м, перекрытых озерно-болотными илами и торфяниками мощностью от 0,5 до 2,5 м.

Содержания металла на этом россыпепроявлении ниже, чем в россыпи р. Ингарингда, но отмечаются отдельные участки с повышенными содержаниями платиноидов. На одной из линий в долине р. Сэлингдэ в современных аллювиальных отложениях по двум скважинам выделяется пласт шириной 40 м, мощностью 0,5 м, средним содержанием 212 мг/м³. Средняя мощность торфов – 4,2 м.

Продуктивный пласт, который приурочен к верхней части делювиально-аллювиальных отложений, выделен на поисковой линии руч. Горный – левого притока р. Сэлингдэ. Параметры пласта: ширина – 55 м, мощность – 0,6 м, среднее содержание МПГ – 317 мг/м³, максимальная 1196 мг/м³, средняя мощность торфов – 1,5 м. На руч. Медовый, другом притоке реки выделяется пласт шириной 40 м, мощностью 0,4 м, средним содержанием МПГ – 203 мг/м³ и средней мощности торфов 1,3 м [351].

Россыпное проявление руч. Безымянный (П-6-7) относится к бассейну р. Сабыда, правым притоком которой он является. На самой р. Сабыда в россыпи золото количественно преобладает над платиноидами и поэтому описание россыпепроявления Сабыда приводится в разд. «Золото». Руч. Безымянный находится ближе к р. Сэлингдэ и дренирует те же хромитоносные дуниты юго-восточной части Гулинского массива, что, вероятно, обуславливает преобладание платиноидов над золотом.

На ручье пройдено два поисковых профиля, на одном из которых установлен пласт мощностью 0,5 м с содержанием МПГ 339 мг/м³, мощность торфов определена в 2 м.

Россыпное проявление Восточная (П-6-18) расположено в верховьях одноименной реки (правый приток р. Гулэ), дренирующей северный склон центральной части Гулинского массива. В верхнем течении долина реки и ее притоки имеют крутой продольный профиль, V-образный поперечный. Ширина не превышает 100–150 м. В строении долины здесь участвуют аллювиальные отложения русла и поймы и делювиально-пролювиальные образования склонов. Мощность рыхлых отложений изменяется от 0,5 до 10 м. В нижнем течении реки ширина долины увеличивается до 300–400 м, продольный профиль выполаживается. Мощность отложений долины достигает 20 м.

На площади участка проведены геолого-геоморфологические маршруты, шлиховое опробование (108 проб), в результате которого выявлены единичные знаки МПГ и золота в верховьях реки и ее правого притока. На реке и ее притоках пробурены девять поисковых линий (103 скважины, 981 пог. м.). По

данным опробования керна скважин (1559 проб) содержания МПГ и золота установлены на поисковых линиях самой р. Восточная и ее правого притока. На Восточной в валунно-галечных отложениях поймы в двух пробах определены содержания МПГ—146 и 325 мг/м³. Какой-либо закономерности в распределении проб с повышенными содержаниями металла не установлено.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ОПТИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ

Кальцит оптический. Западная и юго-западная части территории листа относятся к Тунгусской шпатоносной минерагенической области с широким развитием проявлений, а в южной части площади за пределами данного листа – и месторождений исландского шпата. В пределах описываемой территории выделены две площади, где шпатопроявления распространены широко. Они рассматриваются в ранге Авамско-Бояркинского и Чангадинского шпатоносных прогнозируемых районов.

Всего на территории листа отмечено 10 проявлений и 46 пунктов минерализации данного вида полезных ископаемых.

Проявления исландского шпата приурочены к базальтам, вулканогенным обломочным породам и зонам дробления в интрузиях долеритов. Наиболее значимые из них располагаются в нижних горизонтах лавовой толщи, что объясняется экранирующим ее действием для проникающих гидротерм. Шаровые лавы и мандельштейны как менее плотные породы являются наиболее благоприятными для осаждения продуктов гидротермальных растворов.

Проявление прав. приток р. Ледяная 2 (Ш-1-6) расположено в верховьях первого правого притока р. Ледяная. Здесь на туфах и мандельштейнах правобоярской свиты залегают шаровые лавы, перекрытые базальтами аянской свиты. Мощность горизонта – 15–35 м, протяженность – 1,5 км. Межшаровые полости заполнены исландским шпатом, кварцем, горным хрусталем, халцедоном, агатом, цеолитами. В результате опробовательских работ здесь было добыто 1300 кг кристаллосырья исландского шпата и отобраны желтоватые и прозрачные моноблоки размером 40 × 50 × 60 мм [159].

Проявление Икэнское (Ш-1-25) расположено в истоках р. Икэн, правого притока р. Аякли. Здесь в элювиальных высыпках мандельштейнов и туфов правобоярской свиты мощностью 10–15 м, перекрытых покровом анамезитов аянской свиты, обнаружены обломки миндалин и жеод размером до 30 см, выполненных крупными кристаллами прозрачного исландского шпата, иногда с желтоватым оттенком. С исландским шпатом ассоциируют анальцит, цеолиты, хлорит. Сильно выветрелые кристаллы обладают трещиноватостью и молочно-белым цветом. Кристаллы имеют форму ромбоэдров и скаленоэдров. На участке размером 15 × 150 м собрано более 50 кристаллов, 30 из которых были проанализированы в лаборатории Ленинградского горного института профессором А. В. Скропышевым. В его заключении отмечается, что «...исландский шпат проанализированной пробы характеризуется сравнительно небольшим развитием первичных дефектов. Поэтому мелкие участки

кристаллов, лишенные вторичных дефектов, являются оптическим сырьем». Следовательно, за пределами зоны выветривания можно встретить кристаллы, содержащие оптический материал и, возможно, промышленные концентрации оптического сырья [159, 189].

Проявление р. Аска 1 (Ш-1-12) расположено на р. Аска – правом притоке р. Аякли. На проявлении в элювии миндалекаменных базальтов и туфов аянской свиты обнаружены гнезда исландского шпата в ассоциации с кварцем (раухтопаз, аметист, горный хрусталь), халцедоном (агат), кальцитом, анальцимом и цеолитами. Исландский шпат в основном представлен обломками кристаллов, бесцветными, полупрозрачными или окрашенными в желтоватые цвета. Крупные кристаллы дают выколки ромбоэдров полупрозрачного и прозрачного исландского шпата. Размеры гнезд – до 15 см в поперечнике, площадь минерализации 50×60 м [159].

Проявление р. Прав. Боярка 2 (Ш-2-10) расположено на левом борту р. Прав. Боярка, где в анамезитах экзоконтакта долеритовой интрузии обнаружены крупные, до 30 см в поперечнике, кристаллы кальцита в ассоциации с кварцем и халцедоном. Кальцит дает выколки ромбоэдров прозрачного исландского шпата размером 1–3 см в поперечнике. Площадь минерализации 20×50 м [159].

Проявление р. Баты-Юрях 2 (Ш-3-2) расположено на водоразделе рек Мал. Романиха и Баты-Юрях и приурочено к размытому покрову плагиофировых базальтов подошвы аянской свиты. Проявление представлено развалами непрозрачных и полупрозрачных глыб кальцита, среди которых отмечаются прозрачные моноблоки размером $40 \times 50 \times 60$ мм винно-желтого цвета. Высыпки обломков кальцита прослежены на площади 50×400 м. Дефекты в моноблоках вторичного происхождения: механические двойники и трещины по спайности. Сопутствующие минералы – томсонит и халцедон. Генетически проявление связано с верхней миндалекаменной зоной покрова базальтов. При постановке на данном объекте детальных работ возможно обнаружение кондиционных кристаллов исландского шпата [240].

Проявление оз. Турукэ 1 (V-3-11) расположено на левобережье р. Маймеча в 2 км к западу от южной оконечности оз. Турукэ и приурочено к двум нижним покровам базальтов правобоярской свиты. Цеолит-кварц-халцедон-кальцитовая минерализация отмечается во многих местах горизонтов миндалекаменных базальтов и мандельштейнов. В массивной части первого (нижнего) покрова мощностью 15 м, в 1,5 м от контакта с подстилающими туффитами обнаружено несколько полостей, выполненных исландским шпатом и кальцитом. Из одной полости сечением $0,7 \times 0,7$ м и длиной 2 м извлечено 300 кг кристаллов размером 10×15 см, редко 15×30 см, причем кристаллы из полости выбраны лишь частично.

Исландский шпат второго покрова приурочен к мандельштейнам его основания мощностью 1,5–2 м (в раздувах до 3–5 м). Размер кристаллов, 5×7 и 5×15 см. Кристаллы чистые, прозрачные. Содержание их достигает 5–6 кристаллов на 1 м^2 площади выхода [108].

Исландский шпат проявления образует две генерации. Первая представлена желтоватым шпатом и ограничена ромбоэдрическими гранями, вторая сложена бесцветным или мутным шпатом с формами ограничения как ромбоэд-

ра, так и скаленоэдра. Характерны двойники прорастания. Основным дефектом сырья является сильная трещиноватость и механические двойники, реже интенсивная окраска и газовой-жидкие включения. Пробное обогащение кристаллов (около 30 кг) дало 40 г кондиционного сырья и несколько маломерных ромбоэдров [280].

Проявление р. Прав. Чопко 2 (VI-4-17) находится на левом склоне долины верхнего правого притока р. Прав. Чопко. Шпатопроявление связано с миндалекаменными базальтами правобоярской свиты, слагающими верхнюю часть потока, мощность которого изменяется от 10 до 20 м. Поток изучен на участке длиной 1,5 км. Вверх по долине реки от этого участка поток обнажается в отвесном уступе, недоступном для осмотра, а вниз по реке он, видимо, выклинивается. Наиболее интенсивная минерализация сосредоточена в юго-западной части обнажения на протяжении 250–300 м. Здесь миндалекаменные базальты достигают мощности 15–18 м. Они изобилуют гнездами с поперечником от 5 до 30 см. Количество гнезд колеблется от 1 до 4–5 на 1 м² поверхности. Стенки гнезд сложены халцедоном или кварцем, вместе с которыми иногда встречаются анальцитом и цеолиты. Центральная часть гнезд выполнена кальцитом или исландским шпатом, сильно трещиноватым мутным, часто сдвойникованным. В одном из гнезд добыт кристалл исландского шпата с длиной ребер 20 × 25 см. После обогащения из него получены пластины второго (125 г) и третьего (72 г) сортов [89].

Проявление р. Улахан-Дагалдын 5 (VI-3-11) находится на правом склоне долины р. Кочоктукон, правого притока р. Улахан-Дагалдын, в 9 км от его устья. Оно связано с шаровыми лавами аянской свиты. Шаровые лавы образуют линзовидное тело мощностью около 15 м, прослеженное на 7–8 км. Описываемые породы состоят из базальтовых шаров, сцементированных базальтовой дресвой или стекловатой массой. В межшаровых полостях на каждом 2–3 м² поверхности встречается одно, реже два гнезда размером в поперечнике 7–10, иногда 20–30 см. Обычно гнезда заполнены молочно-белым трещиноватым кальцитом, местами густо проросшим морденитом. Иногда встречаются кристаллы кальцита с полупрозрачными краевыми зонами. В отдельных случаях внутри гнезд отмечаются небольшие (1–3 см) кристаллы прозрачного бесцветного исландского шпата с мелкими газовыми включениями и четкими зонами роста. Кондиционного сырья из этих кристаллов не получено [89].

Проявление р. Хекчекит-Сяне 1 (VI-5-10) расположено на правом борту р. Хаикта на водоразделе с Хекчекит-Сяне. На этом участке были проведены поисковые работы [408]. Здесь исландский шпат приурочен к покрову миндалекаменных базальтов и горизонтов мандельштейнов. Минерализованная зона мощностью около 10 м вытянута в широтном направлении на протяжении 300 м. Шаровые лавы вскрыты только двумя канавами, размеры линзы неясны. На этом участке наблюдались многочисленные высыпки кварц-кальцитовых обломков, образующих, по-видимому, гнезда и жилы мощностью до 0,5 м. Среди кварц-кальцитовых высыпок найдены два полуокатанных обломка исландского шпата размером до 15 см общим весом 1352 г, из которых получено 498 г кондиционного шпата. Исландский шпат ромбоэдрический и скаленоэдрический хорошего качества, бесцветный, без минеральных примесей.

Из сырья, взятого из горных выработок, кондиционный материал не получен. Основные дефекты – механические двойники, трещиноватость по спайности, иногда включения рудного минерала. Несмотря на это участок оценивается как перспективный в связи с находками в делювии исландского шпата хорошего качества и наличием широтной зоны трещиноватости, которая захватывает и более низкие горизонты мандельштейнов [20].

Проявление р. Джангы-Юрях 1 (VI-5-23) находится у южной границы листа и также связано с базальтами аянской свиты. Здесь установлена линза шаровых лав мощностью около 10 м и протяженностью 300 м, которая лишь местами сохранилась на плоской поверхности водораздела. Кварц-кальцитовая минерализация приурочена к стекловатым базальтам межшаровых пространств в виде жил, прожилков и гнезд с кристаллами прозрачного исландского шпата (5–10 см). Несмотря на отсутствие кондиционного сырья, площадь, прилегающая к данному участку, перспективна, так как здесь под мощным покровом плагиофировых базальтов, играющим экранирующую роль, вскрывается наиболее минерализованная верхняя часть аянской свиты [20].

Остальные объекты исландского шпата на площади листа рассматриваются как пункты минерализации. Ниже приводится их краткое описание.

На р. Амнундалах (*пункт минерализации р. Амнундалах – III-2-3*), в зоне разлома субширотного простиранья, с брекчированными базальтами аянской свиты связаны высыпки и обломки полупрозрачного кальцита и цеолитов. Наиболее крупные, до 10–12 см в поперечнике, кристаллы дают сколки ромбоэдров мутноватого исландского шпата размером 0,5–1,5 см [159].

На р. Лев. Боярка (*пункт минерализации р. Лев. Боярка 9 – III-1-26*) в элювии мандельштейнов и анамезитов правобоярской свиты обнаружены обломки кристаллов кальцита, слагающие миндалины и жеоды размером до 10 см в поперечнике. Наиболее крупные кристаллы дают выколки прозрачного исландского шпата ромбоэдрического габитуса [159].

На р. Лев. Боярка (*пункт минерализации р. Лев. Боярка 3 – III-1-10*) в элювии мандельштейнов и туфов правобоярской свиты установлены прожилки мощностью до 20 см и гнезда до 30 см в диаметре, сложенные кристаллами полупрозрачного кальцита размером до 10 см. Возможны выколки ромбоэдров прозрачного исландского шпата [159].

На р. Аска (*пункт минерализации р. Аска 2 – III-1-16*) в элювии мандельштейнов и туфов аянской свиты мощностью более 15 м отмечены гнезда до 15 см в диаметре, выполненные кварцем (в том числе дымчатым кварцем, горным хрусталем и аметистом), халцедоном, агатом, анальцимом и цеолитами. С ними ассоциирует кальцит и исландский шпат. Бесцветные, прозрачные и полупрозрачные кристаллы и обломки кристаллов исландского шпата характеризуются трещиноватостью и штриховатостью. Крупные кристаллы дают выколки ромбоэдрического габитуса прозрачного и полупрозрачного исландского шпата, иногда с желтоватым оттенком [159].

В *пункте минерализации р. Аякли 1 (III-1-22)* в элювии миндалекаменных базальтов аянской свиты встречены гнезда и линзы исландского шпата в парагенезисе с кварцем, халцедоном, цеолитами. Размер гнезд и линз – до 15 см в поперечнике. Кристаллы исландского шпата достигают размера 6–10 см. Они представлены бесцветными, прозрачными и полупрозрачными разно-

видностями, изредка окрашенными в желтоватые цвета. Развиты первичные и вторичные дефекты. Мощность минерализованной зоны – 10 м [159].

На р. Аякли (*пункт минерализации р. Аякли 2 – III-1-24*) в элювии мандельштейнов и анамезитов правобоярской свиты установлены миндалины и гнезда до 15 см в поперечнике, выполненные кристаллами полупрозрачного кальцита размером до 10 см. Возможны выколки прозрачного исландского шпата ромбоэдрического габитуса [159].

На р. Мегун (*пункт минерализации р. Мегун 1 – III-1-27*) в зоне разлома в брекчированных мандельштейнах правобоярской свиты, встречены гнезда размером 10 × 20 см и прожилки мощностью до 30 см исландского шпата. Кристаллы ромбоэдрического габитуса, вследствие длительного пребывания в зоне выветривания сильно трещиноваты и подверглись растворению [159].

На р. Прав. Боярка (*пункт минерализации р. Прав. Боярка 3 – III-2-9*) с катаклазированными анамезитами правобоярской свиты связаны крупные кварцево-кальцитовые агрегаты. Выколки ромбоздров несут первичные и вторичные дефекты [159].

Пункт минерализации р. Баты-Юрях 6 (III-3-19) в верхнем течении р. Баты-Юрях представлен элювиально-делювиальными обломками полупрозрачных и прозрачных кристаллов кальцита размером 20 × 30 × 40 мм. Высыпки занимают площадь 5 × 10 м. Исландский шпат подвержен интенсивному выветриванию, дефекты имеют вторичный характер, отмечаются включения морденита. Минерализация приурочена к известнякам каларгонской свиты в 150 м от подошвы силла долеритов [240].

Пункт минерализации лев. приток р. Деликан (III-5-4) находится в долине р. Амуткит (левый приток р. Деликан) в 2 км выше устья. Пространственно тяготеет к выполненному псефитовыми туфами некку, расположенному в 1,5–2 км юго-восточнее. Он представлен серией сближенных крутопадающих жил, локализованных в разрывных нарушениях. Мощность жил – 1–3 см, состав цеолит-кальцитовый. В одной из жил мощностью 5–7 см цеолиты концентрируются в зальбандах жилы, образуя зоны до 1 см, в центральной части отмечен полупрозрачный кальцит с размерами кристаллов до 2 см [306].

Пункт минерализации прав. приток р. Бол. Романиха (III-5-5) представлен кристаллами исландского шпата размером в поперечнике до 1 см, которые встречаются в мелких кальцитовых жилах, залегающих среди вулканогенных образований правобоярской свиты. Выше по реке был найден окатанный кристалл исландского шпата размером 10 × 6 см [213].

В верховьях р. Огокту (*пункт минерализации р. Огокту 2 – IV-1-8*) на пологой ступенчатой поверхности склона горы наблюдаются отдельные выходы базальтов и мандельштейнов верхней толщи аянской свиты. Здесь на площади 100 × 150 м в осыпи обломков мандельштейнов, базальтов и туфов найдено 35–40 гнезд, жеод и отдельных кристаллов полупрозрачного кальцита и исландского шпата размером от 10 до 20 см в поперечнике. Гнезда и жеоды по периферии сложены халцедоном, опалом и, реже, цеолитами. Далее к центру наблюдается оторочка из кристаллического кварца, местами окрашенного в слабофиолетовый цвет. В центральной части жеод располагаются сложные сростки нескольких кристаллов исландского шпата размером 2–4 см по

длинной оси. Они имеют ромбоэдрический габитус, с развитой по спайности трещиноватостью, иногда окрашены по трещинам в желтый цвет и замутнены. Эти дефекты являются результатом длительного пребывания кристаллов на дневной поверхности [142].

На водоразделе р. Улгукит и левых притоков р. Хугдякит (*пункт минерализации р. Хугдякит 1 – IV-1-10*) на пологой поверхности горы в полосе развития пород верхней толщи аянской свиты обнаружена элювиально-делювиальная осыпь размером 100×300 м, где среди обломков базальтов и мандельштейнов найдены три кристалла исландского шпата размером по длинной оси от 3 до 5 см. Кристаллы прозрачные и сильно трещиноватые по спайности [142].

Пункт минерализации р. Мегун 2 (IV-1-2) расположен в истоках р. Мегун, где на участке развития базальтов верхней толщи аянской свиты наблюдается элювиально-делювиальная осыпь. В полосе размером 50×100 м среди обломков базальтов, мандельштейнов и туфов встречено до 40 гнезд и геод кальцита, имеющих размер от 2 до 20 см в поперечнике. Они содержат монокристаллы прозрачного двупреломляющего исландского шпата с бороздами спайности, часто трещиноватого и выветрелого. Эти кристаллы имеют размер по длинной оси 2–6 см [142].

Пункт минерализации р. Котуй 1 (V-1-2) расположен на левом берегу р. Аргаскит – правого притока р. Котуй, в 2 км от его устья. Исландский шпат приурочен к средней части аянской свиты, представленной маломощными покровами базальтов и анамезитов. Шпатоносная минерализация связана с брекчированными миндалекаменными базальтами на участке $2,5 \times 3$ м. Здесь на каждом квадратном метре имеется 10–12 гнезд с поперечником до 0,3 м. Гнезда сложены сростками полупрозрачного кальцита и исландского шпата скаленоэдрического габитуса длиной до 1–2 см. Исландский шпат обычно бесцветный, реже окрашен в желтоватые тона. Из гнезд извлечено и обогащено 40 кг сырья. Кондиционного материала не получено, вероятнее всего из-за отбора образцов из зоны выветривания [322].

Пункт минерализации оз. Нерангда 1 (V-2-4) обнаружен на западном склоне котловины оз. Нерангда, где в развалах базальтов правобоярской свиты встречаются обломки кристаллов исландского шпата низкого качества с поперечником 3–4 см [322].

Пункт минерализации оз. Турукэ 4 (V-3-14) расположен на левом борту Маймечи в 6 км к югу-юго-западу от южной окраины оз. Турукэ и приурочен к редким жилам интенсивно минерализованных (халцедон, кварц, кальцит) мандельштейнов кровли нижнего (2–5 м) и основания верхнего лавового покрова (2–3 м). Максимальные мощности жил в раздувах – 0,6 м. Центральные части кальцитовых гнезд в жилах содержат кристаллы шпата до 7×15 см. Извлечено 25–26 кг сырья. Кондиционного материала не получено. Основные дефекты – механические двойники, трещины по спайности. Отсутствие кондиционного шпата не дает возможности считать пункт минерализации перспективным [108].

Пункт минерализации оз. Янгыса 1 (V-3-9) расположен на правом борту долины оз. Янгыса в 2 км к востоку от его северного окончания и связан с верхней зоной мандельштейнов (5–7 м) второго покрова. Здесь в 1,5 м от

контакта с массивной частью в многочисленных гнездах размером 0,2–0,3 м содержится исландский шпат в виде небольших (до 5 см) кристаллов. Гнезда сосредоточены в зоне дробления шириной около 3 м. Шпат желтоватый, прозрачный, трещиноватый, часто образует двойники роста. Извлечено около 30 кг исландского шпата. При обогащении 12,4 кг наиболее крупных кристаллов получено 76 г кондиционного сырья третьего сорта. Проявление малоперспективно из-за низкого качества шпата и малых размеров гнезд [108].

Пункт минерализации р. Маймеча 18 (V-3-18) расположен на левобережье р. Маймеча, в 9,3 км к юго-западу от южной окраины оз. Турукэ и приурочен к миндалекаменным базальтам кровли первого и второго покрова мощностью от 2–4 до 10–15 м (в раздувах до 20 м). В центральных частях зон в многочисленных гнездах размером 0,5–0,8 м и жилах мощностью до 0,5 м с халцедон-кварц-кальцитовой минерализацией обнаружены кристаллы до 10–15 см прозрачного трещиноватого шпата. Отсутствие здесь кондиционного сырья не позволяет считать проявление перспективным [108].

Пункт минерализации оз. Турукэ 2 (V-3-12) расположен на правобережье р. Маймеча, в 2 км к юго-востоку от оз. Турукэ. Здесь в минерализованной зоне (5–7 м) кровли нижнего покрова базальтов, обнаженной на протяжении 25–30 м, шпат локализуется вместе с кальцитом, реже кварцем и халцедоном в крупных гнездах и жилах четковидной формы, ориентированных субпараллельно основанию покрова. Максимальная мощность жил в раздувах – 0,8 м, протяженность – 5–7 м. Кристаллы шпата подверглись неоднократному дроблению, перемяты и раздавлены; из 45 кг извлеченного сырья кондиционных кристаллов не получено. Основные дефекты кристаллов – механические двойники, интенсивная окраска, включения хлорофрита по зонам роста [108].

Пункт минерализации оз. Янгыса 4 (V-3-17) расположен в 2 км к юго-западу от южной оконечности оз. Янгыса. Здесь в крупноглыбовых осыпях под первым и вторым покровами правобоярской свиты на протяжении 1 км встречены многочисленные обломки кальцита и исландского шпата. Три обломка из них весом 5–6; 12 и 15 кг представляют собой сростки нескольких кристаллов. Шпат сильно трещиноват, низкого качества [108].

Пункт минерализации р. Маймеча 26 (V-4-8) расположен на водоразделе рек Чигиды и Маймеча. На водораздельной поверхности в элювиально-делювиальных свалах глыб базальтов и мандельштейнов аянской свиты обнаружен обломок шпата до 20 см в поперечнике. Шпат встречен здесь и в коренном залегании мандельштейнов на площади 0,5 км² в виде мелких (1–2 см) кристаллов, заключенных в редких мелких гнездах в ассоциации с кальцитом, халцедоном, кварцем [108].

Пункт минерализации р. Чангада 6 (V-4-16) расположен на правом борту долины р. Чангада в истоках ее мелкого правого притока. Приурочен к гидротермальной жиле мощностью 5–10 см (в раздувах до 20 см), прорывающей туфы правобоярской свиты. Видимая протяженность жилы – 5 м. Жила сложена халцедоном, кальцитом и мелкими (1–2 см) кристаллами шпата. Здесь же в делювии встречен обломок шпата размером 15 × 20 см [108].

Пункт минерализации оз. Люксина 1 (VI-2-2) находится в 5 км к северу от оз. Люксина. Здесь в покрове миндалекаменных базальтов аянской свиты обнаружено гнездо размерами 0,7 × 1 м, сложенное сростками бесцветных кристаллов исландского шпата [322].

Пункт минерализации оз. Люксина 2 (VI-2-4) находится в 5 км к югу от оз. Люксина, где в покрове мандельштейнов аянской свиты обнаружены прожилки и гнезда кальцита и кристаллов исландского шпата низкого качества размером до 20 см [322].

Пункт минерализации р. Хикчекит 2 (VI-2-6) обнаружен в долине р. Хикчекит, где среди развалов горошчатых базальтов аянской свиты встречены обломки кристаллов исландского шпата размером 5–8 см [322].

В северной части листов R-47-XXXIII, XXXIV выявлены два *пункта минерализации* – *р. Хурэтэ 1 (VI-3-2)* и *р. Лев. Рубашка 1 (VI-4-4)*. На первом из них в делювии лавовой толщи были обнаружены кристаллы полупрозрачного кальцита размером 10–12 см [57].

Пункт минерализации р. Хекчекит-Сяне 2 (VI-5-11) находится на водоразделе рек Чангада, Хекчекит-Сяне и Хаикта и связан с линзой (3 м) шаровых лав среди миндалекаменных базальтов. Кварц-кальцитовая минерализация приурочена к витрофировым базальтам межшаровых пространств. Внутри кварц-кальцитовых гнезд (1,3 × 1 × 0,25 м) обнаружены мелкие (до 2 см) скаленоэдры (первая генерация) и доломчатые кристаллы (вторая генерация) исландского шпата. В ассоциации с кальцитом и кварцем распространены халцедон, агат, горный хрусталь, гейландит [20].

Пункт минерализации р. Хаикта (VI-5-7) находится на этом же водоразделе и также связан с миндалекаменными базальтами аянской свиты. Здесь на площади около 1 км² наблюдались кварц-кальцитовые элювиальные обломки и глыбы, в которых местами обнаружены мелкие (1,5–2 см) кристаллы кальцита и исландского шпата ромбоэдрического и скаленоэдрического габитуса. В результате поисковых работ участок признан неперспективным из-за отсутствия кондиционных размеров исландского шпата [20].

Пункт минерализации р. Хекчекит-Сяне 6 (VI-5-20) находится на левом берегу одноименной реки. Здесь в мандельштейнах хоннамакитской свиты установлена широтная зона дробления (10 м), с которой связана кварц-кальцитовая минерализация. На обогащение было отобрано 8,1 м³ сырья, кондиционный шпат не получен. Он содержит пылевидные включения по зонам роста, имеет механические двойники, трещиноват [20, 401].

Пункт минерализации р. Хекчекит-Сяне 4 (VI-5-13) находится на р. Хекчекит-Сяне в 3 км ниже устья р. Хаикта и приурочен к миндалекаменным минерализованным базальтам правобоярской свиты мощностью 4 м и протяженностью 250–300 м. Минерализация преимущественно кальцитовая, в виде густой сети мелких прожилков и гнезд (5–10 см), составляющих до 35–40 % породы. В одном из гнезд найден кристалл исландского шпата скаленоэдрической формы размером 8 см по наибольшему измерению. Шпат прозрачный бесцветный с участками замутненного молочно-белого кальцита. Он сильнотрещиноват по спайности вследствие естественного разрушения в зоне выветривания [20, 401].

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Флюорит. В северо-восточной части площади листа флюоритовая минерализация жильного типа приурочена к краевым частям малых тел карбона-

титовых эруптивных брекчий. Рассеянная вкрапленность флюорита присутствует в цементе брекчий и во вмещающих карбонатных породах верхнего кембрия.

На КПИ показан один *пункт минерализации р. Прав. Атырдах 4* (Ш-5-21). Здесь непрозрачный фиолетово-серого цвета флюорит образует мелкие гнездообразные скопления в брекчированных доломитах кембрия [213].

Поблизости выявлено еще несколько участков флюоритовой минерализации, приуроченной к брекчированным доломитам. По р. Кустук восточнее массива Чангит флюорит встречается в виде прожилков и гнезд в эндоконтакте карбонатитовых брекчий и в виде редкой вкрапленности во вмещающих мраморизованных доломитах. На р. Маймеча флюорит в виде гнезд и рассеянной вкрапленности отмечен в маломощных карбонатитовых жилах, а также в виде примазок по трещинам в кембрийских брекчированных и глинистых доломитах [325].

МИНЕРАЛЬНЫЕ УДОБРЕНИЯ

Фосфатные

Апатит. Значительная восточная часть территории листа занята Маймеча-Котуйской редкоземельно-глинозем-железородно-апатитовой ранне-среднетриасовой минерагенической областью. Наиболее значимые месторождения апатита находятся восточнее, в пределах данного листа выявлены только одно малое месторождение и два проявления апатита, приуроченных к Гулинскому апатит-флогопит-золото-платиноносному руднороссыпному району и Далбыха-Бор-Уряхскому редкометалльно-титан-апатитовому рудному узлу.

Месторождение Южный массив (Ш-6-21) расположено в пределах Южного карбонатитового штока в геологических границах Гулинского массива. Частично оно охватывает западную часть зоны апомелилитовых пород, которая выделяется как месторождение флогопита.

Первые работы по оценке апатитоносности массива были проведены в 1981–1982 гг. ГСЭ ПГО «Красноярскгеология» и ГИГХС [314]. Ревизионные тематические работы проведены в центральной части Гулинского массива в районе флогопитового месторождения. Опробование керн ранее пробуренных скважин показало наличие апатита с выдержанным содержанием пятиоксида фосфора по всей глубине. Проведено штучное опробование поверхности карбонатитовых массивов и ийолитов. По Северному массиву среднее содержание P_2O_5 составило 1,9 % (139 проб с колебаниями от 0,06 до 10,76 %), по Южному массиву среднее содержание P_2O_5 составило 4,82 % (165 проб с колебаниями от 0,19 до 10,24 %). По мнению авторов, суммарные ресурсы до глубины 150 м составляют 120 млн т пятиоксида фосфора.

Последующие работы по оценке апатитоносности массива, включающие бурение, геофизические работы, поисковые маршруты были проведены в 1982–1984 гг. ГСЭ ПГО «Красноярскгеология» [360]. По результатам работ выделены следующие геолого-промышленные типы руд: 1) апатит-силикатный, 2) апатит-карбонатный, 3) апатит-магнетитовый. Разделение руд на та-

кие типы весьма условно, т. к. кальцит присутствует и в силикатных рудах, а в карбонатных отмечаются слюда, магнетит, пироксен, оливин.

Апатит-силикатные руды представлены апомелилитовыми породами, обогащенными апатитом, который образует гнезда, мелкую вкрапленность, крупные призматические кристаллы размером до 10 см в ассоциации с флогопитом, гранатом, пироксеном, кальцитом, магнетитом. Апатит-карбонатные руды представлены апатитовыми карбонатитами, содержащими вкрапленники, гнезда и прожилки апатита мощностью до 1 см. Апатит-магнетитовые руды пользуются незначительным распространением.

Более детальные работы были проведены в 1985–1986 гг. Полярной экспедицией «Красноярскгеология» [302]. Основным методом поисково-оценочных работ было принято бурение с последующим керновым опробованием керна. Всего в процессе этих работ пробурено 26 скважин средней глубиной 100,3 м, большая часть из которых были расположены в пределах Южного (12) и Северного (9) карбонатитовых массивов.

По результатам этих работ выделено три основных типа апатитового оруденения: 1) апатит-силикатный, 2) апатит-карбонатный и 3) апатит-франколитовый. Апатит-магнетитовое оруденение распространено незначительно в виде небольших тел размерами до первых метров и самостоятельного значения не имеет. Все типы руд оконтурены в виде самостоятельных участков.

Апатит-силикатные руд выделены среди апомелилитовых пород флогопитового месторождения за контурами Южного карбонатитового массива, примыкая к нему с севера. Площадь их развития составляет 278 тыс. м². В составе руд преобладают кальцит-диопсидовые и гидромелилитовые породы. Средний минеральный состав руд, по визуальной оценке в керне скважин, следующий (%): кальцит – 10, диопсид – 30, апатит – 15, флогопит – 40, магнетит – 2.

Апатит-карбонатные руды – первично-магматического происхождения, составляют основной объем месторождения и представлены их главными разновидностями крупно- и мелкокристаллическими кальцитовыми и доломитовыми карбонатитами. Эти разновидности слагают обособленные участки массива и могут быть выделены в самостоятельные рудные зоны. Общим для всех них является преобладание карбонатов. Содержание основных минералов составляет (%): кальцит или доломит 80–90, апатит 8–15, магнетит 3–10 и флогопит 1–5.

Апатит-франколитовый тип представлен двумя небольшими телами среди кальцитовых карбонатитов. Тела сложены франколитовыми брекчиями с реликтами выветрелых карбонатитов и представляют собой остаточное инфильтрационные образования (кора выветривания по карбонатитам в гипергенных условиях). Обломки брекчии представлены преимущественно апатитолитами, реже магнетитовыми апатитолитами и кальцитом. Часто они оторочены коркой бурого полупрозрачного лимонит-франколитового агрегата. Связующая масса выщелочена и перекристаллизована, превращена в сферолитовые агрегаты натечного облика.

Проявление Северный массив (П-6-16) расположено в пределах Северного карбонатитового штока Гулинского массива. Изучалось оно параллельно с Южным массивом [302, 360]. По результатам опробования карбонатитов ни

одна из скважин не пересекла достаточно мощный рудный интервал и содержание пятиоксида фосфора в них не превышает 3 %. Поэтому в качестве рудного объекта здесь рассматривается только залежь апатит-франколитовых руд в поле развития крупнозернистых кальцитовых карбонатитов. На площади штока выявлено несколько овальных в плане крутопадающих тел, образованными франколитовыми брекчиями. Из попутных компонентов присутствуют ниобий, цирконий, стронций, редкие земли, фтор [352, 402].

Проявление Далбыха (Ш-6-17) приурочено к одноименному массиву щелочно-ультраосновных пород ийолит-карбонатитового комплекса. Массив Далбыха-Центральная находится на границе листов R-47 и R-48, площадь его – 4,1 км². В его пределах выделено три типа апатитовых руд [311]: апатит-силикатные, апатит-карбонатные и магнетит-apatитовые. Оконтуривание рудных тел проведено по бортовому содержанию P₂O₅ 3 %.

Апатит-силикатные руды представляют собой ультраосновные щелочные породы, обогащенные апатитом. Последний присутствует в виде гнезд размером до 20 см, вкрапленников и прожилков. Эти руды образуют в центральной части массива рудное тело площадью 0,84 км² со средним содержанием P₂O₅ 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 P₂O₅ в этих рудах – 4,11 %. Апатит-магнетитовые руды выявлены только на глубине при бурении скважин. Среднее содержание P₂O₅ в этих рудах – 10,17 %.

Фосфорит. На карте полезных ископаемых показаны шесть площадных (V-5-4, 5, 9, 11; V-6-2, 3) и пять точечных (V-5-1, 3; V-6-1,4,5) *шлиховых ореолов* фосфоритов. Все они на листах R-47-XXIII, XXIV установлены при проведении ГГС-200 [286]. Ореолы фосфорита (коллофана) выявлены при опробовании руслового аллювия р. Тукалан и притоков р. Маймеча. Содержание зерен коллофана в шлиховых пробах – от 2 до 20 знаков.

Большая часть ореолов расположена в поле развития карбонатных пород ордовика и силура. Региональная фосфатоносность карбонатного палеозоя характерна для всего Западного Прианбарья. Наличие коллофана в цементе карбонатных пород установлено в разрезе нижнего кембрия, где содержание пятиоксида фосфора достигает 3,6 %. Присутствует коллофан и в ордовикских отложениях. Таким образом, природа шлиховых ореолов определяется рассеянной фосфатоносностью карбонатного разреза нижнего палеозоя.

Фосфоритоносными являются верхнемеловые отложения Дудыптинской структурно-фациальной зоны, занимающей небольшой фрагмент территории в северо-западном углу площади листа, однако при предыдущих исследованиях [381] ни одного объекта на данной территории показано не было.

ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Флогопит. В пределах листа выявлено одно крупное месторождение и одно проявление флогопита. Данный вид минерального сырья приурочен к щелочно-ультраосновным массивам Маймеча-Котуйской области, большинство

из которых расположены восточнее, за рамками листа R-47. Но наиболее крупное и лучше всего изученное месторождение флогопита находится на Гулинском массиве в пределах данной территории.

Месторождение Гулинское (П-6-23) расположено в южной части одноименного массива среди якупирангит-мельтейгитов и апомелилитовых пород между двумя карбонатитовыми штоками. Месторождение изучалось в разные годы многими исследователями. Основные работы по оценке месторождения с подсчетом запасов проведены в 1952–1956 гг. Е. М. Эпштейном [413], итоги оценки флогопитовых месторождений, в том числе Гулинского, подведены С. М. Прохоровой [187].

Выделены два типа ослюденения: первый – рассеянные гнезда и вкрапленность флогопита в апомелилитовых породах и второй – нефелин-пироксен-флогопитовые пегматоидные жилы в якупирангит-мельтейгитах. В гнездовом типе содержание флогопита составляет до 40 %, размер кристаллов в среднем – 5–8 см, редко – до 30 см. В жильном типе размер кристаллов флогопита от 5 × 6 см до 30 × 40 см, иногда до 50 × 60 см, толщина пачек – до 15 см. Размер скоплений кристаллов в жилах до 6 × 10 м.

Наиболее ценные маложелезистые разновидности флогопита размещаются на контакте щелочных пород с ультрамафитами вдоль зон трещиноватости. Более железистые флогопиты локализуются там, где наряду с оливиновыми ультрамафитами развиты зоны мелилитсодержащих пород. Еще более железистые флогопиты отмечаются на участках, где преобладают пироксениты. Благоприятным критерием флогопитизации являются зоны пегматоидных разновидностей пород.

Всего на месторождении выявлено семь участков флогопитовой минерализации. Три участка (№ 1, 3, 4) расположены в северо-западной части месторождения и представляют собой тела, сложенные преимущественно кальцит-диопсидовыми породами. Промышленное значение имеют два из них: № 1 в виде вертикального изометричного тела (450 × 400 × 300 м) и № 4 в форме линзообразного (60 × 20 м) тела. Флогопит в них находится в виде отдельных кристаллов и их скоплений. Форма кристаллов изометричная или таблитчатая, размер кристаллов – от 5 до 60 см. Качественная характеристика по содержанию флогопита на первом участке – 32,5 кг × см/м³, на четвертом участке – 177,9 кг × см/м³.

Остальные участки расположены в юго-восточной части Гулинского месторождения. Содержание флогопита на них ниже, он представлен в виде пластинчатых кристаллов размером до 4 × 7 см, а также их скоплений. Часть кристаллов содержит включения апатита и меланита.

Проведенные технические испытания флогопита показали следующие результаты: плотность 2,73–3,03 г/см³, твердость 85–120 кг/мм², гибкость 6–8,5 мм, удельное расщепляющее усилие 0,43–0,71 кг/см², электрическая прочность флогопита 152,5–178,0 кВ/мм, удельное объемное электрическое сопротивление 7,81 × 10¹¹–7,66 × 10¹² Ом · см.

После завершения данных разведочных работ принято Постановление Совета Министров СССР от 14 августа 1959 г. за № 988 и Постановление Совета Министров РСФСР от 15 сентября 1959 г. за № 1546 об усилении геологоразведочных работ на слюду. Главное управление геологии и охраны недр при

Совете Министров РСФСР приказом № 866 от 10 октября 1959 г. предложило продолжить геолого-поисковые работы на флогопитовом месторождении Гули Красноярскому геологическому управлению. В свою очередь управление обязало проводить эти работы Норильскую геологоразведочную экспедицию, которая приказом за № 344 от 14 декабря 1959 г. организовала в своем составе Гулинскую поисково-разведочную партию.

Согласно решению технического совещания от 1 марта 1960 г. в г. Москва при заместителе начальника Главгеологии РСФСР Б. М. Косове, перед Гулинской поисково-разведочной партией на 1960–1961 гг. были поставлены следующие задачи.

1. Провести все необходимые организационные мероприятия для обеспечения последовательного развертывания геологических работ в Котуй-Маймечинской флогопитоносной провинции, начиная с 1961 г.

2. Поставить поисково-разведочные работы на Гулинском месторождении флогопита, на перспективных площадях, непосредственно прилегающих к флогопитоносным участкам № 1 и 4, для расширения промышленных площадей последних и увеличения запасов флогопита в целом.

В результате проведенных в 1960 г. работ на восточном фланге 1-го участка выяснено, что поле слюдоносных автореакционных скарнов (апомелилитовых пород, по Е. М. Эпштейну) протягивается более чем на 120 м, что позволяет утверждать об увеличении запасов на 25–30 %, т. е. с 187 до 240 тыс. т [387].

Однако уже в середине декабря 1960 г. руководство Главгеологии РСФСР в лице заместителя начальника Б. М. Косова предложило геологические работы на Гулинском месторождении флогопита прекратить и Гулинскую партию ликвидировать. Авторам настоящей записки такой крутой поворот по работам на флогопит не ясен, скорее всего он вызван изменившейся конъюнктурой на данный вид минерального сырья и (или) открытием в 1960 г. крупнейшего Ковдорского месторождения, на котором велась промышленная эксплуатация вплоть до 2013 г. В дальнейшем никаких работ на Гулинском месторождении не велось, кроме попутной оценки флогопитоносности при поисковых работах на апатит, геологосъемочных и тематических исследований.

Проявление Романиха (Ш-5-14) на одноименном массиве щелочно-ультраосновных пород связано с участками развития штокверков метасоматических кальцит-диопсидовых, флогопит-магнетитовых и флогопитовых пород (слюдитов). В центральной части массива выделено два таких участка, имеющих размеры не более 150 × 400 м. Флогопит зеленоватого цвета. Содержание его в породах на первом участке составляет 40–50 %, размер кристаллов – 1–2 мм, реже 3–5 см. На втором участке преобладают кристаллы размером 1–2, реже 5–7 см. Проявление изучено не достаточно [306].

Графит. В пределах территории листа выявлены два проявления и два пункта минерализации графита. Его образование обусловлено термальным преобразованием углей и углистых пород под воздействием долеритовой магмы на участках их контакта.

Проявление р. Чопко 2 (П-6-30) обнаружено в верховьях одноименной реки. Здесь на площади 300 × 500 м, среди элювиально-делювиальных развалов

черных углистых алевролитов и песчаников встречены прослои чистого графита мощностью до 5 см. Отмечается также плитчатый щебень графита толщиной до 3 см, размер отдельных плиток до 10–20 см. Прослои графита отмечаются также среди углистых алевролитов в скважине на этом участке на глубине 50–57 м [349].

Проявление р. Логоки 7 (Ш-3-21) расположено на водоразделе рек Хирги и Логоки. Здесь на площади 3×5 м зафиксированы глыбы графита размером до $10 \times 30 \times 50$ см, находящиеся в 6 м по склону ниже подошвы дифференцированной интрузии габбродолеритов. Графит имеет скрытокристаллическую структуру, массивную текстуру, в нем наблюдаются угловатые обломки кварца и плагиоклаза. По результатам технического анализа, графит может быть рекомендован в качестве литейного, сырья для изготовления химически стойких изделий и сырья для электроугольного производства [240].

Пункт минерализации руч. Секталылар 2 (Ш-4-5) расположен на левом борту долины руч. Секталылар, в 3 км западнее устья руч. Торогой. Зона графитизации приурочена к подошве останца интрузии и прослеживается вдоль контакта с перерывами на 500 м. Графитизации подвергнуты маломощные пропластки угля, углистых алевролитов; мощность графитизированных пород, судя по распространению в развалах, не превышает десятков сантиметров. Результаты технического анализа графита из этого проявления (две пробы) следующие (%): влажность – 0,19–0,84, зольность – 2,79–53,64, сернистость общая – 0,0095–0,030, содержание железа, растворимого в соляной кислоте – 0,23–0,36 %. Низкое качество графита и неблагоприятные геологические условия не позволяют отнести это проявление к разряду перспективных [306].

Пункт минерализации р. Ханар 2 (Ш-3-5) расположен на левом борту р. Ханар, в его среднем течении. Здесь установлены мелкие обломки графита в высыпках углистых аргиллитов на площади, приуроченных к прикровельным участкам долеритовых интрузий [240].

ДРАГОЦЕННЫЕ КАМНИ, ПОДЕЛОЧНОЕ СЫРЬЕ

Алмазы. В пределах площади листа выявлено два проявления алмазов: одно в коренных породах кимберлитов, другое – в аллювиальных отложениях.

Проявление трубка Красноярская (Ш-6-13) приурочено к кимберлитовой трубке Красноярской Далбыхского кимберлитового поля. Трубка была обнаружена Л. В. Махлаевым в 1961 г. при проведении геологической съемки масштаба 1 : 200 000 листов R-47-XVII, XVIII [147, 213]. Затем были открыты трубки Треугольник, Желтенькая, Крохотуля, Прощальная и др. Открытие кимберлитовых трубок послужило основанием для выделения на водоразделе рек Маймечя и Котуй Далбыхского кимберлитового поля, входящего в пределы листа своей западной частью. Проведенными тогда же поисковыми работами в виде мелкообъемного опробования нескольких кимберлитовых тел положительного результата не дали.

В 1968–1969 гг. поисковые работы в пределах Далбыхского кимберлитового поля проводила Норильская экспедиция [403]. В комплекс поисковых

работ входили аэромагнитная съемка масштаба 1 : 25 000, горные работы, шлиховое и мелкообъемное опробование. Были выявлены еще несколько кимберлитовых тел: Норильчанка, Псевдотреугольник, Длинная, Мраморная. Поисковыми работами (мелкообъемное опробование общее 56,1 м³) алмазы установлены не были.

В 1979–1982 гг. поиски проведены ГСЭ ПГО «Красноярскгеология» [311]. Работы включали наземную магнитную съемку масштаба 1 : 2000, шлиховое опробование на ряде трубок. В эпицентре магнитной аномалии трубки Красноярская пробурена скважина глубиной 200 м. По результатам опробования из протоочки керновой пробы в интервале 23,4–34,6 м обнаружено одно зерно алмаза.

Алмаз представлен обломком кристалла октаэдрического габитуса размером 0,24 × 0,16 мм. Совместно с алмазом в концентрате отмечены пиропы и хромшпинелиды.

В этот же период проводилась геологическая съемка и поиски масштаба 1 : 50 000 на Маймечинской площади, включающей Далбыхское кимберлитовое поле [325]. При опробовании керна пробуренных на кимберлитовых трубках скважин (340 пог. м) алмазы найдены не были. В то же время выявлены *шлиховые ореолы* пиропов (Ш-6-9, 14).

По ряду критериев, рассмотренных подробнее в гл. «Закономерности...», перспективы алмазоносности данного кимберлитового поля рассматриваются как низкие.

Проявление р. Деликан (Ш-5-9) представляет собой находку в приустьевой части р. Деликан (Делькан) трестом «Арктикразведка» трех мелких кристаллов алмаза в современной аллювии [296]. Эти работы проводились в рамках массовых поисков алмазов на Сибирской платформе в начале 1950-х годов. Алмазы найдены в самом устье и в 0,4 км, а также в 3,5 км от устья, имеют массу 4,6, 2,2 и 1 мг соответственно. Кристаллы имеют октаэдрический и додекаэдрический облик и не имеют следов дальнего переноса. Минералы-спутники на этом участке отсутствуют, они встречены выше по р. Деликан в русловом аллювии.

В 1966 г. Норильская экспедиция проводила поисковые работы на алмазы в бассейне р. Деликан в районе находок алмазов [409]. Отобрано 450 шлиховых и 10 мелкообъемных проб. Результаты работ отрицательные, хотя концентраты мелкообъемных проб не просмотрены. Вывод: алмазы приустьевой части р. Деликан являются дальнеприносными и не связаны с местными источниками.

При геологической съемке масштаба 1 : 50 000 на Романихинской площади [306] проведено мелкообъемное опробование на трех участках в среднем и верхнем течении р. Деликан и на одном участке в верхнем течении р. Коготок. Всего отобрано 20 проб по 1,15–2,2 м³ каждая, общий объем – 35,05 м³. Концентраты проб просмотрены на рентгенолюминесцентных аппаратах без липкостного процесса в лаборатории Ботуобинской экспедиции. Алмазы и их спутники бутарным шлиховым опробованием класса –1+0,5 мм не обнаружены. Таким образом, природа появления алмазов в приустьевой части р. Деликан остается неустановленной.

Хризолиты. В пределах территории листа показано одно *проявление хризолита – р. Чопко 1 (II-6-31)*, расположенное на правом борту р. Чопко, в 20 км от устья. В обнажении туфы правобоярской свиты рассечены жилами и тонкими дайками пикритов мощностью 0,15–5 м. На протяжении 100 м наблюдается 10 даек. Пикриты насыщены (до 50–60 %) вкрапленниками хризолита, размеры которых 3–7 мм, отдельные зерна – до 2–3 см.

Образцы с хризолитом могут быть использованы как коллекционный материал, а в зонах выветривания возможны находки кристаллов, пригодных для ювелирной промышленности [402].

Хромдиопсиды. В пределах территории листа выделено одно *проявление хромдиопсида – р. Сабыда 4 (II-6-20)*, открытое в 1977 г., находится в верховьях р. Сабыда в 9 км к югу от контакта Гулинского массива. Здесь среди туфов правобоярской свиты встречено трубообразное тело крупнозернистых пикритов диаметром около 3 м, вскрытое в коренном выходе и крупноглыбовых элювиальных развалах. Пикриты равномерно насыщены идиоморфными вкрапленниками ярко-зеленого хромдиопсида до 1 см по длинной оси. Содержание его в породе – 10–12 %. В образцах, отобранных в зоне выветривания, хромдиопсид трещиноватый, но на глубине можно ожидать качественные, пригодные для ювелирной промышленности кристаллы.

По заключению экспедиции «Байкалкварцсамоцветы» хромдиопсид представлен зелеными короткостолбчатыми кристаллами до 0,5–1 см, по краям просвечивающими на 1–1,5 мм. Основными дефектами является трещиноватость, а также то, что извлечение их из плотной кристаллической массы затруднительно [402].

Более значительные проявления хромдиопсидовой минерализации можно ожидать в оливинитах Гулинского плутона, а также в дайках ультраосновных пород вблизи него.

Горный хрусталь. Проявления горного хрусталя относятся к гидротермальному поствулканическому генетическому типу. Он встречается обычно в миндалекаменных базальтах и шаровых лавах, реже приурочен к долеритам, кавернозным доломитам и туфам. Обычная для него ассоциация с кальцитом, агатом, опалом, халцедоном и цеолитами. В качестве самостоятельных объектов на карте показано 11 пунктов минерализации горного хрусталя. В качестве разновидностей горного хрусталя отмечаются окрашенные его разновидности – аметист и раухтопаз. Продуктивные тела представлены минерализованными зонами миндалекаменных базальтов, зонами повышенной трещиноватости и брекчирования или сочетанием первых и вторых. Минерализация локализуется в крупных миндалинах и трещинах, выполненных друзами горного хрусталя, аметиста, агатом, опалом, кальцитом.

На водоразделе рек Ледяная и Аякли *пункты минерализации р. Лев. Боярка 4 (III-1-11), р. Лев. Боярка 5 (III-1-17), р. Мегу 2 (III-1-15)* характеризуются тем, что в миндалекаменных базальтах аянской свиты установлены гнезда, сложенные кальцитом в ассоциации с аметистом, раухтопазом, горным хрусталем, агатом, анальцимом и цеолитами. Размеры гнезд – до 15 см, площадь распространения минерализации 50 × 60 м [52, 159].

Пункт минерализации р. Баты-Юрях 3 (Ш-3-7) расположен в левом борту долины р. Баты-Юрях, в днище долины безымянного притока. Представлен коренным выходом базальтов правобоярской свиты, с переходами к лавобрекчиям, кластолавам и лавокластитам, интенсивно трещиноватым и миндалекаменным. Пустоты и трещины выполнены щетками и друзами горного хрусталя, аметиста, дымчатого кварца, кальцита размером до 2 см, в ассоциации с кристаллическими агрегатами встречаются агат и опал. Минерализованная зона прослежена на 200 м при ширине 10 м и мощности 3 м. Содержание камнесамоцветного сырья составляет от 3–5 до 10 % объема породы [350].

Пункт минерализации р. Баты-Юрях 5 (Ш-3-12) расположен в правом борту долины одноименной реки. Представлен элювиально-делювиальными развалами долеритов, среди которых на площади в несколько десятков метров квадратных отмечаются обломки размером до 30 см, сложенные кварц-халцедон-кальцитовым агрегатом, включающим часто друзы, щетки до 10 см в поперечнике, кристаллы прозрачного и дымчатого кварца и кальцита [350].

Пункт минерализации р. Бол. Романиха 4 (Ш-4-1) расположен в днище долины р. Сэлилэк – правого притока р. Бол. Романиха – в 5,5 км выше устья. Представляет собой обнаженный фрагмент контакта двух покровов базальтов протяженностью около 25 м. В кровле нижнего покрова выделяется зона мощностью 1,0–1,5 м, насыщенная миндалинами и пустотами, выполненными кальцитом, голубовато-серым и полупрозрачным опалом, наиболее крупные (5–15 см) – друзами горного хрусталя, иногда с бледно-фиолетовой окраской. Объем минерализованных пустот и миндалин в пределах зоны составляет (%): 30–40, в том числе выполненных кальцитом – около 10, опалом – 20, кварцем – 5. Размеры кристаллов кварца – 2–5 мм. Пустоты и миндалины размером до 3–4 см, выполненные кальцитом и мелкокристаллическим кварцем в объеме 20–30 %, отмечаются в нижней части (0,5–1,0 м) верхнего покрова базальтов [306].

Пункт минерализации р. Деликан 1 (Ш-5-2) расположен в левом борту долины р. Деликан. Представлен элювиальными развалами минерализованных миндалекаменных базальтов, прослеженных на расстоянии до 300 м. Концентрация обломков с полезной минерализацией в развалах достигает 5–10 на 1 м², размеры – до 5–10 см; встречаются агат, друзы горного хрусталя с размерами кристаллов до 3–5 мм [306].

Пункт минерализации р. Деликан 2 (Ш-5-1) расположен в правом борту долины р. Деликан, в 5 км от предыдущего. Представлен обширными (около 200 × 300 м) делювиальными развалами базальтов с кварцем, халцедоном, кальцитом в миндалинах. Насыщенность развалов обломками значительная. Полоса развалов с полезной минерализацией прослеживается на 500–600 м. Мощность минерализованной зоны, по предварительной оценке, достигает нескольких метров [306].

Пункт минерализации р. Аякли 3 (IV-2-9) расположен в 5 км к юго-западу от устья р. Дюрняки у подножия останцовой вершины, сложенной породами нижнеаянской подсвиты. Здесь наблюдаются элювиально-делювиальные осыпи, в которых преобладают обломки базальтов с пойкилоофитово-интерсертальной структурой. На площади около 0,3 км² найдены отдельные

друзы и гнезда, имеющие размер от 0,5 до 20 см в поперечнике, которые состоят из хорошоограниченных кристаллов полупрозрачного и прозрачного кварца среди халцедонового субстрата. Отдельные прозрачные кристаллы горного хрусталя достигают 2 см в длину. Иногда они окрашены в бледно-фиолетовый цвет [142].

Пункт минерализации р. Ниж. Далбыха 3 (Ш-6-19). Кристаллы горного хрусталя встречаются на площади развития кавернозных доломитов среднего кембрия на правом берегу правого притока р. Ниж. Далбыха среди аллювиальных россыпей, где на площади 50 м² было найдено 10 кристаллов размером до 10 мм в поперечнике и длиной до 30 мм [213].

Халцедоны. Халцедон и минералы его группы (опал, сердолик, агат) сопутствуют исландскому шпату и горному хрусталу в пределах поля их развития на плато Путорана. Он так же, как и эти минералы, встречается в покровах базальтов, реже, в интрузивных телах долеритов.

На карте показаны только два пункта минерализации халцедона в верховьях р. Огокту (*пункт минерализации р. Огокту 1 – IV-1-7*), а также на водоразделе р. Улгукит и левого притока р. Хугдякит (*пункт минерализации р. Хугдякит 4 – IV-1-9*). Однако встречается халцедон значительно чаще среди тех объектов, которые относятся к проявлениям исландского шпата и горного хрусталя. Наибольшее количество обособленного халцедона (1–3 на 1 м²) отмечено на участках миндалекаменных зон базальтов с пойкилоофитово-интерсертальной структурой, слагающих верхнюю часть толщи аянской свиты. Халцедон в одних случаях образует самостоятельные мелкие обособления (2–10 см) и жеоды (10–20 см), в других является составной частью гнезд и жеод с кварцем и кальцитом. Цвет халцедона темно-серый до черного и голубовато-серый. Иногда встречаются обломки халцедона типа оникса с чередованием тонких слоев белого и дымчато-серого цвета размером 0,5–1,5 мм. Рисунок довольно сложный – от концентрически-волокнутого, ломаного до причудливо волнистого. Нередко вместе с халцедоном встречаются белый опал, а кое-где и светло-фиолетовый аметист. Встречаются разноокрашенные концентрически-слоистые агаты. Протяженность минерализованных зон – от 20 до 30 м, мощность – от 5 до 15 м [142].

Помимо отмеченной минерализации, связанной с триасовым вулканизмом, в пределах Енисей-Хатангской впадины известны многочисленные находки обломков халцедона и его разновидностей: агата и сердолика. Обломки приурочены в основном к рыхлым меловым и четвертичным песчано-галечным отложениям и имеют среднюю степень окатанности и небольшие размеры (до 5 см). Более крупные обломки редки и, как правило, сильно трещиноваты. Среди халцедонов различаются сердолики ярко- и бледноокрашенные, агаты, зонально окрашенные халцедоны и яшмоподобные породы. Каких-либо скоплений обломки халцедонов не образуют, хотя встречаются участки, где, по результатам опробования, вес собранных халцедонов и его разновидностей достигает 1–3 кг на 1000 м² поверхности кос и пляжей [402].

Специальные поиски цветных халцедонов по р. Хета проведены Норильской экспедицией в 1971 г. [299]. Опробованы пляжи и песчаные косы реки ниже пос. Катырык (устье р. Маймечя). Практически во всех опробованных

точках в аллювиальных отложениях реки отмечались цветные халцедоны. Содержание их в галечниковом покрове зависит от общего содержания галек в нем и изменяется, по результатам опробования, от 50–100 г до 2,5–3 кг на 1000 м² площади. Наиболее высокие содержания отмечались в районе пос. Новая и территориально совпадает с проявлением янтаря уч. Соколовский. Выделяются следующие разновидности халцедонов: сердолики ярко окрашенные, сердолики бледно окрашенные, халцедоны бледной окраски, агаты и зонально окрашенные халцедоны.

По заключению экспертов, по камнесамоцветному сырью размеры гальки и обломков халцедонов в бассейне р. Хета в целом и бездефектные участки в них в своем большинстве – меньше минимальных кондиционных. Это дает право считать, что данные скопления халцедонов в россыпях практической ценности не имеют. Однако характер трещиноватости халцедонов указывает на то, что пробы отбирались на участках россыпей, находящихся в зоне активного морозного выветривания. Поэтому более интересными могут оказаться россыпи из кос, обнажающихся только временно, в межевой период.

Янтарь. В пределах листа показано семь проявлений янтаря, хотя находок его может быть значительно больше. Он широко распространен среди меловых отложений бегичевской, ледяной, хетской свит и выше в осадках верхнего сантона–кампа и маастрихта Енисей–Хатангского прогиба в нижнем течении рек Маймеч и Хета. Особенно крупные янтари встречаются в песках бегичевской и хетской свит. Обычно они наблюдаются в линзах углистых песков или углефицированной древесины в виде мелких (до 5 мм) обломков, более крупные (10–20 мм) составляют менее 3 % от общего количества, 30–40 мм – единичны. Протяженность янтароносных линз достигает 15–20 м, мощность – 0,6–0,7 м. Из меловых отложений янтарь может попадать в четвертичные моренные или аллювиальные отложения.

Меловые смолы Енисей–Хатангской депрессии принадлежат к видам группы ретенита [402]. Все проявления янтаря находятся в пределах выделяемого Хетского янтароносного мелового прогнозируемого района.

Проявление участок Янтардах (П-4-1) расположено на правом борту р. Маймеч, в 3 км от ее устья. В отложениях хетской свиты верхнего мела отмечаются две серии косослоистых углистых песков с янтарем мощностью более 1 м каждая. Содержание янтаря – 10,7–10,9 кг/м³. Формы и размеры янтаря весьма разнообразны. Преобладают массивные, натечно-скорлуповатые и натечно-слоистые текстуры. Янтарь чаще прозрачный, непрозрачные разновидности составляют около 35 % и имеют белесую окраску. Блеск янтаря смолистый, излом раковистый. Плотность – 1,05–1,07 г/см³, средний элементарный состав (%): С – 81,8, Н – 11,08, О – 6,85, S – 0,51. Этот участок является наиболее богатым янтарем среди всех известных в данном районе [402].

Проявление участок Соколовский (П-6-3) расположено на правом борту р. Хета, в 12 км ниже пос. Новая. Янтарь обнаружен в каргинских отложениях, переотложенных из меловых осадков. Наибольшие концентрации янтаря в линзах углистых песков достигают 25 кг/м³. Мощность линз не превышает 0,15–0,20 м.

Проявление участок Исаевский (I-5-3) расположено на правом борту р. Хета в районе ур. Исаевское. Здесь в отложениях мугинской свиты встречены линзы углистых песков с содержанием янтаря от 1 до 4–5 кг/м³. В основном янтарь присутствует в виде обломков до 5 мм. Более крупные обломки редки [52, 402].

Проявление участок Булун (I-5-4). На данном участке в песках хетской свиты отмечаются две пачки углистых песков с янтарем. Нижняя мощностью 0,2–0,3 м с большим количеством обломков янтаря и угля, верхняя мощностью 1–1,5 м с меньшей концентрацией янтаря. Концентрация янтаря на участке колеблется от 4 до 11 кг/м³ [402].

Другие проявления янтаря на территории листа аналогичны вышеописанным.

Поделочная окаменелая древесина. Обломки поделочной окаменелой древесины (*проявление III-2-1*) описаны в разрезе отложений нижнего мела на р. Боярка, в 2 км ниже слияния Лев. и Прав. Боярки [52]. Размеры обломков составляют до 40 × 10 × 8 см, наблюдается пиритизация. Запасы, распространенность и возможность использования древесины как поделочного камня требуют дополнительного изучения. Сходная древесина найдена на левом берегу р. Хета при выходе ее с плато Путорана в аллювии западнее рамки описываемого листа.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Глины кирпичные. В пределах листа выявлено 10 месторождений кирпичных глин, расположенных в двух различных структурах. Четыре месторождения находятся в северной части площади листа в пределах Енисей-Хатангского прогиба, шесть – в юго-восточной части, в пределах Муруктинской впадины. Приурочены они к озерным фациям водно-ледниковых отложений четвертичного возраста.

Месторождение р. Горелая (I-3-2) расположено в верховьях названной реки. Здесь в береговых обрывах высотой 15–16 м обнажается горизонт муруктинских глин, который прослеживается на 14 км. Глины зеленовато-темно-серые ленточные (мощность слойков – 1–3 мм) с редкими плоскими известковистыми стяжениями. Ориентировочная площадь распространения – 14 км² при средней мощности 3 м. Перекрыты 5-метровой пачкой песчаных отложений [381].

На *месторождении оз. Домашнее (II-2-1)* двумя скважинами вскрыты ленточные глины голубовато-серые пластичные, жирные, тонкодисперсные, сходные с описанными на месторождении р. Горелая. Скв. 4 они вскрыты на глубине 5–17 м. Вскрыша представляет собой пески мощностью 2 м и озерные глинистые алевролиты и илы мощностью 3 м. В скв. 8 ленточные, тонкодисперсные глины залегают в интервале 14–30 м.

Лабораторные исследования глин (Красковский опытный завод ВНИИСТРОМ) показали, что глины относятся к группе дисперсного глинистого сырья монтмориллонитового состава с примесью гидрослюд, с незна-

чительной примесью карбонатов, умеренным количеством кремнезема, повышенным содержанием окислов железа и глинозема. Глины обладают средней пластичностью, легкоплавкостью, коротким интервалом спекания, удовлетворительной формовочной способностью, средней чувствительностью к сушке, высоким показателем воздушной и огневой усадки, а обожженные образцы – высокой механической прочностью при сжатии и изломе. В целом глинистое сырье годится для производства обыкновенного кирпича с применением обогащающих добавок [381].

Месторождения р. Уголяк (I-6-1) и р. Трофимова 1 (II-3-1) аналогичны вышеописанным.

В юго-восточной части площади листа глины приурочены к северной половине Муруктинской котловины.

В долине р. Маймеча, в 12 км ниже оз. Турукэ (*р. Маймеча 24 – V-4-5*) обнажены озерные ленточные серые и зеленовато-серые гидрослюдистые глины. Протяженность выхода – 500 м. По содержанию тонкопылеватых и илистых частиц (87–98 %) они относятся к дисперсному сырью, по пластичности (число пластичности 7,2–8,3) – к среднedisперсным глинам. Большое содержание иловатой фракции, а также засоренность глин делает их пригодными для производства кирпича только при условии применения большого количества обогащающих добавок.

Во врезе р. Нерангда-Сене севернее оз. Себяки (*р. Нерангда-Сене – V-3-23*) вскрыты озерные глины зеленовато- и буровато-серые видимой мощностью 12,2 м, прослеженные на расстояние 250 м. По составу глины близки к описанным выше и отличаются большей засоренностью [52, 108].

Месторождение р. Дагалдын 3 (VI-3-17) приходится на правый склон долины р. Дагалдын, напротив устья р. Амнундакан. Глины прослеживаются в естественных обнажениях высотой до 10–12 м. Они участвуют здесь в строении террасовидной поверхности. На склоне глины переработаны делювиальными процессами и вскрываются в шурфах и копушах на площади 1–1,5 км². Мощность их местами достигает 15 м.

Месторождение р. Дагалдын 7 (VI-4-21) располагается в днище долины р. Дагалдын в 3 км выше устья р. Чатара. Глины обнажаются у уреза воды. Можно предположить, что они выполняют переуглубленную часть долины на площади 2–3 км² и имеют мощность 1–7 м.

Месторождения р. Дагалдын 8 (VI-4-22) охватывает долину р. Чавыдя в ее нижнем течении. Глины прослеживаются в естественных обнажениях высотой до 10–12 м. Они участвуют здесь в строении террасовидной поверхности на площади около 6 км².

Технологические исследования глин данных месторождений показали, что во всех случаях глины характеризуются малым содержанием (до 2 %) песчаных и пылеватых фракций. Крупные включения отсутствуют. Тонкопылеватые (0,01–0,005 мм) и иловатые (0,005–0,001 мм) частицы составляют 90–99 %. Глины гидрослюдистые и бейделлитовые, слабо реагируют с соляной кислотой. По содержанию глинистых фракций анализируемые породы относятся к грубодисперсным и умеренно-пластичным (число пластичности колеблется от 7,2 до 8,3). Такое сырье пригодно для производства кирпича, но в этом случае требуется сложная обработка.

Описанные глины имеют озерное происхождение и отлагались в бассейнах, подпруженных зырянскими ледниками [89].

Кирпичные глины вскрыты скважиной на оз. Оспа в крайнем юго-восточном углу площади листа. *Месторождение оз. Оспа* (VI-6-8) приурочено к ленточным глинам озерных осадков. Глины имеют монтмориллонитовый состав. По количеству глинистой составляющей и числу пластичности (2,6–3,5) они относятся к дисперсной малопластичной группе сырья. Самаровские и тазовско-казанцевские глины имеют бейделлитовый состав с примесью монтмориллонита, не содержат известковистых включений и песчаной примеси. Такие глины относятся к дисперсным и по числу пластичности (18) – к среднепластичным. Они могут быть использованы для производства кирпича при введении в шихту значительного количества отощителя [20].

Песок строительный. На карте показано одно месторождение строительных песков, охарактеризованное необходимыми данными. В то же время пески развиты почти повсеместно и в случае необходимости могут быть изучены и на других объектах. Значение имеют выходящие на дневную поверхность поля развития преимущественно песчаных зырянских камовых, сартанских озерных и современных аллювиальных отложений, а также современные золотые пески.

Месторождение р. Хета 4 (II-2-3) расположено на левом борту одноименной реки. В составе развитых здесь отложений доминируют средне-мелкозернистые пески. В минералогическом составе песков преобладают кварц (50–70 %) и полевые шпаты (20–35 %). По результатам химического анализа, содержание кремнезема составляет (%) 87, глинозема около 5, окислов железа около 2, щелочей 3,5.

Проведены технологические испытания этих песков в лаборатории Красковского опытного завода НИИСТРОМ. Установлено, что по ряду показателей они не могут быть использованы для производства силикатного кирпича и относятся к некондиционному строительному материалу. Однако, учитывая довольно высокое в них содержание кварца, возможно их использование для производства низких марок бетона, при строительстве дорог, в качестве отощающих добавок в кирпичных глинах. Кроме того, не исключено, что при более детальных работах могут быть выделены участки более высокосортных разновидностей песков [381].

ПРОЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Гипс. В пределах территории листа установлено восемь проявлений гипса. Все они расположены в юго-восточной части территории и приурочены к сульфатоносным слоям в девонских образованиях. В обнажениях и высыпках встречается только гипс, с глубиной он, по-видимому, замещается ангидритом. Наибольшее количество чистого гипса (10–50 % разреза) содержится в отложениях кольдинской, курейской и сидинской свитах нижнего–среднего девона в виде прослоев, линз (до 1 м) и пачек (до 3–5 м) с тонкими (1–3 мм) линзами и примазками аргиллитов и рассеянной примесью кварцевых зерен.

Два проявления (р. *Широтная* – IV-3-5 и р. *Кунтыкахи 1* – IV-3-7) отмечены на листе R-47-XXI, XXII. На р. *Кунтыкахи* гипсы стратиграфически приурочены к нахохозской свите девона. Они имеют пластово-линзообразную форму залежей протяженностью от 0,1 до 1 км и мощностью от 1 до 8 м. Породы мелкозернистые, кристаллические и волокнистые, белого и бледно-розового цвета, тонкослоистые, с прослоями доломитов и мергелей. Пласты гипсов без прослоев и механических примесей имеют мощность 1–2 м.

По результатам химического анализа штучных проб гипсов установлено содержание в них (%): CaO – 32,83–33,56, SO₃ – 44,05–44,65, SiO₂ – 0,1–0,18, Fe₂O₃ – 0,06–0,12, MgO – 0,98. По составу они близки к ряду месторождений, разрабатываемых в России. Наиболее благоприятный участок для разработки гипсов расположен на правом берегу р. *Кунтыкахи*, в 3 км ниже впадения р. *Чурбукакан*. Мощность гипсов здесь достигает 8 м при протяженности выхода до 600 м [52, 141].

Проявление р. Чангада 5 (V-4-14) расположено на правом борту р. *Чангада* в ее верхнем течении. Гипсы розовые, реже белые и серые, кристаллические, часто сахаровидные, реже волокнистые (селенит) приурочены к сидинской свите девона. Химический состав гипса (%): CaO – 31,8, SO₃ – 41,69, MgO – 1,68, Al₂O₃ – 0,1, Fe₂O₃ – 0,1, ппп – 22,69, H₂O – 0,64. Данное проявление доступно для разработки гипса. Гипс пригоден для производства вяжущих веществ и теплоизоляционных плит [108].

Проявление р. Сагдан 3 (V-5-13) приурочено к кольдинской и курейской объединенным свитам девона. Гипс образует прослой, лишенные механических примесей мощностью до 1 м и пачки до 10–15 м, включающие тонкие (1–3 мм) прослой и примазки аргиллитов или рассеянную примесь кварцевых зерен алевритовой размерности. Пригодны для разработки в качестве гаж (глино-гипса). По химическому составу аналогичны гипсам проявления р. *Чангада 5* [286].

Проявление руч. Талах-Юрях (VI-6-1) приурочено к верхнесилурийским отложениям. В нижней части разреза чистые гипсы встречаются в прослоях и линзах мощностью до 2 м. Гипс белый, реже розовый и желтоватый, сахаровидный, реже волокнистый, при раскалывании образует плитчатую (2–5 см) щебенку размерами до 5–20 см. Химический состав гипса (%): CaO – 31,8, SO₃ – 41,69 [20].

Проявление р. Далдын 1 (VI-5-3) приурочено к верхней части нахохозской свиты, где отмечены прослой мощностью до 0,5 м. Гипс зернистый, окрашен в чистый розовый цвет, распадается на крупные куски (до 0,3 м) [20].

Проявления хр. Джарамайдах (VI-6-2) и *гора Сордонгнох* (VI-6-4) приурочены к нижнедевонским отложениям, где отмечены прослой гипса мощностью до 0,5 м. Отмечаются также отдельные кристаллы гипса и, возможно, целестина. Гипс зернистый, окрашен в розовый цвет, распадается на крупные куски до 0,3 м, на водораздельной поверхности наблюдались высыпки белых сахаровидных гипсов. Неполный химический анализ гипса (%): CaO – 36,73, SO₃ – 54,14 [20].

Битумы. На площади листа показаны три проявления битумов – лев. приток р. *Маймеча* (III-5-18), р. *Маймеча 34* (III-6-11) и р. *Маймеча 35*

(Ш-6-22). Однако в целом битуминозность весьма характерна для карбонатных отложений среднего и верхнего кембрия [213].

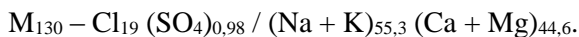
Битум равномерно распылен по всей породе или встречается совместно с кальцитом в тонких трещинах. Обычное содержание хлороформенного битума от 0,005 до 0,113 %, при спиртово-бензольной вытяжке – 0,002–0,02 %. В указанных проявлениях вторичный битум наблюдался в виде микровключений красновато-коричневого или темно-коричневого цвета. Элементарный состав битумов следующий (%): углерод – 74,70–81,27, водород – 11,53–11,80, азот + кислород + сера – 8,54–13,50.

СОЛИ

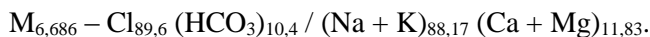
ГЛУБИННЫЕ РАССОЛЫ

Соли натриевые. Непосредственно на территории листа известны проявления высокоминерализованных (до 150 г/кг) хлоридных натриевых вод (глубинные рассолы). На карте показано пять проявлений сильноминерализованных источников, свидетельствующих о наличии солей на глубине. Четыре из них находятся в пределах Енисей-Хатангского прогиба, которые, вероятно, связаны с девонским соленосным комплексом, а именно с соляными куполами, протыкающими юрские отложения [52].

Источник Уксуниковский (I-6-2) расположен на северо-востоке площади листа на левом притоке р. Уголяк. Вода в источнике горько-соленая, относится к хлоридно-натриевым высокоминерализованным водам. Солевой состав следующий:



Источник Боганидский (I-3-1) приурочен к подножию сопки Хатасын, расположенной в 2 км от р. Боганида на ее левом берегу. При осмотре источника было установлено, что напор грифона достигает 1 м в высоту. На вкус вода горько-соленая. Солевой состав следующий:



Аналогичные источники обнаружены на правом борту р. Хета (I-6-4, 6) [52].

О происхождении источников нет единого мнения. Одни исследователи связывают их с водами четвертичных отложений, а другие с высоконапорными водоносными горизонтами девонских либо кембрийских отложений. Непосредственные данные о наличии солей в девонских отложениях получены по данным структурного бурения Ледянской площади на реках Хибарба, Аян, Хета, расположенной у западной рамки территории листа и за его пределами. Наиболее соленасыщенным является разрез в южной части профиля (р. Хибарба). Здесь по скв. Л-2 вскрыты пласты каменной соли в средней части разреза нижнедевонских отложений и ряд пластов – в среднедевонских

мощностью до 30 м. Севернее – по скважинам Л-3 и Л-358 присутствуют редкие маломощные линзы каменной соли [397].

В юго-восточной части площади листа выделен минерализованный *источник Чангадинский* (VI-6-7). Он показан в соответствии с ГГК-1000 (новая серия), 2000 г. [52] как объект соли натриевые – глубинные рассолы с бромом со ссылкой на ГГК-1000 1975 г. издания, записки по которой нет. На ГГК-200 листов R-47-XXXV,XXXVI [20] этого объекта нет, но говорится о рассолах в нижнекембрийских отложениях, о чем свидетельствует выход хлоридно-кальциевых вод на р. Чангада, южнее площади листа.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Минерагеническое районирование площади листа R-47 проведено по общепринятому принципу, заключающемуся в выделении в пределах надпорядковых площадей (провинций, бассейнов) минерагенических зон, областей – рудоносных или потенциально рудоносных площадей, совпадающих, как правило, со структурно-формационными зонами и областями или их частями. 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 данной карты, локализация минерагенических объектов ограничивается площадями ранга рудных областей, зон в ранге областей, районов, зон в ранге районов и рудных узлов. Их выделение проводилось по принципу оконтуривания площадей генетически связанных между собой рудных объектов, а также наличию прямых и косвенных признаков определенных рудных формаций.

В металлогеническом плане в пределах территории листа находятся две минерагенические провинции: Восточно-Сибирская с набором полезных ископаемых, характерных для чехла Сибирской платформы и развитых на этой площади магматических комплексов, и Западно-Сибирская, представленная комплексом мезозойских отложений Енисей-Хатангской впадины. По геологическому строению и соответственно комплексу полезных ископаемых выделены три разные площади, рассматриваемые в ранге металлогенических субпровинций.

Енисей-Хатангская субпровинция, относящаяся к Западно-Сибирской провинции, занимает северную треть территории листа и относится к Енисей-Хатангскому прогибу, отделяющему Сибирскую платформу от Таймырской складчатой области. Территориально она примыкает к Сибирской платформе, что позволяет некоторым исследователям относить ее к Восточно-Сибирской провинции. Данная площадь характеризуется следующими полезными ископаемыми: нефть, газ, уголь бурый, каменная соль, янтарь, фосфориты.

В пределах Восточно-Сибирской провинции на территории листа выделены две субпровинции.

Маймечинская субпровинция занимает юго-восточную часть листа и характеризуется развитием ниже-среднепалеозойских отложений, присутствием интрузивного долеритового магматизма. Однако главное, что характерно для субпровинции в металлогеническом плане, это – наличие разнообразных интрузивных тел щелочно-ультраосновной формации. Субпровинция характеризуется следующими полезными ископаемыми: флогопит, апатит, платиноиды, золото, ниобий, редкие земли, бокситы, свинец, цинк, фосфориты.

Путоранская субпровинция занимает значительную часть площади на западе и юго-западе листа и охватывает территорию развития средне-верхнекаменноугольных и пермских терригенных и нижнетриасовых вулканогенно-пирокластических и эффузивных пород. Широко развиты также раннетриасовые интрузии катангского, карамского, далдыканского и авамского комплексов. Субпровинции присущ следующий комплекс полезных ископаемых: уголь каменный, железо, медь, никель, свинец, цинк, исландский шпат, камнесамоцветное сырье.

В истории геологического развития территории листа выделяется несколько минерагенических эпох (этапов, стадий) и типов, а также отвечающих им минерагенических площадей, описание которых приводится ниже в возрастной последовательности.

В геологической истории данной площади выделен один крупный рифейско-фанерозойский платформенный цикл с присущими ему определенными структурно-формационными комплексами.

Начиная с рифея, территория приобретает типичный платформенный режим развития с характерной для него минерагенией. В период платформенного цикла выделяются рифейский, вендско-кембрийский, кембрийско-ордовикский, силурийско-раннекаменноугольный, среднекаменноугольно-триасовый, юрско-меловой и палеогеновый этапы, отражающие различные стадии геологического развития платформы.

Рифейские и вендские отложения на дневную поверхность на территории листа не выходят, стратиграфический разрез на данной площади начинается с раннего кембрия.

Кембрийско-ордовикский этап характеризуется отложениями мергельно-известняково-доломитовой формации, накапливающейся в условиях прибрежно-морского и морского осадконакопления. С ними связаны рудоносные формации фосфоритов, а также стратиформная рудоносная формация свинцово-цинковых руд в карбонатных породах.

В восточной части листа как отдельный минерагенический таксон выделена *Анабарская полиметаллическая кембрийская прогнозируемая минерагеническая зона* (1 Pb, Zn/C), потенциально перспективная на стратиформные свинцово-цинковые руды и фосфориты. Она охватывает выходы на дневную поверхность кембрийских отложений и представляет собой только западное окончание зоны, более широко она развита в восточной части на площади листа R-48. Свинцово-цинковая минерализация представлена мелкой спорадической вкрапленностью галенита и сфалерита в доломитах песчано-доломитовой формации. Непосредственно на территории листа показаны два пункта минерализации свинца – р. Маймеча 32 и р. Маймеча 33, четыре шлиховых ореола свинца, а также несколько точек шлиховых проб с повышен-

ными содержаниями в них галенита и сфалерита. Более широкое проявление этой минерализации обнаружено за восточной рамкой листа (проявление на р. Хиннангна) и далее к востоку ряд проявлений в бассейне рек Котуйкан и Эриечка.

Что касается фосфоритов, то многочисленные ореолы рассеяния фосфорита в шлихах выявлены в пределах листов R-47-XXXV,XXXVI, однако в коренных породах фосфатность пока не установлена, скорее всего из-за слабой изученности данного вопроса.

Последующий этап геологического развития территории – *силурийско-раннекаменноугольный* на площади листа характеризуется относительно небольшими по размерам выходами осадочных образований соответствующего возраста. На начальной трансгрессивной стадии с накоплением морских карбонатных осадков. В девоне наступает регрессивная стадия, для которой характерны преимущественно сульфатно-карбонатные и терригенные красноватые формации, с линзами органогенно-детритовых известняков и доломитов. Верхнесилурийские отложения перекрываются мергельно-карбонатно-гипсоносной формации девона, на части территории происходит соленаккумуляция.

В целом металлогения данного этапа скудна. Она характеризуется только восемью проявлениями гипсов в юго-восточной части территории листа. О потенциальной соленосности свидетельствуют многочисленные соляные источники Енисей-Хатангского прогиба, хлор-натриевую минерализацию которых составляет до 150 г/дм³. За северо-восточной рамкой листа, в районе Нордвика известны соленосные купола с суммарной мощностью соленосных пластов до 300 м. Непосредственные данные о наличии солей в девонских отложениях получены по данным структурного бурения на Ледянской площади, расположенной у западной рамки листа и за его пределами. Здесь вскрыты пласты каменной соли в девонских отложениях мощностью до 30 м.

Вообще с данной стадией развития платформы связана эпоха образования промышленно алмазоносных кимберлитов. Однако на площади листа поисковые работы на алмазы не привели к положительным результатам. Кимберлитовые тела Далбыхского поля имеют мезозойский возраст и практически не алмазоносны.

Среднекаменноугольно-триасовый этап характеризуется тем, что на его начальной стадии на границе ранней и средней эпох каменноугольного периода, после крупной структурной перестройки произошел переход преимущественно к континентальным условиям осадконакопления регрессивной стадии. Аридный климат сменился на гумидный, карбонатное осадконакопление – на терригенное (оно протекало в основном в лагунно-континентальных условиях). Возникли условия, благоприятные для образования угленосных отложений. В результате на всей Сибирской платформе сформировался огромный *Тунгусский угленосный средне-верхнекаменноугольно-пермский бассейн* (4 УК/С₂₋₃-Р), часть из которого расположена в центре листа и к западу перекрывается вулканогенными отложениями триаса, поэтому западная граница его не показана. На севере территория бассейна ограничена перекрывающимися юрско-меловыми отложениями Енисей-Хатангского прогиба. В пределах листа выявлены одно малое месторождение и 37 проявлений каменного угля.

Основное угленакопление приурочено к котуйской и потокойской свитам перми. Территория листа, по Н. С. Маличу, лежит в пределах Каякской зоны бассейна, где развита угленосная паралическая формация, преимущественно верхнепермских отложений. Большая часть угольных проявлений (20 объектов) располагается в бассейне Чангады и озер Нерангда и Мирюка, что позволяет выделить здесь самостоятельный минерагенический таксон – *Нерангдинско-Янгысовский каменноугольный пермский прогнозируемый район* (4.1 УК/Р). В его пределах одно из проявлений изучено до стадии малого месторождения Чопко (VI-4-12).

Триасовая стадия данного этапа характеризуется крупнейшими по своим масштабам проявлениями базальтового и интрузивного основного, а также щелочно-ультраосновного и кимберлитового магматизма. Основные события развернулись с началом индского века нижнего триаса, когда в результате общего поднятия платформы с преобладанием восходящих тектонических движений осуществилась структурная перестройка. На ее фоне происходила разрядка напряженности магматических очагов с внедрением многочисленных интрузий основного, реже щелочно-ультраосновного состава, выбросами туфов и излиянием базальтов.

Металлогению начальных стадий этапа определяют месторождения и проявления сульфидных медно-никелевых руд, графита, исландского шпата, проявления меди, свинца, цинка. С раннетриасовыми поствулканическими процессами связываются также проявления оптического кальцита и горного хрусталя. Западнее данного листа находятся и эксплуатируются крупнейшие медно-никелевые с платиноидами месторождения Норильского рудного узла.

Непосредственно на территории листа выделяется *Восточно-Путоранская медно-никелевая нижнетриасовая прогнозируемая минерагеническая область* (6 Cu,Ni/T₁). Она фиксируется развитием на севере Сибирской платформы дифференцированных интрузий карамского комплекса троктолит-долеритовой формации с многочисленными проявлениями и пунктами минерализации сульфидной медно-никелевой рудной формации преимущественно магматического, реже гидротермального генетических типов. Всего на карте полезных ископаемых показано пять проявлений и 46 пунктов минерализации меди и никеля. Кроме того отмечены многочисленные шлиховые ореолы и отдельные шлиховые пробы с повышенным содержанием халькопирита, а также геохимические аномалии меди, никеля, свинца и цинка.

В пределах Восточно-Путоранской минерагенической области отдельно выделен *Боярско-Дельканский медно-никелевый прогнозируемый рудный район* (6.1 Cu,Ni), протягивающийся в субширотном направлении вдоль северного фаса платформы. Здесь отмечено наибольшее количество проявлений и пунктов минерализации меди и никеля (38 объектов) и тут закартированы интрузии карамского комплекса – Ханарская, Хунгтукунская, Романихинская, Маймечинская и Хининдинская. Кроме того отмечены участки с медно-никелевой минерализацией вне данного района, которые выделены как отдельные в составе области: медно-никелевые прогнозируемые рудные узлы *Кунтыкахинский* (6.0.1 Cu,Ni) (в его составе 10 объектов) и *Ледянский* (6.0.2 Cu,Ni), в составе которого отмечено три объекта данного типа минерализации.

Хантайская железо-меденосная нижнетриасовая прогнозируемая минерагеническая область (7 Fe, Cu/T₁) на данную территорию заходит только частично в юго-западном углу листа. Более широко она развита западнее. На территории она охарактеризована одним проявлением железа (р. Люксина 1) и одним пунктом минерализации меди и никеля.

Худдякито-Дагалдынская свинцово-цинковая меденосная нижнетриасовая прогнозируемая минерагеническая зона (8 Cu, Pb, Zn/T₁) выделена в Путоранской субпровинции среди верхнепалеозойско-нижнемезозойских отложений и протягивается в северо-западном направлении до южной границы листа. Она характеризует нижнетриасовый период активизации, проявившийся в гидротермальной поствулканической деятельности и фиксируется пунктами минерализации меди (восемь объектов), цинка (четыре объекта), свинца (один объект). На всей территории зоны выявлены многочисленные шлиховые ореолы галенита, сфалерита, халькопирита (15 объектов) и отдельные шлиховые пробы с повышенными содержаниями этих минералов (10 точек). В юго-западной части зоны отмечаются значительные по площади геохимические ореолы меди, свинца и цинка (шесть ореолов).

Тунгусская шпатоносная нижнетриасовая прогнозируемая минерагеническая область (5 Ca₀/T₁) является фрагментом широко распространенной на Сибирской платформе шпатоносной провинции, связанной с вулканогенными образованиями нижнего триаса. Ее восточная граница совпадает с областью развития нижнетриасовых вулканитов, а западная уходит за рамку листа. С севера она ограничена Енисей-Хатангским прогибом.

На территории листа в пределах данной области выявлены 10 проявлений и 46 пунктов минерализации исландского шпата. Распределены они на всей площади развития вулканогенных образований нижнего триаса, но можно выделить два участка сгущения проявлений исландского шпата, которые выделяются в качестве самостоятельных минерагенических объектов *Авамско-Бояркинского* (5.1 Ca₀) и *Чангадинского* (5.2 Ca₀) шпатоносных прогнозируемых районов.

В среднетриасовую эпоху окончательно оформилась тенденция к поднятию, которая продолжалась и в поздне триасовой эпохе. Устанавливается континентальный режим, сопровождающийся процессами денудации. Активизировались движения по разломам, что привело к перемещению крупных блоков земной коры в зоне сочленения трех разновозрастных структур Сибирской платформы: Анабаро-Оленёкской антеклизы, Тунгусской синеклизы и Енисей-Хатангского прогиба. На этой стадии происходит становление многофазного маймеча-котуйского ийолит-карбонатитового комплекса, включающего дайки, штоки и многофазные интрузии центрального типа. Впервые выделен как самостоятельный гулинский клинопироксенит-дунитовый комплекс. Ранее его породы относились к ранней фазе маймеча-котуйского комплекса. Более широко массивы маймеча-котуйского комплекса развиты восточнее, однако наиболее крупный массив (Гулинский плутон) находится на территории данного листа.

С породами этих комплексов связаны основные крупные рудные объекты территории бассейнов рек Котуй и Маймеча. К ним приурочены месторождения и проявления апатита, железа, титана, флогопита, алюминия

(в виде нефелина), циркония, ниобия, редких земель, золота, платиноидов, хризолита.

Все эти рудные объекты, как на территории листа, так и за его пределами, принадлежат к выделяемой ранее многими исследователями Маймеча-Котуйской провинции (на территории листа *Маймеча-Котуйская редкоземельно-глинозем-железородно-апатитовая ранне-среднетриасовая минерагеническая область* (2 ap, Fe, Al, TR/T₁₋₂). С таким набором профилирующих полезных ископаемых эта область выделена на территории соседнего с востока листа R-48 и соответствует легенде Анабаро-Вилуйской серии листов масштаба 1 : 1 000 000, а также находящимся на территории данного листа месторождениям и проявлениям полезных ископаемых, среди которых доминируют апатит и железо.

В то же время территория листа R-47 характеризуется несколько иной минерагенической специализацией. В его пределах на территории развития щелочно-ультраосновных массивов (соответствующей Маймеча-Котуйской области) находятся крупное месторождение и одно проявление флогопита, одно малое месторождение и два проявления апатита, пять проявлений ниобия и два редких земель, две россыпи и девять россыпепроявлений золота и платины, одно проявление алюминия нефелиновой рудной формации, отдельные пункты минерализации титана, хрома поделочных камней (хризолита и хромдиоксида). При этом отсутствуют крупные месторождения апатита и железа.

В связи с этим, сохраняя общую для значительной территории развития Маймеча-Котуйской минерагенической области индексацию, конкретно на площади листа R-47 выделены минерагенические объекты более низкого уровня, учитывающие их металлогеническую специализацию. К ним относятся *Гулинский апатит-флогопит-золото-платиноносный руднороссыпный район* (2.1 pt, Au, phl, ap), *Далбыха-Бор-Уряхский редкоземельно-титан-апатитовый рудный узел* (2.0.1 ap, Ti, TR), *Чангитский ниобий-редкоземельный прогнозируемый рудный узел* (2.0.2 TR, Nb).

Гулинский район является наиболее интересным и перспективным в металлогеническом отношении объектом на территории листа. Здесь выявлено крупное месторождение флогопита, месторождения апатита, россыпных золота и платиноидов, проявления и пункты минерализации титана, хрома, ниобия и редких земель.

Далбыха-Бор-Уряхский узел включает в себя два относительно небольших щелочно-ультраосновных массива – Далбыха и Бор-Урях. Первый из них расположен прямо на восточной рамке листа, а второй за его пределами. К Далбыхскому массиву относятся проявления апатита и редких металлов, к Бор-Уряхскому – проявления титана.

Чангитский узел включает серию сближенных мелких карбонатитовых тел с повышенными содержаниями пирохлора и редкоземельных минералов и, соответственно, ниобия и редких земель.

Установившаяся в триасе тенденция к общему поднятию территории, за исключением его северной части на месте будущего Енисей-Хатангского прогиба, привела к возникновению континентального режима, который сопровождался процессами денудации. Эта тенденция продолжалась на протяжении всего юрского периода. В раннем мелу началось медленное опускание

территории, которое привело к трансгрессии моря в пределы приплатформенного крыла Енисей-Хатангского прогиба, где нижнемеловые отложения представлены мелководно-морскими песчано-глинистыми, согласно перекрывающимися лагунно-континентальными глинисто-песчано-угленосными формациями. Климат в меловой период сохранился теплым, растительность была обильная, во впадинах наиболее интенсивных погружений, в областях сложных озерно-речных систем в гумидном, теплом и влажном климате создавались благоприятные условия для формирования мощных торфяных залежей, за счет которых в дальнейший период образовались бурые угли.

Юрско-меловой этап угленакопления характерен для всей северной и восточной частей Сибирской платформы. *Маймеча-Сабыдинский буроугольный меловой прогнозируемый район* (9.1 УБ/К) территориально находится в пределах Енисей-Хатангской субпровинции, а в региональном плане является фрагментом *Ленского буроугольного верхнеюрско-мелового бассейна* (9 УБ/J₃-К), широко развитого в пределах севера Сибирской платформы. Он фиксируется многочисленными проявлениями в виде выходов пластов бурых углей, еще недостаточно изученных в различных стратиграфических подразделениях мелового возраста. На карте полезных ископаемых показано только 16 таких объектов, по которым имеется хотя бы минимальная информация в первоисточниках.

Хетский янтареносный меловой прогнозируемый район (0.1 амб/К) находится в пределах Енисей-Хатангской субпровинции и характеризуется распространением янтаря среди углисто-терригенных отложений мелового возраста. Он выделен как самостоятельный минерагенический объект в северо-восточной части площади листа в бассейнах рек Маймеча и Хета и фиксируется находками семи проявлений янтаря, показанными на карте полезных ископаемых. Из меловых отложений янтарь поступает в различные возрастные и генетические типы четвертичных отложений, в том числе в современный аллювий крупных водотоков территории.

Эпоха продолжительностью от поздней юры до олигоцена в пределах Восточно-Сибирской провинции 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. Бокситопроявления характерны для всей юго-западной части Анабаро-Оленёкской антеклизы, в полосе развития карбонатных отложений, лучше изученных к востоку за пределами описываемого листа. Здесь выделяется *Прианабарская бокситоносная поздне-меловая–палеогеновая прогнозируемая минерагеническая область* (3 А1/К₂-Р). В ее пределах встречены многочисленные проявления бокситов карстового типа, приуроченные к пенепленизированным поверхностям на карбонатных отложениях кембрийского возраста. Непосредственно на территории листов R-47-XXIII, XXIV находится западное окончание этой области, еще недостаточно изученное в отношении бокситоносности. Она фиксируется шестью проявлениями в виде карстовых воронок, заполненных бокситоносными отложениями, и тремя пунктами минерализации в виде находок галек бокситов в делювиально-элювиальных образованиях на кембрийских известняках. За-

паднее в Муруктинской и Билляхской впадинах, в карстовых воронках выявлены мезозойско-кайнозойские бокситы мощностью до 26 м, детально описан ряд проявлений данного генетического типа, оценены прогнозные ресурсы.

ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА НА ТВЕРДЫЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В данном разделе приводится перспективная оценка тех видов полезных ископаемых, которые являются профилирующими для территории листа R-47 и могут быть востребованы при хозяйственном освоении этой площади. К ним относятся нефть и газ, уголь каменный, уголь бурый, уголь сапропелевый, редкие металлы и редкие земли, золото и платиноиды, апатиты, флогопит, исландский шпат. 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 геологических исследований, месторождения флогопита, апатитов, россыпного золота и платиноидов, расположенные на данной территории, не являются в настоящий момент актуальными для их промышленного освоения.

Каменный уголь

Как уже отмечалось в гл. «Полезные ископаемые», на площади листа известны многочисленные проявления каменного угля. Основным поисковым критерием проявлений каменных углей является стратиграфический фактор, их приуроченность к терригенным угленосным отложениям котуйской и потокойской свит средней–верхней перми, в меньшей мере средне-верхнекаменноугольной ханарской свите.

Некоторые из проявлений при их детальном изучении могут быть переведены в разряд малых и средних месторождений. Крупных месторождений, учитывая относительно небольшие мощности угольных пластов и их ограниченное распространение по площади, ожидать не приходится. Примером может являться месторождение Чопко, описанное в предыдущем разделе, которое разведывалось исходя из необходимости обеспечения собственным топливом близлежащих поселков Ессей и Чиринда.

Работы на месторождении проводились ГПП «Шпат» ГГПК «Кварцсамоцветы» в 1998 г., в результате которых выделен объект с промышленными запасами угля. Подсчет запасов на месторождении произведен в контуре разведочных работ на общей площади 0,042 км². Месторождение расположено на склоне горы с углами наклона поверхности 10–20°. Залегание пласта пологоволнистое, глубина подсчета запасов изменяется от 2 до 18 м. В результате работ подсчитаны запасы категорий В + С₁ в количестве 101,2 тыс. т, в том числе категории В – 67,7 тыс. т, категории С₁ – 33,6 тыс. т [384].

Материалы данных работ рассмотрены на заседании Территориальной комиссии по запасам полезных ископаемых (ТКЗ) Комитета природных ресурсов по Красноярскому краю (протокол № 474 от 11 июня 1998 г.). ТКЗ утвер-

дила параметры постоянных кондиций для месторождения Чопко, в том числе минимальную мощность пласта простого строения – 0,7 м. Запасы утверждены авторские, но, по ряду причин, запасы категории В переведены в категорию С₁. Таким образом, в целом по объекту ТКЗ приняла запасы по категории С₁ в количестве 101,2 тыс. т.

ТКЗ также постановила, что, учитывая незначительные запасы и небольшую производительность карьера, детальную разведку для получения запасов категории В можно не проводить и месторождение может считаться подготовленным для промышленного освоения на условиях незначительного предпринимательского риска.

В 1999 г. работы на объекте проводило предприятие ОУГПП «Ванаваранефтегаз», основной задачей которых являлось требование осуществить отбор открытым способом технологической пробы угля объемом, равным годовому потреблению его в поселках Ессей и Чиринда и провести пробную поставку его местному коммунальному хозяйству для технологических испытаний на месте [315].

Авторы внесли коррективы в геологическое строение и угленосность объекта. По Основному пласту балансовые запасы категории С₁ составили 63,7 тыс. т (против принятых ранее 101,2 тыс. т), забалансовые категории С₁ составили 20,1 тыс. т. Кроме того, по другим пластам определены запасы категории С₂ 63,7 тыс. т и ресурсы категории Р₁ 110 тыс. т.

Результаты этих работ рассмотрены на НТС Комитета «Эвенкияприодресурсы» (протокол № 5 от 16.02.2000 г.). Геологическое задание признано невыполненным, так как не была отобрана технологическая проба. Продолжение работ из-за отсутствия финансирования в 2000 г. не предусматривалось, и они должны были быть прекращены. Приведенная в отчете переоценка запасов каменного угля для своего подтверждения требует доразведки.

В конечном итоге Государственным балансом по месторождению Чопко учтены запасы категории С₁ каменного угля марки Д в объеме 101 тыс. т. Они отнесены к Нераспределенному фонду недр как резерв подгруппы «а» для разрезов [61].

Прогнозные ресурсы каменных углей категории Р₃ определены для Нерангдинско-Янгысовского каменноугольного прогнозируемого района, где отмечено наибольшее скопление проявлений каменного угля, в том числе с пластами мощностью до 5,5 м. Прогнозные ресурсы по нему ранее не определялись. Для расчета ресурсов условно используется метод удельной продуктивности по аналогичным объектам, где прогнозные ресурсы апробированы. В качестве аналога использован находящийся в близких геологических условиях более детально изученный с эксплуатируемыми месторождениями Котуйский каменноугольный узел, расположенный восточнее на территории листа R-48 [53]. Его удельная продуктивность прогнозных ресурсов составляет 70 тыс. т/км².

Площадь Нерангдинско-Янгысовского каменноугольного района, определенная в контурах, показанных на карте полезных ископаемых, составляет 6300 км². Для расчета использован коэффициент 0,5, учитывающий худшую изученность прогнозируемых объектов. Тогда прогнозные ресурсы категории

P_3 составят: $70\ 000 \times 63\ 000 \times 0,5 = 220,5$ млн т. С учетом условности подсчетов принимаем прогнозные ресурсы в 220 млн т.

Таким образом, запасы и ресурсы каменного угля в пределах листа составляют (млн т): категории $C_1 - 0,101$, категории $P_3 - 220$.

В целом можно считать, что существующая на данный момент жилая инфраструктура территории при нынешнем уровне его потребностей и даже с учетом ее некоторого роста может обеспечиваться собственным энергетическим сырьем, особенно если добавить к этому потенциальные месторождения бурых углей.

Бурый уголь

На площади листа выделен Маймеч-Сабыдинский буроугольный прогнозируемый район с многочисленными проявлениями бурого угля, часть из которых показана на карте полезных ископаемых. Основным поисковым критерием проявлений бурых углей является стратиграфический фактор, их приуроченность к терригенным угленосным отложениям мелового возраста тиганской, санга-салинской, рассохинской, огневской, бегичевской, ледяной, хетской, мутинской и кресты-юряхской свитам Хетской СФЗ, а также малохетской, яковлевской и долганской свитам Дудыптинской СФЗ.

Прогнозные ресурсы по данному району ранее не определялись, поэтому для расчета ресурсов использован метод удельной продуктивности по аналогичным объектам, где прогнозные ресурсы апробированы.

В качестве аналога использован находящийся в близких геологических условиях, но более детально изученный с уже эксплуатируемым месторождением Хатангский буроугольный узел, расположенный восточнее на территории листа R-48 [53]. Его удельная продуктивность прогнозных ресурсов определена в 110 тыс. т/км².

Площади Маймеч-Сабыдинского буроугольного района определена в контурах, показанных на карте полезных ископаемых и составляет соответственно 6000 км². Для расчета использован коэффициент 0,5, учитывающий худшую изученность данного района. Тогда прогнозные ресурсы категории P_3 составят:

$$110\ 000 \times 6000 \times 0,5 = 330 \text{ млн т.}$$

Уголь сапропелевый

В гл. «Полезные ископаемые» описано Атырдыкское месторождение, приуроченное к нижней терригенно-карбонатной пачке правоатырдыкской свиты лландоверийского отдела нижнего силура. Пласт сапропелитов вскрыт в центральной части канавой, а также прослежен по простирацию на 12 км. Мощность пласта – 1,5 м, на юге месторождения он резко выклинивается, на востоке ограничивается полукольцевым разломом. По падению пласт вскрыт скважиной, где имеет мощность 0,5 м. В целом экстраполяцией определяется площадь распространения пласта – 55,27 км². Принимая среднюю мощность пласта 0,75 м и объемный вес углей 1,27 т/м³, прогнозные ресурсы месторождения категории P_3 составят 52,6 млн т [350].

Энергетическое применение сапропелевых углей, принимая во внимание значительные перспективы территории на каменные и бурые угли, нецелесообразно. В то же время, учитывая очень высокий выход летучих – 91 %, высокое содержание смолы полукоксования и водорода, можно считать сапропелиты Атырдякского месторождения прекрасным сырьем как для получения жидкого и газообразного топлива, так и для химической промышленности.

Железо

В пределах листа значимых проявлений железа не выявлено. Проявления и пункты минерализации магматического и метасоматического типов характеризуются небольшими размерами и относительно невысокими содержаниями. Проявления самородного железа ввиду незначительных параметров их распространения могут рассматриваться только как коллекционный материал. Наиболее перспективен апатит-магнетитовый тип железных руд, связанный с карбонатитами, однако детальные поисковые работы, проведенные в карбонатитовых Гулинском и Далбыхском массивах, показали, что они, в отличие от расположенных за восточной рамкой листа массивов Ессей, Ыраас, Маган, не содержат значимых скоплений данного типа руд. Поэтому прогнозные ресурсы по ним не оценивались.

Титан

В пределах листа титановая минерализация связана с массивами щелочно-ультраосновных пород гулинского и маймеча-котуйского комплексов, что, собственно, и является основным рудообразующим фактором и критерием для поиска титановых руд. Рудные пироксениты на Гулинском массиве представлены линзообразными крутопадающими телами, выполняющими системы трещин в дунитах. Среднее содержание в них двуокиси титана – около 5 %. Учитывая относительно невысокие содержания и низкие технологические свойства этих руд, прогнозные ресурсы по ним на Гулинском массиве не оценивались.

Прогнозные ресурсы титана в пределах листа определялись только на проявлении Кресты, приуроченном к одноименному массиву щелочно-ультраосновных пород. Проведенными здесь поисковыми работами при ГС-50 [353] выделено три основных типа пород, которые, по мнению авторов, являются рудоносными: оливиниты с перидотитами, пироксениты и мелилитовые породы. Основными рудными минералами титана в них являются титаномagnetит и перовскит, по которым определены средние содержания двуокиси титана раздельно для этих пород. На геологическом плане массива были определены площади, занятые этими разновидностями пород, раздельно для открытой и закрытой территорий. После этого были рассчитаны ресурсы двуокиси титана для каждой разновидности раздельно по открытой и закрытой территории на глубину до 200 м. Ресурсы по открытой территории отнесены к категории P_1 , для закрытой – категории P_2 . Округленно эти ресурсы для всех разновидностей руд составили: для категории P_1 – 123 млн т, для P_2 – 54 млн т, суммарные ресурсы соответственно 177 млн т.

Такой подсчет без учета расположения проб в пределах массива и участвующих в расчетах, с нашей точки зрения, является искусственным и поэтому данные ресурсы могут быть отнесены в лучшем случае только к категории P_3 .

Результаты этого подсчета ресурсов титановых руд на Крестовском массиве рассмотрены на заседании ТКЗ Таймырприродресурсы (Протокол № 32 от 23.12.2002 г. ТКЗ по ТАО). В протоколе отмечается, что расчет прогнозных ресурсов титана по Крестовской интрузии приведен весьма схематично. Отсутствуют данные о видах анализов, результаты которых использованы при подсчете. Отсутствует разноска результатов аналитики с номерами проб на планах, разрезах и в таблицах. Отсутствует расчет объема руды. Содержание окиси титана в руде рассчитано через содержание титаномагнетита и перовскита в породе, причем для расчета использованы объемные проценты содержаний этих минералов. Необоснованно в подсчет прогнозных ресурсов включены оливиниты, перидотиты и пироксениты с содержаниями TiO_2 почти в 2 раза меньшими, чем минимальные промышленные.

Несмотря на это ТКЗ постановила принять ресурсы TiO_2 по Крестовскому участку в пределах распространения мелилитолитов по категории P_3 с введением понижающего коэффициента 0,5, что составит 13 167 тыс. т. Учитывая официальный характер данного протокола, эти ресурсы показаны на схеме прогноза рудных объектов в зарамочном оформлении карты закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых.

Медь, никель

Территория листа, как и вся северная периферия Сибирской платформы, в 1960–1970 гг. считалась перспективной на обнаружение медно-никелевых руд норильского типа, чему способствовали спорадические находки сульфидной минерализации в дифференцированных интрузиях долеритов [217, 386]. По результатам отдельных тематических, поисковых [249, 379, 380] и геологосъемочных работ масштаба 1 : 200 000 [141, 142, 159, 213, 240] количество таких объектов сульфидной медно-никелевой минерализацией было существенно увеличено.

Г. Н. Старицына, по результатам исследований коллектива геологов НПО «Севморгео» на северной окраине Сибирской платформы, рассматривает эту территорию как крупный вулканический пояс, характеризующийся сложным геологическим строением, длительной историей развития магматизма и разнообразной металлогенической специализацией. По ее мнению, данная территория характеризуется наличием крупных поясов разломов, по которым поступали как гипербазитовые, так и базитовые магмы, что и дало основание выделить на севере Сибирской платформы обширную базит-гипербазитовую провинцию с разнообразным магматизмом и металлогенией больших промышленных перспектив. Значительный интерес с точки зрения полезных ископаемых представляют собой образования, так называемой трапповой формации, с которой, как известно, на крайнем северо-западе этого вулканического пояса связаны уникальные сульфидные медно-никелевые месторождения Норильского типа.

При изучении петрологии долеритовых интрузий северной окраины Тунгусской синеклизы Г. Н. Старицыной выделен Маймечинский район, перспективный в отношении медно-никелевого оруденения с наличием рудоносных дифференцированных интрузий гипербазит-базитового состава глиноземистой серии.

Примерно таких же взглядов придерживались на начальных стадиях изучения данной проблемы Н. С. Малич и Е. В. Туганова. Н. С. Малич на основании региональных тектонических построений определил северную окраину Тунгусской синеклизы в Предтаймырскую структурно-формационную зону. Характеризуя ее, Н. С. Малич считает, что данная территория обладает специфическими условиями геологического развития: значительно повышенной мощностью (до 12 км) осадочных и осадочно-вулканогенных образований, аномальным строением земной коры, глубинными долгоживущими разломами, повышенной мобильностью. На основании этого территория является перспективной на медно-никелевое оруденение, при этом наиболее интересными являются участки, ограничивающиеся пермотриасовыми мульдами над зонами разломов разновозрастных блоков фундамента.

Большой вклад в изучение проявлений меди и никеля на площади листа внесла Полярная экспедиция ПГО «Красноярскгеология», проведя поисковые [355] и геологосъемочные работы масштаба 1 : 50 000 [306, 349, 350]. Эти работы, проведенные в пределах Ханарского, Хунгтукунского, Маймечинского и Хининдинского участков, отличались от предыдущих прежде всего большим объемом буровых работ, что позволило дать объективную оценку многим из ранее и вновь выявленных медно-никелевых проявлений. В конечном итоге все фактические данные по проявлениям и пунктам минерализации сульфидных медно-никелевых руд по состоянию на 2016 г. собраны и отражены в гл. «Полезные ископаемые».

Что касается перспектив территории на этот вид минерального сырья, то большинство исследователей, непосредственно работавших на выявленных рудных объектах, в той или иной мере, некоторые прямо, другие с оговорками дают отрицательную оценку перспектив. Большой частью они основываются на том, что результаты поисков не привели к открытию объектов со значимыми содержаниями полезных компонентов и объемами рудных тел.

Теоретическое обоснование низких перспектив данной территории дано уже в более поздних работах Н. С. Малича и Е. В. Тугановой [156, 250, 395, 396]. Прежде всего, они обращают внимание на то, что Норильская зона, судя по геофизическим данным, обладает своеобразным характером фундамента, который не встречен на других площадях Сибирской платформы. Эта зона контролируется специфическим блоком земной коры с повышенной подвижностью, отделенным мантийными разломами от Таймырского и Тунгусского блоков-кратонов, являющихся его жесткой рамой. Для нее характерен рифтогенный режим, с образованием серии мульд, разбитых многочисленными разломами. Такой геологической ситуации в пределах описываемой территории нет.

Второй важный критерий, по которым оцениваются перспективы никеленосности, это – магматический. Он проявляется в тесной ассоциации медно-никелевых (с платиноидами) месторождений с магматическими образова-

ниями ультрамафитового состава. В Норильской провинции рудоносные интрузии относятся к плагиооливинит-габбровой (норильский комплекс) и троктолит-долеритовой (курейский комплекс). Первые из них содержат промышленное платиноидно-медно-никелевое оруденение, ко вторым приурочена только минерализация или небольшие проявления. Н. С. Малич и Е. В. Туганова в пределах листа все слабо дифференцированные с оруденением интрузии относят к карамскому комплексу троктолит-долеритовой формации, сопоставляя его с курейским комплексом Норильского района, тем самым снижая перспективы района.

Конкретные локальные критерии потенциальной медно-никелевой рудоносности – структурные, магматические, стратиграфические, минералогические, петрохимические и геохимические – в сравнении с Норильским районом рассмотрены в отчетах по ГС-50 М. М. Гончарова (Романихинская площадь) и Г. Г. Лопатина (Хининдинская и Хунгтукунская площади). Авторы приходят к выводу, что по большинству критериев описываемые ими территории не соответствуют Норильскому эталону. Соответственно и перспективы этих площадей невысокие, что подтверждают также результаты поисковых работ.

Учитывая невысокие содержания полезных компонентов в проявлениях, прогнозные ресурсы по меди и никелю на территории листа не определялись. Единственную попытку расчета прогнозных ресурсов предпринял В. А. Радько при геологическом доизучении листов R-47-XIII, XIV [189].

Им использован прогнозно-поисковый комплекс геолого-геофизических факторов и признаков, контролирующих пространственное размещение медно-никелевых месторождений, разработанный в Норильском районе с применением метода элементарных ячеек. Рассмотрены структурно-тектонические и литолого-стратиграфические факторы, а также геофизические, геохимические, минералогические и петрохимические признаки, контролирующие пространственное размещение медно-никелевых месторождений на примере Норильского района.

В результате анализа всей совокупности полученной информации на территории листа выделено два прогнозируемых рудных узла, потенциально перспективных на обнаружение сульфидных медно-никелевых руд. В основу расчета прогнозных ресурсов положен метод аналогий. В качестве эталона используется продуктивность Курейского рудного узла, как наиболее сходного с выделенными прогнозными объектами.

Надежность прогноза оценивается как средняя, коэффициент надежности принят равным 0,3, он учитывает отсутствие на площади прогнозируемых рудных узлов прямых признаков, возможное уменьшение перспективной площади, ухудшение качества руд и в то же время наличие благоприятной структурной позиции и наличие рудоносных интрузий непосредственно за рамкой площади. В качестве таковой рассматривается Ханарская интрузия. Перспективность обнаружения сульфидного медно-никелевого оруденения на площади листа R-47-XIII, XIV оценивается как низкая, близкая к средней, что позволило выделить здесь прогнозируемые Лего- и Правобоярский рудные узлы.

Прогнозные ресурсы категории P₃ Легобоярского рудного узла определены в 85,5 тыс. т меди и 37,8 тыс. т никеля, Правобоярского рудного узла – 109,5 тыс. т меди и 48,4 тыс. т никеля.

Данный расчет имеет очень искусственный характер и применен для территории, достаточно хорошо изученной, на которой имеются только единичные пункты минерализации с убогими содержаниями меди и никеля. Кстати, данные пункты минерализации выявлены при геологической съемке первого поколения [159], В. А. Радько при ГДП-200 на своей карте полезных ископаемых их даже не отразил, считая содержания полезных компонентов в них низкими. В связи с этим данные прогнозные ресурсы на схеме прогноза полезных ископаемых не показаны.

Алюминий

Из трех типов рудных формаций месторождений алюминия 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 показано одно проявление алюминиевых руд апатит-нефелиновой рудной формации на массиве Романиха. Нефелин также отмечается в ийолит-мельтейгитовых породах на Гулинском массиве и, в меньшей мере, Далбыхском и Крестовском массивах. По уровню содержания в них глинозема и потенциальным ресурсам они уступают месторождению Маган, расположенном восточнее, за рамкой листа. Учитывая это обстоятельство, а также низкое качество руд, прогнозные ресурсы данного вида минерального сырья не определялись.

Что касается бокситовой формации, представленной на листе лишь находками мелких карстовых воронок с бокситами, а также бокситовых галек, то прогнозные ресурсы по ней также не определялись. В то же время надо учесть, что при поисковых работах вероятность обнаружения здесь более крупных бокситовых объектов карстового типа, аналогичных обнаруженным восточнее (за рамкой листа) в пределах Тукаланского минерагенического района [53] остается высокой.

Ниобий

Основным рудоконтролирующим фактором редкометалльного оруденения на данной территории является приуроченность этого типа оруденения преимущественно к карбонатитовой фазе щелочно-ультраосновных интрузий. Запасы и прогнозные ресурсы ниобия ранее определялись на территории листа для четырех массивов щелочно-ультраосновных пород: Гулинского, Далбыхского, Чангитского и Крестовского.

В пределах Гулинского плутона на Южном карбонатитовом массиве выделены два участка редкометалльной минерализации [412]. На первом из них установлены три рудных тела размером в плане 300×25 , 250×125 и 50×70 м. Подсчитанные запасы пятиоксида ниобия по категории C_2 определены в 22 тыс. т, при среднем содержании Nb_2O_5 – 0,14 %. На втором участке выявлено рудное тело сложной формы. Его размеры в плане 450×150 м. Пироклоровая минерализация приурочена к доломитовым карбонатитам со

средним содержанием Nb_2O_5 – 0,14 %, запасы пятиокиси ниобия по категории C_2 определены в 18,6 тыс. т. Данные запасы определялись в 1959 г., когда еще не была принята современная классификация прогнозных ресурсов и авторы отнесли эти расчеты к наиболее низкому тогда рангу запасов. Учитывая современные требования, следует переклассифицировать данные запасы в ресурсы категории P_1 . Соответственно они показаны на схеме прогноза полезных ископаемых.

На Далбыхском массиве Е. Л. Данилин [311] 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 м². По данным детальной металлометрической съемки предполагается на массиве наличие нескольких таких столбов общей площадью 0,2 км². 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.

Другой подсчет прогнозных ресурсов на данном массиве произведен А. В. Ивановым [325]. Для рудного тела слюдитов по данным пересечения двумя скважинами они оценены по категории P_2 в 20 тыс. т Nb_2O_5 при среднем содержании 0,55 % и 430 т Ta_2O_5 при среднем содержании 0,011 %. Ресурсы по категории P_3 , оцененные до глубины 300 м, составили 100 тыс. т для пятиокиси ниобия и 2 тыс. т для пятиокиси тантала. Данные ресурсы ниобия отражены на схеме прогноза полезных ископаемых.

На проявлении Чангит произведен подсчет прогнозных ресурсов категории P_3 для проявления Атырджак, являющегося одним из участков всего Чангитского проявления [325]. Они составляют 100 тыс. т Nb_2O_5 при среднем содержании пятиокиси ниобия 0,15 %, площади 0,4 км², глубине 300 м, коэффициенте рудоносности 0,2. Низкий коэффициент рудоносности свидетельствует о том, что авторы при неравномерном распределении оруденения испытывали затруднения с оконтуриванием рудных тел, поэтому данный подсчет может рассматриваться как формальный, но результаты его показаны на схеме прогноза полезных ископаемых.

На Крестовском массиве по результатам проведенных здесь поисковых работ в рамках ГС-50 [353] в качестве редкометалльного рудного объекта рассматривается весь массив без выделения конкретных рудных тел. Ими произведен подсчет прогнозных ресурсов ниобия. Ресурсы категории P_1 подсчитаны до глубины 200 м для обнаженной части интрузии, категории P_2 до глубины 100 м – для части, перекрытой ледниковыми образованиями мощностью до 20 м. Соответственно для наиболее обогащенных ниобием мелилитовых пород они составили по категории P_1 – 127 440 т, по категории P_2 – 26 337 т. Данные ресурсы серьезно рассматривать не стоит, так как они основаны только на повышенных фоновых, но никак не на кондиционных промышленных содержаниях. Такой же вывод о недостаточной обоснованности прогнозных ресурсов ниобия на данном объекте сделала территориальная комиссия по запасам «Таймырприродресурсы» (протокол № 32 от 23.12.2002 г.

ТКЗ по ТАО), поэтому на схеме прогноза полезных ископаемых они не показаны.

Ожидание крупных промышленно значимых объектов редкометалльно-редкоземельного оруденения, связанных со щелочно-ультраосновными массивами на площади листа R-47, маловероятно. Низкая продуктивность редкометалльного оруденения, по-видимому, является спецификой массивов Маймеча-Котуйской области [53]. Вторая причина заключается в том, что на описанных массивах 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 коры выветривания, при этом отмечается глубокая степень переработки первичных пород, мощность коры 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.

Проявления на площади листа R-47 по уровню содержаний и величине запасов не выдерживают никакой конкуренции с выявленными месторождениями этих руд в корах выветривания на карбонатитах. Единственным их преимуществом является более благоприятные технологические свойства при обогащении первичных руд.

Золото

Золото коренное. Обнаружение россыпного золота в районе Гулинского массива поставило вопрос о возможности нахождения объектов рудного золота на остальной территории. Отмечается несомненная территориальная связь россыпей с Гулинским плутоном. Наиболее высокие концентрации золота и платиноидов в россыпях отмечаются в пределах самого массива либо в непосредственной близости от него. На более дальних расстояниях концентрации полезных минералов в россыпях резко снижаются, хотя отдельные шлиховые ореолы и геохимические аномалии золота по потокам рассеяния наблюдаются далеко от массива.

При опробовании всех основных разновидностей пород Гулинского плутона установлено, что повышенные по сравнению с фоном содержания золота отмечаются в рудных пироксенитах (60 мг/т) и метасоматических породах (40 мг/т), однако нигде содержаний, приближающихся к промышленным, не выявлено [351, 353].

Л. Н. Когарко впервые было обнаружено золото в дунитах массива [111]. Самородное золото располагается в межзерновом пространстве между кристаллами оливина и образует выделения размером в первые десятки микрометров. Предполагается, что золото наряду с сульфидами формировалось на позднемагматическом этапе, переходном к гидротермальному процессу. Подтверждением этому также являются находки золота в сростках с оливином и хромитом. В связи с этим в данной работе Гулинский массив рассматривается как перспективный на коренное золото.

Несмотря на это обстоятельство, учитывая результаты массового опробования на золото, рассчитывать на нахождение коренной золотоносности в промышленных масштабах не приходится, хотя ультраосновные породы Гулинского массива могут рассматриваться как источник золота в россыпях.

Дискуссионным остается вопрос о коренной золотоносности Крестовского массива, что детально рассматривается в гл. «Полезные ископаемые». Здесь можно только констатировать, что принципиально золотоносность массива установлена, однако ее параметры и промышленная значимость остаются неясными. Авторами отчета по ГС-50 [353] приводится оценка прогнозных ресурсов золота, которые составляют (в т) в целом по массиву соответственно по категориям: P_1 – 432, P_2 – 192. Такие прогнозы характеризуют данный объект по золоту как крупный.

Результаты данной оценки рассмотрены на заседании ТКЗ «Гаймырприродресурсы» (протокол № 32 от 23.12.2002 г. ТКЗ по ТАО). ТКЗ констатировал, что приведенный расчет прогнозных ресурсов благородных металлов приведен на основе данных информационных отчетов по подрядным работам, проведенных А. М. Сазоновым (КГАЦМиЗ). В представленном подсчете исходные данные по аналитике и геометрии подсчетных блоков не фигурируют, несмотря на то, что оценка ресурсов производится по категориям P_1 и P_2 . В отчете приведены противоречивые результаты аналитики на благородные металлы и остался невыясненным вопрос о действительном содержании благородных металлов в породах Крестовской интрузии. Обработка валовых проб, описанная авторами отчета в паспортах валовых проб, свидетельствует о непригодности аналитических результатов (содержаний полезных компонентов), полученных по этим пробам, для подсчета ресурсов полезных компонентов. Отсутствует геолого-экономическая оценка прогнозных ресурсов.

ТКЗ постановил: «Представленные в данном отчете прогнозные ресурсы, в связи с перечисленными выше замечаниями, в авторских цифрах не принимать». Соответственно на схеме прогноза полезных ископаемых они не приведены.

Золото россыпное. Первая оценка прогнозных ресурсов россыпного золота в Гулинском районе дана на этапе поисково-оценочных работ, завершившихся в 1989 г. [351]. Оценка проводилась по результатам бурения (в меньшей мере горных работ) по поисковым линиям на основных водотоках в районе с определением содержания полезных минералов (золота и платиноидов), мощностей пласта и торфов и геометризации пласта в плане. Оконтуривание пластов проводилось по бортовому содержанию к золоту 100 мг/м³. В зависимости от сети наблюдений, ресурсы подсчитаны по категориям P_1 , P_2 и P_3 .

К категории P_1 отнесены ресурсы р. Гулэ в ее верхнем и среднем течении, а также р. Дунитовая, включая ее левый приток – руч. Поисковый, (II-6-25,26,27) – 1848 кг. В нижнем течении р. Гулэ (II-5-5) ресурсы подсчитаны по категории P_3 в количестве 1207 кг. Ресурсы россыпепроявления р. Маймеча (II-5-7) отнесены к категориям P_2 – 106 кг и P_3 – 108 кг, в сумме составили 214 кг. Ресурсы р. Сабыда (II-6-3) оценены по категориям P_2 – 293 кг и P_3 – 2882 кг, в сумме равны 3175 кг.

Учитывая детальность поисковых работ в верхнем течении р. Гулэ, протоколом № 26 от 01.03.1991 г. ЦКЗ Мингео СССР по результатам поисково-

оценочных работ принят прирост запасов россыпного золота категории C_2 в интервале разведочных линий россыпи р. Гулэ № 345–359 с применением временных кондиций для о. Большевик, утвержденных Главалмаззолото, в количестве 100 кг с отражением их в отраслевом балансе на 1.01.1991 г.

В 1990–1996 гг. поисковые и поисково-оценочные работы на россыпи в Гулинском районе были продолжены [365]. Наряду с этим, в 1991–1993 гг. старательской артелью «Таймыр» между линиями 345–359 проводилась опытно-промышленная эксплуатация (ОПЭ) россыпи золота Гулэ. Всего добыто 28,1 кг золота.

Результаты работ по ОПЭ старательской артелью «Таймыр» рассмотрены комиссией Полярной партии (акт от 21.12.1993 М. М. Гончаров, Н. Г. Науменко). Комиссия отметила, что ОПЭ проведена некачественно. Не выбраны пески при вскрыше и при зачистке плотика, не осуществлялась бортовая прирезка полигона. Фиксировались весовые содержания металла в хвостах до 290 мг/м³, то есть промывка и обогащение песков проводились некачественно. Отсутствовал систематический контроль полноты извлечения из гале-эфельных отвалов, не проводился геолого-маркшейдерский контроль. Комиссия считает, что ввиду грубых нарушений технологии обработки россыпи дальнейшее привлечение артели «Таймыр» к продолжению работ нецелесообразно.

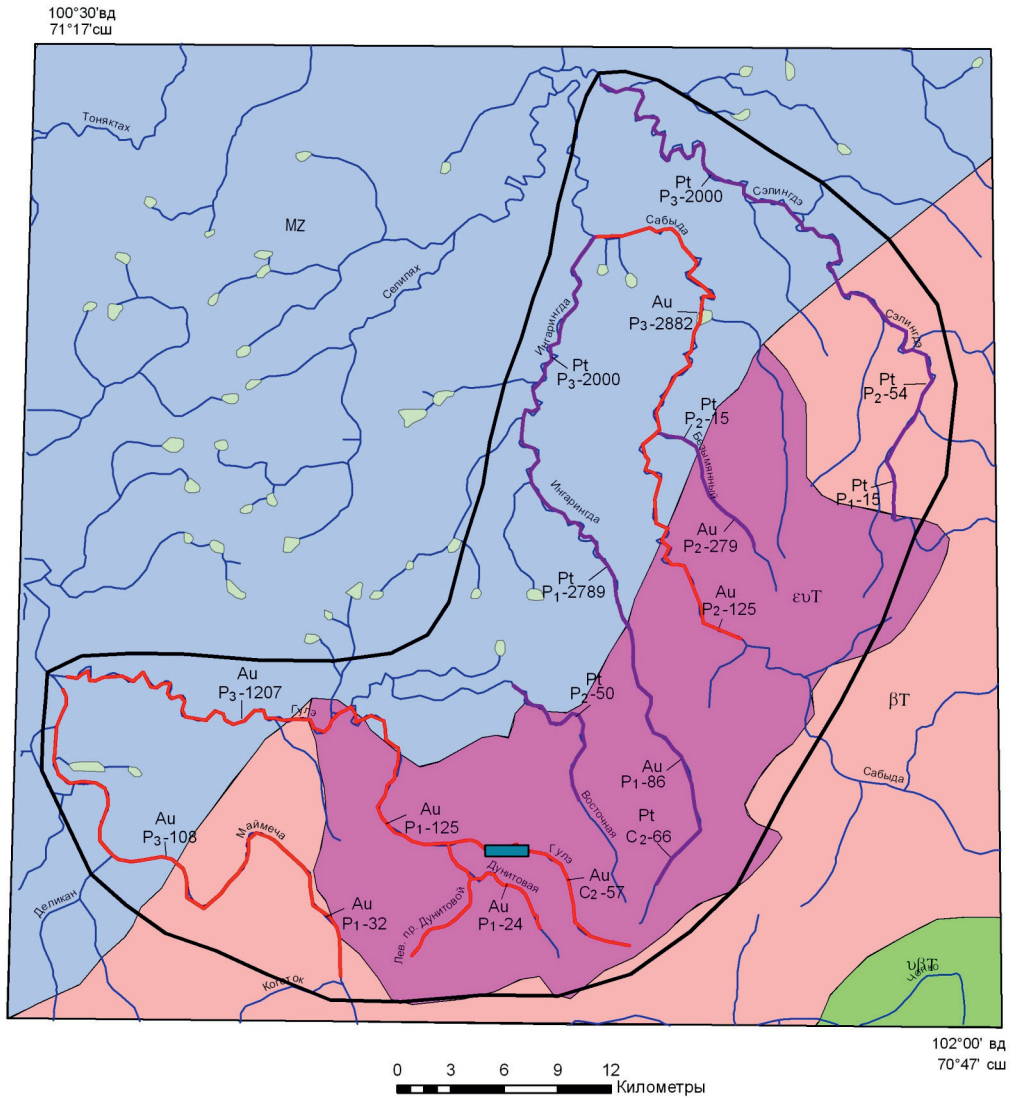
По протоколу ТКЗ ТАО № 3 от 11.03.1994 г., согласно вышеотмеченному акту, в продлении лицензии на добычу золота россыпи р. Гулэ артели «Таймыр» было отказано. По результатам ОПЭ запасы блоков между линиями 345–359 переутверждены в количестве 36 кг и погашены (Протокол № 8 от 29.03.1995 г. ТКЗ Таймыргеолкома).

В 1994 г. Полярная партия с использованием кондиций россыпей о. Большевик представила в «Таймырприродресурсы» подсчет запасов золота по категории C_2 по участку россыпи р. Гулэ выше участка опытно-промышленной эксплуатации в количестве 79,4 кг. По протоколу ТКЗ ТАО № 2 от 11.03.1994 г. было принято решение поставить на баланс Норильского ГМК запасы между линиями 359–410 в количестве 69,4 кг по категории C_2 (состояние на 1.01.1994) и россыпь считать подготовленной к промышленной эксплуатации.

В 1995–1996 гг. Полярной экспедицией проводилась обработка россыпи выше линии 410. В результате добыто 10,88 кг золота и попутно 1,97 кг серебра и 0,37 кг платиноидов. Таким образом в итоге при эксплуатационных работах на Гулинской россыпи извлечено 48,1 кг металла.

В 1996 г. завершены поисковые и поисково-оценочные работы на россыпи в Гулинском районе [365]. Помимо бассейна р. Гулэ работы проводились в бассейнах рек Восточная, Сэлингдэ, Сабыда, Ингарингда. За этот период пройдено шесть траншей объемом 21 697 м³, 15 882 пог. м скважин, отобрано 12 700 м³ крупнообъемных проб.

В результате по золоту запасы категории C_2 по рассмотренному выше участку россыпи р. Гулэ пересчитаны и составили: балансовые – 62 кг, забалансовые – 24,48 кг. Кроме того подсчитаны запасы категории C_2 по р. Дунитовая в количестве: балансовые – 56,08 кг, забалансовые – 34,38 кг. Прогнозные ресурсы золота всего района по категории P_1 – 239,91 кг и P_2 – 436,17 кг. Подсчет запасов и оценка ресурсов осуществлялись по временным



- 1 MZ 2 εvT 3 βT 4 υβT 5 6 7 8 Au / C2-57

Границы Гулинского золото-платиноносного россыпного узла

Рис. 5. Гулинский золото-платиноносный россыпной узел на схематизированной геологической основе.

1 – Юрско-меловые терригенные отложения Енисей-Хатангской впадины; 2 – Гулинский массив щелочно-ультраосновных пород (выходы на дневную поверхность); 3 – триасовый вулканогенный комплекс (туфы, вулканы от меймечитов до базальтов); 4 – Карамский комплекс слабо дифференцированных интрузивных пород основного состава; 5 – преимущественно золото; 6 – преимущественно платиноиды-иридоины; 7 – участок опытно-промышленной эксплуатации (ОПЭ) 1991–1993 и 1995 гг., добыто 47 кг золота; 8 – данные по запасам и ресурсам: в числителе – вид полезного ископаемого, а знаменателе – категория запасов (ресурсов) и их объем (кг).

кондициям для месторождений о. Большевик. Представленные ресурсы золота категории P_1 снижены в 3 раза по сравнению с принятыми НТС ПГО «Красноярскгеология» в 1989 г., а оценка ресурсов золота и платиноидов категории P_3 в отчете отсутствует.

Протоколом ТКЗ № 18 от 23.12.1996 г., несмотря на отмеченные недостатки и замечания требований по оконтуриванию пластов и блокировке, а также условность кондиций, Таймыргеолком постановил представленные запасы категории C_2 золота и платиноидов отразить в пояснительной записке к Сводному балансу запасов золота и платиноидов по ТАО в цифрах авторов.

В конечном итоге в настоящее время Государственным балансом на 1 января 2015 г. по россыпи р. Гулэ учтены по категории C_2 запасы песков 72 тыс. м³, золота 57 кг при среднем содержании золота 0,781 г/м³. Они находятся в Нераспределенном фонде недр, не переданных в освоение [59].

Все сведения по запасам и ресурсам россыпного золота в поисковых отчетах и балансах приводятся в кг. Согласно требованиям «Методического руководства...» они переведены в тонны.

В результате после всех изменений по всему Гулинскому району в настоящей записке приняты следующие запасы и ресурсы россыпного золота (т): категорий C_2 – 0,057, P_1 – 0,24, P_2 – 0,436 [365], P_3 – 4,197 [351]. Указанные запасы и ресурсы отражены на схеме прогноза полезных ископаемых (рис. 5).

Платиноиды

Платиноиды коренные. После нахождения платиноидов в россыпях Гулинского района встал вопрос о возможности нахождения промышленно значимых коренных месторождений. В результате значительных работ при проведении геологических съемок и тематических исследований в целом была выявлена повышенная платиноносность ультраосновных пород Гулинского массива. Большое внимание было уделено всем разновидностям пород ультраосновного состава, из которых при проведении поисковых маршрутов отбирались точечные и штучные пробы, прежде всего из зон с хромитовой и титаномагнетитовой минерализацией. Однако нигде промышленных значений платиноидов не было установлено.

В верховьях р. Ингарингда в коренном обнажении серпентизированных дунитов обнаружено зерно самородного осмия. Размер зерна 2×3 мм, оно располагается в интерстиции среди зерен оливина, обладает правильной гексагонально-таблитчатой огранкой. Вблизи от данного пункта минерализации в скв. Г-19 в протолочке дунитов с глубины 5,0 м найдено пять знаков иридо-смина общим весом 1,05 мг. Содержание металла в породе составляет 0,2 г/т [353].

Наиболее полно коренная платиноносность Гулинского массива охарактеризована в работе К. Н. Малича [129]. Сведения по результатам опробования различных пород массива приведены в гл. «Полезные ископаемые». Несмотря на то, что нигде промышленных содержаний платиноидов не было установлено, автором сделан вывод о том, что ультрабазиты Гулинской площади перспективны на обнаружение в них значительных концентраций ЭПГ и заслуживают дальнейшего изучения как объекты для поисков коренных месторождений.

Этот вывод, с нашей точки зрения, выглядит чересчур оптимистичным, так как не соответствует результатам проведения массового опробования, поэтому прогнозные ресурсы коренных платиноидов в Гулинском плутоне не оценивались.

Так же, как и для золота, дискуссионным остается вопрос о платиноносности Крестовского массива, подробно рассмотренный в гл. «Полезные ископаемые». Авторами отчета по ГС-50 [353] приводится оценка прогнозных ресурсов платиноидов, которые составляют в целом по массиву (в т) по категории P_1 : платина – 6063, иридий – 6607, по категории P_2 : платина – 2423, иридий – 2717. Такие данные характеризуют этот объект по платиноидам как уникальный. Однако вызывают обоснованные сомнения.

Результаты данной оценки рассмотрены на заседании ТКЗ «Таймырприродресурсы» (протокол № 32 от 23.12.2002 г. ТКЗ по ТАО), основные сведения по которому приведены выше при рассмотрении коренного золота. Вывод по оценке ресурсов платиноидов сделан такой же, как и по золоту, соответственно на схеме прогноза полезных ископаемых данные ресурсы не приводятся.

Платиноиды россыпные. Первые данные по прогнозным ресурсам россыпей платиноидов приведены в отчете по поискам в 1989 г. [351]. Прогнозные ресурсы россыпи р. Ингарингда в верхнем и среднем течениях подсчитаны по категории P_1 – 2805 кг, в нижнем по категории P_3 – 1987 кг. Прогнозные ресурсы россыпи р. Сэлингдэ оценены: по категориям P_2 – 54 кг, P_3 – 9500 кг, руч. Безымянный по категории P_2 – 55 кг, р. Восточная по категории P_2 – 36 кг.

В 1991–1996 гг. проведены поисковые и поисково-оценочные работы на россыпи в Гулинском районе [365], захватывающие также бассейн р. Ингарингда. В результате этих работ, в частности на р. Ингарингда выделен участок с повышенными содержаниями платиноидов, на котором определены запасы категории S_2 . Они составили балансовые 28,58 кг при среднем содержании 1314 мг/м³, забалансовые 37,84 кг при среднем содержании 581 мг/м³. Данные запасы рассмотрены и приняты ТКЗ «Таймырприродресурсы» (Протокол ТКЗ Таймыргеолкома № 18 от 23.12.1996 г.). Однако до настоящего времени на баланс данные запасы не поставлены.

По результатам этих же поисковых и поисково-оценочных работ уточнены ресурсы категории P_2 р. Восточная, которые составили 49,66 кг при среднем содержании 249 мг/м³, а также ресурсы категории P_2 р. Сэлингдэ, которые переведены в категорию P_1 и составили 15,3 кг при среднем содержании 297 мг/м³. Дополнительно по р. Сабыда оценены (помимо золота) ресурсы платиноидов категории P_2 – 14,49 кг при среднем содержании 339 мг/м³. Прогнозные ресурсы категории P_3 в данном отчете не рассматривались, но, учитывая результаты работ по р. Селингдэ, прогнозные ресурсы категории P_3 – 9500 кг, приведенные в отчете 1989 г., представляются явно завышенными. Они не могут превышать суммарные ресурсы наиболее перспективной россыпи р. Ингарингда и нами снижены до 2000 кг.

Все сведения по запасам и ресурсам россыпных платиноидов в поисковых отчетах приводятся в кг. Согласно требованиям «Методического руководства...» они переведены в тонны.

В итоге, запасы и ресурсы россыпных платиноидов Гулинского района в настоящей записке принимаются следующими (т): категории C_2 – 0,066, P_1 – 2,804, P_2 – 0,119, P_3 – 4,0. Указанные запасы и ресурсы отражены на схеме прогноза полезных ископаемых.

Запасы и прогнозные ресурсы золота и платиноидов по отдельным россыпям и россыпепроявлениям приведены в табл. 6.

Таблица 6

Запасы и ресурсы золота и платиноидов в пределах Гулинского золото-платиноидного россыпного узла

Участки, полезный компонент	Запасы и прогнозные ресурсы по категориям, т			
	C_2	P_1	P_2	P_3
Платиноиды				
Река Ингарингда	0,066	2,789		2,0
Река Сэлингдэ		0,015	0,054	2,0
Река Сабыда Руч. Безымянный			0,015	
Река Восточная			0,050	
Всего	0,066	2,804	0,119	4,0
Золото				
Река Гулэ	0,057	0,125		1,207
Река Дунитовая		0,024		
Река Восточная		0,005	0,279	
Река Сабыда			0,125	2,882
Река Маймеча			0,032	0,108
Река Ингарингда		0,086		
Всего	0,057	0,240	0,436	4,197

Исландский шпат

Территория листа характеризуется наличием многочисленных проявлений и пунктов минерализации (56 объектов) исландского шпата, детально описанных в гл. «Полезные ископаемые». Отмечаются стратиграфические критерии проявлений исландского шпата, они приурочены в основном к вулканогенным породам правобоярской, аянской и хоннамакитской свит нижнего триаса. Характерен также петрографический критерий, заключающийся в приуроченности проявлений исландского шпата к нижним горизонтам лавовой толщи, где развиты шаровые лавы и мандельштейны. Эти породы являются наиболее благоприятными для осаждения продуктов низкотемпературных гидротермальных растворов, несущих кальцитовую минерализацию.

Несмотря на то, что ряд проявлений изучен достаточно детально (с пробной эксплуатацией для оценки данного вида сырья) [159, 280, 324, 408], нигде

прогнозные ресурсы авторами не оценивались. Единственным объектом, где дана оценка прогнозных ресурсов категории P_3 1500 кг является Икэнское проявление (Ш-1-25) [189]. Учитывая, что эти ресурсы никак не обоснованы, они не отражены на схеме прогноза полезных ископаемых.

Апатиты

Апатиты являются одним из основных видов минерального сырья, характерного для Маймеча-Котуйской минерагенической области. Однако основные апатитовые месторождения расположены восточнее описываемого листа. В пределах данного листа выявлены только одно малое месторождение и два проявления апатита, детально описанные в гл. «Полезные ископаемые». Они приурочены к Гулинскому редкометалльно-apatит-флогопит-золото-платиновому руднороссыпному району и Далбыха-Бор-Уряхскому редкометалльно-титан-apatитовому рудному узлу.

Основной фактор локализации данных апатитовых месторождений и проявлений – магматический. Они связаны с завершающей стадией карбонатитового магматизма щелочно-ультраосновных массивов центрального типа. Кроме того, в качестве фосфатного сырья рассматриваются рудные тела коры выветривания. В них образуются обогащенные пятиокисью фосфора карбонат-лимонит-франколитовые руды.

В результате проведенных в 1970–1980 гг. поисковых и поисково-оценочных работ определены запасы и ресурсы апатитовых руд на двух объектах Гулинского и Далбыхского массивов.

Для карбонатитов Гулинского массива первая оценка ресурсов дана В. Н. Долговой по результатам опробования на поверхности [314]. По мнению авторов, суммарные ресурсы до глубины 150 м составляют 120 млн т пятиокиси фосфора.

Более достоверный подсчет произведен в 1984 г. [360], уже с использованием редкой сети скважин. Оконтуривание рудных зон проводилось по условно принятому бортовому содержанию P_2O_5 – 3 % и с учетом геолого-промышленных типов руд. В результате выделено три участка: 1 – в пределах площади развития апомелилитовых пород (частично совпадает с Гулинским месторождением флогопита) с апатит-силикатными рудами, 2 – центральное карбонатитовое тело и 3 – южный карбонатитовый массив с апатит-карбонатными рудами.

Прогнозные ресурсы P_2O_5 категории P_2 , подсчитанные до глубины 400 м, составили: для участка 1 площадью 0,06 км² – 2,5 млн т при среднем содержании P_2O_5 – 3,74 %, для участка 2 площадью 0,07 км² – 3,5 млн т при среднем содержании P_2O_5 – 3,65 %, для участка 3 площадью 0,62 км² – 27 млн т при среднем содержании P_2O_5 – 3,96 %. Суммарные прогнозные ресурсы P_2O_5 категории P_2 составили 33 млн т P_2O_5 .

Наиболее реальное определение запасов и ресурсов апатитовых руд произведено после проведения специализированных поисковых работ в 1986 г. [302]. Подсчет запасов и прогнозных ресурсов производился с помощью условных кондиций, использовавшихся на других месторождениях Маймеча-Котуйской провинции [53]. При подсчете запасов категории C_2 глубина под-

счета ограничена глубиной скважин и составила 100 м, определение прогнозных ресурсов категорий P_1 и P_2 осуществлена до глубины 400 м, также по аналогии с другими месторождениями провинции. Подсчет произведен раздельно для разных типов руд.

Площадь развития апатит-франколитовых руд на двух участках составляет 102 тыс. м². Руды этого типа имеют самое высокое на месторождении содержание пятиоксида фосфора, в среднем 15,59 %. Суммарные прогнозные ресурсы P_2O_5 категории C_2 составили 1,07 млн т P_2O_5 .

Для апатит-силикатных руд среднее содержание пятиоксида фосфора составляет 6,31 %, прогнозные ресурсы P_2O_5 по категории P_1 до глубины 100 м определены в 2,19 млн т.

Площадь развития наиболее богатых и хорошо изученных апатит-карбонатных руд в северной части карбонатитового штока составляет 1085 тыс. м², среднее содержание пятиоксида фосфора определено в 5,60 %. Соответственно запасы до глубины 100 м по категории C_2 определены в 16,97 млн т P_2O_5 . Прогнозные ресурсы категории P_1 оценены для более глубоких горизонтов в контуре подсчета категории C_2 , а также для менее изученной площади развития доломитовых карбонатитов в южной части массива. Эти ресурсы составили 118,53 млн т P_2O_5 при среднем содержании пятиоксида фосфора 4,97 %. Прогнозные ресурсы категории P_2 оценены для периферийной зоны массива и определены в 67,49 млн т P_2O_5 при среднем содержании пятиоксида фосфора 4,39 %.

Сводные запасы и ресурсы месторождения (в млн т P_2O_5), а также средние содержания (в % P_2O_5) в пределах Южного карбонатитового массива показаны в табл. 7.

Таблица 7

Запасы и ресурсы апатитов на Южном карбонатитовом массиве

Типы руд	Запасы и ресурсы					
	Категория C_2		Категория P_1		Категория P_2	
	Запасы	Ср. сод.	Ресурсы	Ср. сод.	Ресурсы	Ср. сод.
Апатит-карбонатные	16,97	5,60	118,53	4,97	67,49	4,39
Апатит-силикатные			2,19	6,81		
Апатит-франколитовые	1,07	15,59				
Итого	18,04		120,72		67,49	

В целом на месторождении резко преобладают труднообогатимые апатит-карбонатные руды с низким содержанием пятиоксида фосфора, поэтому запасы и ресурсы могут рассматриваться только как резерв расширения сырьевой базы в случае разработки других более перспективных апатитовых месторождений Маймеча-Котуйской провинции (Маган, Ессей, Ыраас).

На Северном массиве выявлены локальные залежи апатит-франколитовых руд. Размеры одной наиболее крупной залежи в плане – 200 × 250 м. По данным бурения, мощность ее – 78 м, среднее содержание пятиоксида фосфора по

данным опробования – 31,04 %. Исходя из этого подсчитаны запасы по категории С₂ – 1,12 млн т Р₂О₅. Среднее содержание в франколитовых рудах железа валового – 8,55 %, запасы – 0,31 млн т руды.

На массиве Далбыха прогнозные ресурсы до глубины 400 м, по Е. Л. Данилину, составляют для апатит-силикатных руд – 43 млн т Р₂О₅, для апатит-карбонатных руд – 28 млн т Р₂О₅, всего 71 млн т [325]. Эти ресурсы, на наш взгляд, являются завышенными, так как степень изученности апатитоносности данного массива невысокая, а как показывает опыт проведения поисково-оценочных работ на других месторождениях Маймеча-Котуйской провинции, запасы по сравнению с данными поисковых работ обычно снижаются. Поэтому ресурсы категории Р₂ могут быть оценены в 35 млн т Р₂О₅, что принято при рассмотрении на НРС листа R-48.

Отмеченные выше запасы и ресурсы апатитовых руд отражены на схеме прогноза полезных ископаемых в зарамочном оформлении карты закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых.

Флогопит

Изучение флогопитовых месторождений, приуроченных к щелочно-ультраосновным массивам Маймеча-Котуйской минерагенической области, было начато в 1950–1960-е гг. практически сразу после обнаружения самих массивов. Наиболее хорошо было изучено месторождение Гули, расположенное в пределах данного листа. Основной фактор формирования этих месторождений – магматический. Все месторождения приурочены преимущественно к ультраосновной фазе становления щелочно-ультраосновных массивов, наличию в этих породах пегматоидных фаций и проявлений метасоматических процессов.

Разведочные работы на Гулинском массиве проведены НИИГА в конце 1950-х гг. [413]. С тех пор они не изменялись и в балансовых запасах на 1 января 2014 г. остались числящимися по категории С₁ – 60 443 т, по С₂ – 127 493 т при среднем содержании полезного компонента 34,4 кг/м³. Запасы учитываются в Нераспределенном фонде недр. Его экономическое освоение не намечается [60].

Следует заметить, что подсчитанные и утвержденные ГКЗ запасы, по мнению исследователей [370], несомненно ниже действительных. Прогнозные ресурсы отвечают крупному месторождению. Слюда по своим характеристикам не отличается от флогопитов эксплуатирующихся месторождений и может применяться для изготовления электроизоляционных материалов.

Высокие перспективы расширения ресурсной базы флогопита подтверждены при проведении на площади геологической съемки масштаба 1 : 50 000. Выявлены проявления флогопита на востоке зоны апомелилитовых пород и в юго-западном экзоконтакте Южного карбонатитового массива. Обнаруженные здесь в проявлениях кристаллы флогопита имеют размер до 18 см, толщина кристаллов – до 10 см, содержание в породе – до 70 %.

Крупные кристаллы флогопита очень часто встречаются в разрезе скв. Г-16, пробуренной между Северным и Южным карбонатитовыми массивами. Интервалы сплошной слюды по керну скважины достигают 80 см, содержание

флогопита составляет в среднем 30 %. Результаты бурения скв. Г-16 расширяют перспективы флогопитового месторождения в северном направлении [353].

При поисковых работах на апатит [302] установлены новые факты, расширяющие перспективы прироста запасов Гулинского месторождения. В двух скважинах, пробуренных к югу и к северу от разведочного участка 1 вскрыты апомелилитовые и кальцит-диопсидовые породы с вкрапленным и гнездовым типом ослюденения, характерного для данного участка. Размеры пластин слюды по керну скважин достигают 7–10 см, единичные – 20 см. Содержание флогопита в породе по визуальной оценке составляет от 30 до 80 %, в среднем 45 %. Мощность ослюденелых пород по одной скважине составила 53,8 м, по другой – 77,9 м.

При общей оценке перспектив территории листа на 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 стадии изученности рекомендовать на площади листа какие-то объекты для поисковых работ со значимыми прогнозными ресурсами в настоящий момент не представляется возможным.

По результатам всех предыдущих работ можно рекомендовать проведение геологосъемочных работ стадии геологического доизучения (ГДП-200) на листах R-47-XI, XII, XVII, XVIII. На территории этих листов расположены Гулинский редкометалльно-apatит-флогопит-золото-платиноносный руднороссыпной район, Далбыха-Бор-Уряхский редкометалльно-титан-apatитовый рудный узел, Чангитский ниобий-редкоземельный прогнозируемый рудный узел. К основным вопросам по металлогении, которые должны решаться при проведении данных работ, относятся проблема коренной золото-платиноносности Гулинского плутона, возможности расширения перспектив россыпей благородных металлов в северном направлении в сторону Енисей-Хатангского прогиба. Необходимо совместно с химиками и обогатителями разобраться с золотом и платиноидами, а также редкометалльной минерализацией на Крестовском массиве: это крупное месторождение или просто минералогический феномен? Необходимо реально оценить хромитоносность и титаноносность ультраосновных пород Гулинского массива, прежде всего рудных пироксенитов и так называемых хромититов, а также дать более полную характеристику редкометалльной и редкоземельной минерализации карбонатитов Гулинского, Далбыхского и Чангитского районов.

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

Территория листа располагается в зоне сочленения трех надпорядковых структур: Енисей-Хатангского регионального прогиба (ЕХРП) на севере, Анабаро-Оленёкской антеклизы на востоке и юго-востоке и Курейской синеклизы на западе и юго-западе.

В пределах перечисленных выше надпорядковых структур выделяются Енисей-Хатангская нефтегазоносная область (НГО) Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции (НПП) и Анабарская НГО и Северо-Тунгусская НГО Лено-Тунгусской НПП.

Сейсмическая изученность территории крайне низкая. Отдельные профили МОВ ОГТ имеются лишь в центральной части листа в зоне сочленения Путоранского выступа и Анабарской антеклизы. Территория ЕХРП в пределах листа изучена только сейсморазведкой МОВ, а в последние годы региональными профилями МОВ ОГТ.

Структурные планы различных горизонтов осадочного чехла изучены очень слабо, так как площадь листа закрыта редкой сетью сейсмических профилей и ограниченным числом глубоких скважин. Структурные планы построены по ограниченному сейсмическим и буровым материалам, данным потенциальных полей и геологической съемки.

Глубокое бурение на территории листа в пределах Анабарской НГО и Северо-Тунгусской НГО не проводилось. Западнее территории листа пробурена параметрическая скв. Ледянская 358, за южной границей листа пробурена Чириндинская параметрическая скважина. В пределах Енисей-Хатангской НГО на территории листа пробурены две глубокие поисковые скважины на Курьинском поднятии (Новая площадь). На забое (около 3500 м) скважинами вскрыты отложения левинской свиты нижней юры.

Енисей-Хатангская НГО

Структурно-тектоническое районирование

Особенности геологического строения ЕХРП обусловлены его расположением в зоне сочленения крупных геоструктур Сибирской платформы и Таймырской складчатой области. На западе Енисей-Хатангский прогиб раскрывается в сторону Западно-Сибирской плиты, на востоке отделяется Анабаро-Хатангской седловиной от Лено-Анабарского прогиба.

Заложенные в поздней перми–раннем триасе надрифтовые впадины Обская и Енисей-Хатангская в среднем–позднем триасе объединились в Западно-Сибирский бассейн, сначала внутриконтинентальный, а затем межконтинентальный.

В течение среднего–позднего триаса и юры Енисей-Хатангский надрифтовый желоб развивался как единый прогиб с накоплением терригенных отложений морского и прибрежно-морского генезиса. В неокоме в результате разнонаправленных тектонических движений произошло формирование линейной горстовидной структуры – системы из Малохетского, Рассохинского и Балахнинского мегавалов, заложенной вдоль Енисей-Хатангского (Малохетско-Рассохинско-Балахнинского) глубинного разлома. Система из Малохетского, Рассохинского и Балахнинского мегавалов делит ЕХРП на Центрально-Таймырский мегапрогиб и Боганидско-Жданихинский мегапрогиб. Структурное разделение этих желобов (мегапрогибов) явилось причиной различия условий седиментации в неокоме. В Центрально-Таймырском желобе в берриасе–валанжине шло формирование клиноформ, а в Боганидско-Жда-

нихинском – покровных образований. Значительные площади перечисленных выше структур располагаются в пределах листа R-47. Малохетский и Балахнинский мегавалы располагаются за пределами территории листа.

Рассохинский мегавал – линейная антиклинальная структура I порядка, расположенная в центральной части ЕХРП. При ширине мегавала в 30–45 км его длинная ось вытянута субширотно более чем на 550 км. Вал имеет крутые крылья и в поперечном сечении плоский свод, сводовая часть Рассохинского мегавала в районе Волочанской структуры расширяется. Изученность вала глубоким бурением низкая. Сейсмические профили ОГТ пересекают Рассохинский мегавал лишь отдельными субмеридиональными сечениями. В сводовой части Рассохинского мегавала отмечается полное отсутствие или небольшие мощности меловых пород, но установлено широкое развитие и значительные мощности юрских толщ, в подошве которых прослеживается эрозионное несогласие. Ниже развиты триасовые отложения и прослежены более глубокие отражающие границы в отложениях палеозоя. Мощность триасовых отложений на Тундровой площади (R-46), по сейсмическим данным, превышает 2–3 км. Восточнее мощность триасовых толщ уменьшается. Вблизи Волочанской площади толщина триасовых отложений сокращается до 1 км и менее. По всем сечениям отмечается развитие на крыльях вала крупных разрывов. Особенно характерен глубинный разлом на южном крыле, по которому отмечается надвигание сводовой части мегавала на юг. Примечательной особенностью Рассохинского мегавала является размыв в сводовой его части меловых и верхнеюрских отложений, связанный с воздыманием и эрозией. Широкая полоса размыва прослежена в верхней части северного крыла. Северное крыло Рассохинского мегавала и его западная периклиналь относительно пологи и в меньшей мере осложнены разломами. Рассохинский мегавал отделен от Восточно-Сибирской мегамоноклизы узкой зоной приразломного прогибания, вытянутым субпараллельно мегамоноклизе.

Боганидско-Жданихинский желоб имеет вид асимметричной синеклизы, с пологим южным и крутым северным крылом, крутизна северного крыла прогиба на север растет и достигает 15–20°, это крыло нарушено глубинным разломом. Севернее разлома установлена сводовая часть Балахнинского мегавала.

Балахнинский, Рассохинский мегавалы формируют систему крупных линейных антиклиналей вдоль северного крыла Рассохинской зоны глубинных разломов.

Эта зона глубинных разломов характеризуется большой протяженностью (более 1000 км) и сечет ЕХРП в его современных границах с юго-запада на северо-восток, она является краевым швом, разграничивающим с севера Восточно-Сибирскую и Западно-Сибирскую литосферные плиты по крупным геоблокам фундамента с различным составом и структурой [284].

Сводовые части приразломных мегавалов разбиты многочисленными дизъюнктивными нарушениями значительной амплитуды на мелкие блоки. Большая часть тектонических нарушений пронизывают всю толщу мезозойских отложений. Характерной особенностью является частичное или полное отсутствие верхнеюрско-неокомских отложений, интенсивность размыва отложений достигает средней юры.

Наиболее важными этапами перестройки структурного плана для нефтегазоносности юрско-меловых отложений являлись:

– восходящие структурообразующие движения в раннем неокоме, которые основали современный структурный план территории, когда сформировались основные продуктивные структуры, привели к широкому размыву или отсутствию осадконакопления на крупных поднятиях;

– окончательно современный структурный план территории сформировался в палеоген-четвертичный период. С этапом неотектонической активизации связано воздымание восточной части ЕХРП (до 800–1000 м), а также формирование или обновление большинства дизъюнктивных дислокаций. В пределах мегавалов палеотектоническая перестройка в палеоген-четвертичный период привела к активному развитию дизъюнктивных нарушений, размыву меловых отложений, нефтегазоносные комплексы попали в зону активного водообмена, что привело к окислению и разрушению ранее сформировавшихся залежей УВ или их переформированию. К тому же воздымание всей территории ЕХРП могло привести к поступлению (или заполнению) ловушек газом за счет выделения газообразных УВ из подземных вод при снижении пластовых давлений.

Основные нефтегазоносные комплексы

В мезозойском осадочном чехле Енисей-Хатангского регионального прогиба выделяются семь основных нефтегазоносных комплексов (НГК): геттанг-байосский, батский, оксфордский, ниже- и верхненеокомский, аптский и альб-сеноманский. Названия НГК даны в соответствии с возрастом их проницаемых частей.

Геттанг-байосский НГК (зимне-вымский) является наименее изученным геолого-геофизическими методами. Полная мощность геттанг-байосских отложений вскрыта единичными скважинами в наименее погруженных частях Енисей-Хатангского регионального прогиба. Относительно хорошо изученной является только верхняя часть НГК, представленная песчано-алевролитовой вымской свитой и перекрывающей ее аргиллито-алевролитовой толщей леонтьевской свиты. Комплекс представлен терригенными отложениями зимней, левинской, шараповской, китербютской, надояхской, лайдинской, вымской и леонтьевской свит. По разрезу отчетливо прослеживается чередование глинистых и песчано-алевролитовых горизонтов, являющихся соответственно флюидоупорами и проницаемыми комплексами. К проницаемым горизонтам относятся зимняя, шараповская, надояхская и вымская свиты, к толщам-флюидоупорам – левинская, китербютская, лайдинская и леонтьевская свиты. Последняя и является флюидоупором для геттанг-байосского НГК в целом. На территории исследования геттанг-байосский НГК имеет повсеместное распространение. Глубина залегания кровли проницаемого комплекса изменяется от первых метров на Волочанском мезовале (Волочанская площадь) до –6000–7000 м в Боганидско-Жданихинском желобе.

Проницаемые породы комплекса представлены песчаниками, разделенными алевролитоглинистыми пачками. Фильтрационно-емкостные свойства песчаников ухудшаются с глубиной. Так, при глубине около –1600 м откры-

тая пористость коллекторов достигает 22 %, а проницаемость – от 34×10^{-3} до 49×10^{-3} мкм². На глубинах –3500 м и более емкостные свойства снижаются до 12–14 %, при ухудшении проницаемости – до $1-2 \times 10^{-3}$ мкм².

На данный момент в НГК открыто только одно небольшое по своим запасам Балахнинское газовое месторождение в отложениях вымской свиты. Незначительные газопроявления были отмечены в пределах территории листа на Новой площади.

Батский НГК (малышевский) связан с песчано-алевролитоглинистыми отложениями малышевской свиты средней юры и контролируется верхнеюрской региональной покрывкой (гольчихинская свита), а в районах распространения песчаных разрезов сиговской свиты – точинским флюидоупором, соответствующим отложениям одноименной свиты. Батский резервуар имеет региональное распространение и отсутствует лишь в пределах Волочанского мезовала, где отложения верхней юры и малышевской свиты эродированы. Здесь отложения нижележащих леонтьевской и вымской свит перекрываются отложениями нижнего мела. Глубина залегания кровли проницаемого комплекса достигает –5500 м в наиболее прогнутых частях Енисей-Хатангского регионального прогиба (Боганидско-Жданихинский желоб).

Проницаемая часть батского НГК представлена ритмичным чередованием пачек алевролитов, песчаников и аргиллитов. На территории листа в пределах Новой площади глубокого бурения малышевская свита практически полностью заглинизирована (песчаность в пределах 1–5 %). При этом свита имеет повышенные толщины (свыше 1250 м), представлена аргиллитами с редкими прослоями алевролитов и вместе с маломощной леонтьевской свитой служит флюидоупором для песчаных пластов нижележащей вымской свиты.

Коллекторские свойства песчаников батского НГК различны. Открытая пористость коллекторов колеблется в пределах от 12 до 25 %, но наиболее часто встречающиеся значения – 14–18 %. Проницаемость изменяется от $1-2 \times 10^{-3}$ до $230-260 \times 10^{-3}$ мкм². Отмечается закономерное уменьшение ФЕС с глубиной залегания коллекторов.

Незначительные газопроявления отмечены на Новой площади.

Оксфордский НГК (сиговский) выделяется в пределах распространения песчано-алевролитовых отложений сиговской свиты верхней юры, которая экранируется толщей глинистых алевролитов и алевролитистых аргиллитов яновстанской свиты. Оксфордский НГК распространен в южной части ЕХРП, узкой полосой окаймляя границу Сибирской платформы. НГК постепенно выклинивается к границам Сибирской платформы. Глубина залегания кровли проницаемого комплекса изменяется от 0 м в зоне выклинивания НГК до –4000 м в районе Боганидско-Жданихинского желоба.

Проницаемая часть оксфордского НГК представлена породами сиговской свиты, в разрезе которой песчано-алевролитовые и песчаные разности пород преобладают над глинистыми. Песчаники и алевролиты, преобладающие в разрезе, объединяются в группу пластов, индексируемые как СГ₁–СГ₅. Песчаность свиты изменяется в диапазоне от 10–15 до 85 %, составляя в среднем 25–35 %. Песчано-алевролитовые породы сиговской свиты обладают достаточно высокими коллекторскими свойствами: открытая пори-

стость достигает 33 %, при средних колебаниях 12–18 %, проницаемость – до $75,7 \cdot 10^{-3}$ мкм². Отмечается закономерное уменьшение ФЕС с глубиной залегания коллекторов.

Нижнеокомский НГК (нижнехетско-суходудинский) выделяется в объеме нижнехетской свиты и нижней подсвиты суходудинской свиты. К проницаемому комплексу НГК относятся песчаные пласты нижнехетской свиты и соленинская пачка песчаников (пласты СД₃₋₁₁) суходудинской свиты. Флюидоупором для нижнеокомского НГК является пеляткинская региональная глинистая пачка готерив-валанжинского возраста. Глубины залегания кровли проницаемого комплекса составляют от 0 до –3200 м. Толщины нижнеокомского НГК достигают максимальных величин в Боганидско-Жданихинском желобе. Песчаность проницаемого комплекса закономерно уменьшается от приграничных с Сибирской платформой районов к центральной части ЕХРП. В Боганидско-Жданихинском желобе предполагаются повышенные толщины песчаников до 200–250 м. Значимым критерием для нефтегазоносности нижнеокомского НГК является степень песчаности самого проницаемого комплекса. Флюидоупорами для нижнеокомских залежей являются зональные экраны.

Пласты группы НХ представлены, как правило, мелкозернистыми песчаниками с пористостью до 28 % и проницаемостью до $1600 \cdot 10^{-3}$ мкм². Пласты имеют невыдержанный характер. Пласты группы СД сложены средне-мелкозернистыми песчаниками с пористостью 12–25 % и проницаемостью от 1 до $100 \cdot 10^{-3}$ мкм² и более.

Нижнеокомский НГК в настоящее время является основным комплексом по количеству выявленных залежей УВ в пределах ЕХРП и с ним связываются перспективы дальнейшего прироста запасов.

Верхнеокомский НГК (суходудинско-малохетский) выделяется в объеме верхней подсвиты суходудинской свиты, малохетской свиты. Флюидоупор комплекса – углисто-глинистая пачка залегающей в основании яковлевской свиты. Глубины залегания кровли проницаемого комплекса, к которому относятся малохетская и верхняя части суходудинской свит, достигают –2000 м. Толщины верхнеокомского НГК закономерно увеличиваются от бортов ЕХРП к осевым областям отрицательных структур (в районе Боганидско-Жданихинского желоба до 650 м). В районе Волочанского вала в предчетвертичное время отложения верхнеокомского НГК были полностью размыты.

К проницаемым отложениям относятся верхняя подсвита суходудинской свиты и малохетская свита. Отсутствие в верхней части суходудинской свиты выдержанных флюидоупоров послужило причиной объединения их в один проницаемый комплекс. Песчаность верхней подсвиты суходудинской свиты, как правило, выше 50 % и увеличивается к бортам прогиба до 90–95 %. Песчаность малохетской свиты в основном колеблется в пределах 75–95 %. Пористость песчаников в отдельных случаях может достигать 32 %, а проницаемость – почти $2000 \cdot 10^{-3}$ мкм².

Флюидоупором является углисто-глинистая пачка, залегающая в основании яковлевской свиты. Ее толщина в отдельных случаях превышает 120 м. Песчаность пачки на большей части территории составляет 20–60 %, увеличиваясь к бортам ЕХРП. В Енисей-Хатангской НГО яковлевские глины контролируют залежи газа на Южно- и Северо-Соленинском, Озерном, Пе-

ляткинском месторождениях. На этих площадях песчаность флюидоупора в целом не превышает 60 %.

Аптский НГК (яковлевский) выделяется в верхней части яковлевской свиты. Проницаемым комплексом является песчаная пачка средне-поздне-аптского возраста, залегающая в средней части разреза свиты, а флюидоупором – залегающая в верхней части свиты песчано-алевролитоглинистая толща альба. Отложения аптского НГК размыты на Волочанском валу. В основном толщина аптского НГК составляет 200–400 м.

Толщина проницаемого комплекса составляет в основном 60–140 м, песчаность колеблется от 80 до 95 %, пористость достигает 24–31 %.

Толщина флюидоупора к северу от Волочанского вала, где аптский НГК имеет сокращенную мощность, составляет 120–140 м, а в районе Боганидско-Жданихинского желоба – 200–300 м. В отложениях флюидоупора аптского НГК велика доля песчаных пластов, что снижает его экранирующие свойства. Песчаность флюидоупора, как правило, выше 50 % и возрастает к бортам ЕХРП. На территории листа песчаность флюидоупора составляет 60–90 %, что не позволяет его считать покрывкой. В настоящее время в аптском НГК открыто менее всего залежей среди меловых НГК.

Альб-сеноманский НГК (долганский) выделяется в объеме долганской свиты – проницаемый комплекс, и в нижней наиболее глинистой части дорожковской свиты – флюидоупор. Наиболее глубокие отметки залегания кровли проницаемого комплекса долганской свиты наблюдаются в центральной части Енисей-Хатангского регионального прогиба, абсолютные отметки кровли достигают –1200 м.

Песчаность долганской свиты высокая и превышает 90 %. Наиболее глинистые интервалы отмечаются в кровле и подошве свиты. Именно в этих интервалах и открыты залежи в ее разрезе. Пористость песчаников может достигать 30 %, а проницаемость – 1000×10^{-3} мкм².

Флюидоупором альб-сеноманского НГК являются отложения дорожковской свиты, точнее ее нижней, наиболее глинистой части. По бортам и на востоке Енисей-Хатангского регионального прогиба, за исключением наиболее погруженных участков, отложения дорожковской свиты размыты и на породах долганской свиты непосредственно залегают четвертичные отложения. Песчаность флюидоупора закономерно увеличивается в восточном направлении от 0–15 % на западной границе исследуемой территории до 60–75 % на востоке Енисей-Хатангской НГО.

Нефтегазогеологическое районирование

На современных картах нефтегазогеологического районирования территория ЕХРП относится к Енисей-Хатангской НГО Западно-Сибирской НГП, на районы при мелкомасштабном картировании не подразделяется. За последние годы появились новые материалы, уточнились представления о строении отдельных комплексов мезозоя. Все это позволило внести корректировки в нефтегазогеологическое районирование.

В соответствии со структурно-тектоническим и структурно-фациальным районированием на территории листа в пределах Енисей-Хатангской НГО выделяются нефтегазоносные районы: Пясинский перспективный нефтегазо-

носный район (ПНГР), Рассохинский нефтегазоносный район (НГР), Балахнинский НГР и Хатангский ПНГР.

Пясинский ПНГР расположен на крайнем северо-западе территории исследования, площадь ПНГР в пределах листа составляет 1,2 тыс. км². Он охватывает Центрально-Таймырскую моноклираль. В настоящее время в его пределах пробурены только две скважины на Среднепясинской площади (S-46), вскрывших на забое отложения гольчихинской свиты. Месторождений в данном районе пока не выявлено.

Характеризуется мощным разрезом юрско-меловых отложений. Батский резервуар в этом районе имеет относительно большие толщины и невысокую песчанность проницаемого комплекса (малышевская свита). Характерной особенностью для верхнеюрского разреза являются повышенные толщины гольчихинской свиты (до 600 м). В районе прогнозируется низкая песчанность малохетской свиты (верхнеэокомский НГК) и опесчанивание флюидопора альб-сеноманского НГК (дорожковской свиты).

Основные перспективы Пясинского ПНГР связываются с открытием залежей в пластах верхнеэокомского НГК. Немногим меньше перспективы ожидаются в батском и нижнеэокомском НГК. Оксфордский резервуар здесь не выделяется и самые низкие перспективы имеют аптский НГК и альб-сеноманский НГК.

Предполагаемый тип доминирующих ловушек в верхнеэокомском, аптском и альб-сеноманском НГК – структурный, в батском и нижнеэокомском ожидаются структурные и литологические ловушки.

Плотность суммарных начальных геологических ресурсов УВ в пределах Пясинского ПНГР изменяется от 10 до 30 тыс. т на км² УУВ. Суммарные начальные геологические ресурсы оцениваются объемно-статистическим методом в 20,8 млн т УУВ с преобладанием свободного газа – 17,1 млрд м³.

Рассохинский НГР расположен в центральной части Енисейско-Хатангской НГО, южнее Пясинского ПНГР. На юге он граничит с Хатангским ПНГР. На востоке Рассохинский НГР граничит с Балахнинским НГР. Площадь Рассохинского НГР в пределах листа составляет 2 тыс. км².

В тектоническом отношении Рассохинский район приурочен к Волочанскому и Тундровому (R-46) валам Рассохинского мегавала.

Рассохинский НГР приурочен к крупной положительной структуре I порядка. От Пясинского НГР он отличается сокращенным разрезом юрско-меловых отложений. В районе Волочанского мезовала меловые отложения размыты полностью, а толщина юрских отложений достигает 1500 м. Граница Рассохинского и Хатангского ПНГР проведена по тектоническому принципу, поскольку последний приурочен к отрицательной структуре I порядка.

Основные перспективы Рассохинского НГР в пределах листа связываются с нижне- и верхнеэокомским НГК и геттанг-байосским НГК, немного меньше – с батскими отложениями малышевской свиты.

Предполагаемый доминирующий тип ловушек для верхнеэокомского и геттанг-байосского НГК – структурный, для батского и нижнеэокомского НГК – литологические и структурные. Широкое развитие в пределах района дизъюнктивной тектоники предполагает наличие и тектонически экранированных залежей на всех уровнях юры и мела.

Плотность суммарных начальных геологических ресурсов УВ в пределах Рассохинского НГР изменяется от 20 до 100 тыс. т УУВ на км². Суммарная масса НГР УВ оценивается объемно-статистическим методом в 123,2 млн т УУВ с преобладанием в общей сумме УУВ свободного газа (101,2 млрд м³).

Балахнинский НГР расположен на востоке Енисей-Хатангской НГО, на юго-западе он граничит с Рассохинским НГР, на юге в пределах территории листа – с Хатангским ПНГР. Площадь Балахнинского НГР составляет 2,7 тыс. км². В тектоническом плане Балахнинский НГР приурочен к Балахнинскому мегавалу, находящемуся севернее рамки листа, а его юго-западная часть заходит на восточные склоны Рассохинского мегавала.

Балахнинский НГР является восточным продолжением Рассохинского НГР, который также приурочен к положительной структуре I порядка. Общим между этими районами является и то, что значительная часть осадков юрского комплекса была размита в неокоме.

В пределах Балахнинского НГР, по сравнению с Рассохинским, отмечается сильное опесчанивание отложений как проницаемых меловых комплексов, так и флюидоупоров. Батский проницаемый комплекс, представленный малышевской свитой, на территории района глинизируется, в связи с чем его перспективы незначительны. В геттанг-байосском НГК, наоборот, появляются хорошие коллекторы в отложениях вымской свиты, в пластах которой и была открыта газовая залежь Балахнинского месторождения. Здесь же слабые притоки газа были получены из отложений зимней свиты.

В пределах Балахнинского НГР аптский и альб-сеноманский НГК оцениваются как неперспективные. Незначительные перспективы связываются с верхне- и нижне-неокомскими комплексами, а также батским. Наибольшими перспективами в этом районе обладает геттанг-байосский НГК.

Плотность суммарных начальных геологических ресурсов УВ в пределах Балахнинского НГР изменяется от 20 до 100 тыс. т УУВ на км². Суммарная масса УВ оценивается объемно-статистическим методом в 151,6 млн т УУВ с преобладанием свободного газа (124,5 млрд м³) в общей сумме УУВ.

Хатангский ПНГР простирается широкой полосой между Рассохинским НГР, Балахнинским НГР и южной границей Енисей-Хатангского регионального прогиба. Площадь Хатангского ПНГР в пределах листа составляет 23,5 тыс. км². К настоящему времени на его территории не пробурено ни одной глубокой скважины.

В тектоническом отношении Хатангский ПНГР приурочен к Боганидско-Жданихинскому желобу и Восточно-Сибирской мегамоноклизе. Основанием для выделения этого района явилась его приуроченность к отрицательным структурным элементам. Толщины мелового комплекса в пределах Хатангского ПНГР составляют до 4000 м, а юрского – от 0 до 6000 м.

В Хатангском ПНГР наблюдается опесчанивание проницаемых отложений юрских НГК в южном направлении, к границе с Сибирской платформой. Ту же тенденцию можно отметить для проницаемых горизонтов и флюидоупоров меловых НГК.

Основные перспективы района связаны с батским, оксфордским, нижне- и верхне-неокомскими НГК. Предполагается широкий набор типов ловушек УВ – структурные, литологические, тектонически экранированные.

Плотность суммарных начальных геологических ресурсов УВ в пределах Хатангского ПНГР изменяется от 0 до 50 тыс. т УУВ на км². Суммарная масса НГР УВ оценивается объемно-статистическим методом в 903,0 млн т УУВ с преобладанием свободного газа (741,8 млрд м³) в общей сумме УУВ.

В пределах листа R-47 на территории Енисей-Хатангской НГО в юрско-меловых НГК прогнозируются преимущественно газовые и газоконденсатные залежи с общей оценкой ресурсов территории в 1,2 млрд т УУВ с преобладанием свободного газа (1,0 трлн м³). На рассматриваемой территории различными методами в разные годы выделено пять локальных объектов площадью от 86,4 до 247,7 км², с локализованными ресурсами категории D₁л от 0,7 до 6,2 млн т УУВ.

Анабарская НГО и Северо-Тунгусская НГО Лено-Тунгусской НГП

Структурно-тектоническое районирование

На территории листа R-47 располагаются северо-восточные районы Северо-Тунгусской НГО и западные районы Анабарской НГО. В районах Северо-Тунгусской НГО, входящих в территорию листа, выделяются две структуры первого порядка: Путоранский выступ и Верхнекочечумская впадина, а в пределах центральных районов Анабарской НГО, входящих в территорию листа, выделяется крупная положительная структура I порядка – Анабарский мегасвод.

Глубины залегания подошвы осадочного чехла в зоне сочленения Северо-Тунгусской и Анабарской НГО составляют около 4 км.

К востоку от площади листа R-47, в бассейнах рек Котуй и Котуйкан установлено отчетливо выраженное моноклиальное 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 в пределах восточных районов.

Кристаллическим фундаментом для осадочного чехла являются сильно-дислоцированные метаморфические породы раннепротерозойского возраста. Осадочный чехол, представленный отложениями с возрастом от рифея до триаса включительно, сложен преимущественно карбонатными породами при подчиненном значении галогенных и терригенных отложений с возрастом от рифея до нижнего карбона и мощностью более 4,0 км. Выше залегает толща лагунных и континентальных отложений среднего карбона–верхней перми (тунгусская серия) мощностью 400–500 м, представленная песчано-глинистыми породами с пластами каменного угля, прослоями конгломератов и редкими линзами известняков. На размытой поверхности тунгусской серии лежит туфолавовая толща мощностью до 1000 м и более, представленная базальтами с подчиненными горизонтами туфов и туффитов. На территории широко развиты интрузивные образования трапповой формации позднепермско-раннетриасового возраста.

Основные нефтегазоносные комплексы

На территории Анабарской НГО и Северо-Тунгусской НГО в осадочном чехле в качестве основных возможных нефтегазоносных комплексов выделяются вендские, кембрийские, ордовикские, силурийские и девонские отложения, а в пределах Северо-Тунгусской НГО – и пермо-карбоновые отложения [53].

Вендский и венд-нижнекембрийский НГК на территории листа представлен преимущественно карбонатными породами старореченской, немакит-далдынской, медвежинской и кугдаюряхской свит с подчиненным количеством терригенных пород: песчаников, аргиллитов, алевролитов и глинистых разновидностей карбонатов. Вендский НГК не вскрыт скважинами и не обнажается на поверхности современного эрозионного среза. Породы вендского НГК описаны в обнажениях на территории листа R-48, где представлены песчаниками старореченской, немакит-далдынской свит, мощность которых достигает в Западном Прианабарье 10–15 м. Предполагается широкое распространение и увеличение мощностей песчаников на моноклинальном погружении западного склона Анабарского свода, захватывающего и территорию листа R-47, на которой прогнозируются перспективные участки, где возможно наличие литологически и тектонически экранированных залежей УВ.

Доказательством возможной нефтегазоносности вендских и венд-нижнекембрийских отложений могут быть проявления нафтидов, приуроченные к базальным конгломератам немакит-далдынской свиты 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: С – 74,1 %, Н – 10,0 %, N – 0,63 %, O + S – 15,27 %. Такой состав хлороформенного битума и наличие нерастворимой его части свидетельствуют о высокой окисленности в зоне гипергенеза [53]. В **венд-нижнекембрийском НГК** в качестве коллекторов могут рассматриваться отдельные прослои известняков с ооидными и микрофитолитовыми разновидностями.

В **кембрийском НГК** в качестве коллекторов могут рассматриваться отдельные пачки кавернозно-трещинных доломитов улахан-арымасской, урюнг-тасской, далбыхской и атырдыхской 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 [53].

В целом по разрезу величины открытой пористости и проницаемости невелики и изменчивы. Проницаемость пород низкая и составляет, как правило, единицы или доли миллиарда д. В некоторых образцах проницаемость достигает 14,7 мД и более. Следует, однако, иметь в виду, что эти определения не учитывают емкостных и проницаемых свойств пород трещиноватого типа.

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. Породы улахан-арымасской свиты характеризуются пористостью 1,39–6,31 %, пустотностью с учетом каверн и трещин 1,55–7,19 %, проницаемостью 0,001–15,66 × 10⁻¹⁵ м², объемной плотностью 2,63–2,81 г/см³ (табл. 8). В породах развиты эпигенетические поры перекристаллизации и выщелачивания. В шлифах содержание пор и каверн в породах составляет до 5 %, содержание микротрещин составляет 2–3 %. Анализ образцов пород показал содержание С_{орг.} 0,01–0,02 % на породу (табл. 9).

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 %. Породы-коллекторы урюнгтасской свиты имеют пористость 0,93–8,25 %, пустотность с учетом каверн и трещин – 0,94–8,60 %, проницаемость – 0,001–11,46 × 10⁻¹⁵ м², объемную плотность – 2,60–2,82 г/см³ (табл. 8). В породах развиты эпигенетические поры перекристаллизации и выщелачивания. В шлифах содержание пор и каверн в породах составляет до 5 %. Анализ образцов пород показал содержание С_{орг.} до 0,04 % на породу (табл. 9, 10). В групповом составе битумоидов доминируют смолистые компоненты – 76,9 % (табл. 11).

Таблица 8

Результаты определения объемной и минералогической плотности, пористости, проницаемости и пустотности образцов горных пород

№ п/п	Образец	Возраст	Объем образца, см ³	Масса, г	Плотность, г/см ³		Пористость, %	Проницаемость, 10 ⁻¹⁵ м ²		Пустотность с учетом каверн и трещин, %
					объемная	минералог.		по газу	с поправкой	
1	A2011/1	Є _{1ul}	22,72	62,36	2,74	2,84	4,08	0,004	0,002	3,50
2	A3046/4	Є _{1ul}	22,379	62,51	2,79	2,85	2,37	0,010	0,005	2,04
3	A3046/5	Є _{1ul}	27,029	72,60	2,69	2,84	5,34	0,154	0,112	5,33
4	A4017/1	Є _{1ul}	15,767	41,48	2,63	2,83	6,31	12,000	11,207	7,19
5	A4018/1	Є _{1ul}	18,639	51,28	2,75	2,84	2,94	0,114	0,084	3,29
6	A4023/1	Є _{1ul}	27,51	74,05	2,69	2,84	4,37	0,082	0,058	5,29
7	A5066/2	Є _{1ul}	19,185	53,63	2,80	2,84	1,56	0,001	0,000	1,55
8	A5066/3	Є _{1ul}	21,303	57,06	2,68	2,83	4,61	0,404	0,313	5,45
9	A5066/4	Є _{1ul}	17,9	48,14	2,69	2,84	5,08	8,780	8,112	5,27
10	A5066/6	Є _{1ul}	25,524	70,45	2,76	2,85	2,96	0,099	0,070	3,09
11	A5077/3	Є _{1ul}	36,862	102,7	2,79	2,85	2,13	0,002	0,001	2,12
12	A5077/4	Є _{1ul}	28,059	78,86	2,81	2,86	1,39	0,001	0,000	1,74
13	A5077/10	Є _{1ul}	19,336	53,76	2,78	2,85	2,10	15,656	14,591	2,59
14	A5077/(2)	Є _{1ul}	21,667	58,64	2,71	2,87	4,88	0,266	0,199	5,66
15	A3054/1	Є _{1-2ur}	27,668	77,80	2,81	2,86	1,66	0,004	0,001	1,57
16	A5034/1	Є _{1-2ur}	19,487	54,24	2,78	2,85	2,33	4,930	4,392	2,29

№ п/п	Образец	Возраст	Объем образца, см ³	Масса, г	Плотность, г/см ³		Пористость, %	Проницаемость, 10 ⁻¹⁵ м ²		Пустотность с учетом каверн и трещин, %
					объемная	минералог.		по газу	с поправкой	
17	A5034/2	Є _{1-2ur}	23,339	64,95	2,78	2,85	2,33	0,001	0,000	2,38
18	A5038/1	Є _{1-2ur}	35,656	95,33	2,67	2,84	5,23	0,008	0,005	5,83
19	A5039/1	Є _{1-2ur}	20,431	55,32	2,71	2,86	5,29	0,351	0,264	5,32
20	A5041/2	Є _{1-2ur}	16,509	45,35	2,75	2,87	3,32	7,098	6,415	4,28
21	A5041/3	Є _{1-2ur}	25,924	70,16	2,71	2,84	4,11	7,495	6,868	4,85
22	A5041/4	Є _{1-2ur}	18,955	52,50	2,77	2,84	2,38	0,007	0,004	2,59
23	A5044/1	Є _{1-2ur}	27,086	76,45	2,82	2,85	1,00	0,004	0,002	0,94
24	A5046/1	Є _{1-2ur}	18,402	51,93	2,82	2,85	0,93	0,002	0,001	1,03
25	A5046/2	Є _{1-2ur}	31,22	85,92	2,75	2,83	2,93	0,003	0,002	2,72
26	A5046/4	Є _{1-2ur}	16,724	43,56	2,60	2,85	8,25	11,463	10,731	8,60
27	A5046/5	Є _{1-2ur}	27,256	76,46	2,81	2,84	1,76	0,004	0,002	1,38
28	A5032/3	Є _{2dl}	19,04	50,79	2,67	2,83	5,90	8,637	7,899	5,67
29	A5079/1	Є _{2dl}	18,398	51,75	2,81	2,84	1,36	0,001	0,000	0,79
30	A5079/3	Є _{2dl}	27,431	76,21	2,78	2,85	2,15	0,103	0,074	2,63
31	A5079/5	Є _{2dl}	20,89	58,31	2,79	2,86	1,77	0,001	0,000	2,25
32	A5080/2	Є _{2dl}	17,913	50,22	2,80	2,86	2,23	0,055	0,037	1,89
33	A5080/4	Є _{2dl}	13,766	38,52	2,80	2,86	1,74	0,033	0,019	2,19
34	A1017/3	Є _{3tm}	24,755	57,51	2,32	2,85	18,21	110,35	107,56	18,55
35	A1023/2	Є _{3tm}	12,532	33,16	2,65	2,75	4,60	0,012	0,007	3,77
36	A4002/1	O _{2kn}	29,759	64,76	2,18	2,64	17,33	218,867	214,7	17,64
37	A4003/2	O _{2kn}	26,775	71,14	2,66	2,83	6,25	0,128	0,093	6,11
38	A1001/1	S _{1pr-hr}	25,351	67,76	2,67	2,84	5,51	0,165	0,122	5,74
39	A4031/1	S _{1dl}	20,565	56,22	2,73	2,78	1,63	0,001	0,000	1,50

Таблица 9

**Концентрации С_{орг.} в карбонатных палеозойских породах плато Путорана
(реки Маймеча, Амбардах)**

№ п/п	Номер геол.	Номер рег.	Площадь	Возраст	Порода	Н. о., % на породе	С _{орг.} , % на н.о.	С _{орг.} , % на породе
1	M1007/2	12744	Река Маймеча	Є _{1kjr+ul}	Доломит слабокавернозный	2,0	0,7	0,01
2	M1021/1	12745	Река Маймеча	Є _{1kjr+ul}	Доломит бежевый	0,8	1,8	0,01
3	M1048/1	12746	Река Маймеча	Є _{1-2ur}	Доломит	1,1	2,0	0,02
4	M5070/3	12765	Река Маймеча	Є _{1-2ur}	Доломит	0,4	12,0	0,04
5	M2000/1	12779	Река Маймеча	Є _{1-2ur}	Доломит кавернозный	0,9	0,1	0,0009

№ п/п	Номер геол.	Номер рег.	Площадь	Возраст	Порода	Н. о., % на породу	Сорг., % на н.о.	Сорг., % на породу
6	M2004/1	12748	Река Маймеча	Є _{1-2ur}	Доломит кавернозный	2,2	0,3	0,007
7	M5071/2	12766	Река Маймеча	Є _{1-2ur}	Доломит	1,5	1,1	0,02
8	M5072/4	12767	Река Маймеча	Є _{1-2ur}	Доломит ажурно-кавернозный	0,1	2,4	0,003
9	M5056/2	12764	Река Амбардах	Є _{1-2ur}	Доломит битуминозный	0,7	0,7	0,005
10	M5052/1	12762	Река Амбардах	Є _{2dl}	Доломит битуминозный	1,5	2,0	0,03
11	M5050/3	12760	Река Амбардах	Є _{2dl}	Доломит кремнистый битуминозный	5,9	0,5	0,03
12	M5050/4	12780	Река Амбардах	Є _{2dl}	Доломит	1,3	2,7	0,03
13	M5050/5	12761	Река Амбардах	Є _{2dl}	Доломит битуминозный	3,1	1,6	0,05
14	M5052/3	12763	Река Амбардах	Є _{2dl}	Доломит битуминозный	1,4	0,6	0,009
15	M5052/4	12781	Река Амбардах	Є _{2dl}	Доломит битуминозный	2,7	1,1	0,03
16	M5080/11	12768	Река Маймеча	Є _{2dl}	Доломит брекчированный	2,3	1,5	0,03
17	A5080/8	12783	Река Маймеча	Є _{2dl}	Доломит стромат. битум.	1,7	4,7	0,08
18	M5082/1	12769	Река Маймеча	Є _{2dl}	Доломит	1,0	2,9	0,03
19	M5085/1	12770	Река Маймеча	Є _{2dl}	Доломит волнисто-слоистый	10,8	0,8	0,08
20	M5085/3	12771	Река Маймеча	Є _{2dl}	Доломит разнозернистый	1,0	3,2	0,03
21	A5030/1	12774	Река Маймеча	Є _{2dl}	Доломит	2,5	3,2	0,08
22	A5032/2	12775	Река Маймеча	Є _{2dl}	Доломит	0,6	1,2	0,007
23	A5080/6	12776	Река Маймеча	Є _{2dl}	Мергель доломитистый массивный кремнистый	42,6	0,7	0,29
24	M5082/4	12782	Река Маймеча	Є _{2dl}	Доломит	1,3	0,6	0,007
25	M2017/1	12750	Река Маймеча	Є _{3at}	Доломит кремнистый	3,3	0,6	0,02
26	M5043/2	12758	Река Амбардах	Є _{3at}	Доломит кремнистый	7,7	0,7	0,05
27	M5043/3	12759	Река Амбардах	Є _{3at}	Мергель доломитистый кавернозный	31,7	0,6	0,17
28	M2019/1	12751	Река Маймеча	Є _{3at}	Доломит кавернозный	5,6	0,4	0,02

№ п/п	Номер геол.	Номер рег.	Площадь	Возраст	Порода	Н. о., % на породе	С _{орг.} , % на н.о.	С _{орг.} , % на породе
29	M1001/1	12777	Река Амбардах	Є _{3at}	Доломит окремненный	11,7	0,3	0,03
30	M1009/1	12778	Река Маймеча	Є _{3at}	Доломит	3,9	0,2	0,007
31	A5021/1	12773	Река Маймеча	Є _{3at}	Доломит	3,5	0,4	0,01
32	M2015/1	12749	Река Маймеча	Є _{3at}	Доломит	7,5	0,3	0,02
33	M5104/35	12772	Река Маймеча	Є _{3-O1bs}	Доломит глинистый	17,8	0,6	0,11
34	M2024/1	12752	Река Маймеча	S _{1pr-hr}	Известняк доломитистый	1,8	1,6	0,03
35	M2024/2	12753	Река Маймеча	S _{1pr-hr}	Известняк доломитистый с фауной	3,0	1,1	0,03
36	A5082/76	12784	Река Маймеча	S _{1pr-hr}	Известняк	6,4	0,4	0,03
37	M2029/1	12754	Река Маймеча	S _{1pr-hr}	Доломит глинистый	17,6	0,6	0,11
38	M2033/1	12756	Река Маймеча	S _{1pr-hr}	Доломит	1,0	0,9	0,009
39	M1088/1	12747	Река Маймеча	D _{3kl}	Доломит битуминозный	1,7	3,8	0,06
40	M2030/2	12755	Река Маймеча	D _{3kl}	Известняк массивный битуминозный с фауной	1,9	2,4	0,04
41	M2034/1	12757	Река Маймеча	D _{3kl}	Известняк массивный битуминозный с фауной	1,3	5,1	0,07

В бассейне р. Котуй в пористо-кавернозных доломитах урюнгтасской свиты 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, О + 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 атырдыхской свитах имеет рассеянный характер с концентрацией от 0,01 до 0,04 % на породу.

Микроскопически породы далбыхской свиты представлены микро-тонко-мелко-среднезернистыми комковатыми, сферолито-комковатыми, водорослевыми, частично окремненными, перекристаллизованными доломитами. В породах развиты эпигенетические поры и трещины, их содержание в породе – 1–7 %. По результатам петрофизических исследований, породы характеризуются пористостью 1,36–5,9 %, пустотностью с учетом каверн и трещин 1,89–5,67 %, проницаемостью 0,001–8,6 × 10⁻¹⁵ м² и объемной плотностью 2,67–2,81 г/см³ (табл. 8). Анализ образцов пород показал содержание С_{орг.} до

0,08 % в доломитах и 0,29 % в мергеле (табл. 9, 10). В групповом составе битумоидов доминируют смолистые компоненты – 90,2 % (табл. 11).

Породы атырдахской свиты в шлифах представлены микро-тонкозернистыми известковистыми доломитами, а также пелитоморфными биоморфно-обломочными известняками. Пористость развита слабо. В доломитах свиты установлены незначительные содержания битумоидов (до 0,01 %), содержание $C_{орг.}$ – до 0,05 %, в мергеле содержание $C_{орг.}$ – 0,17 % (табл. 9). В групповом составе битумоидов также доминируют смолистые компоненты – 73,6 % (табл. 11).

Породы томпокской свиты в шлифах представлены тонко-мелко-среднезернистыми известковистыми доломитами с примесью кварца и пирита. Встречаются пористые и кавернозные породы, поры и каверны расположены хаотично, содержание в породе – 1–5 %, в единичных случаях – до 10 %. По результатам петрофизических исследований породы характеризуются пористостью до 18,21 %, пустотностью с учетом каверн и трещин до 18,55 %, проницаемостью до $110,35 \times 10^{-15} \text{ м}^2$ (табл. 8). Анализ образцов пород показал содержание $C_{орг.}$ до 0,02 % (табл. 9).

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 %. По физическим свойствам и составу это мальты, асфальты и асфальтиты.

На территорию листа, в его западной части, попадают восточные районы Ледянского свода, выделенного в центре Путоранского выступа, по результатам гравимагнитных исследований [41].

На листе R-46, в пределах Ледянского свода кембрийский резервуар вскрыт параметрической скв. Л-358. Разрез этой скважины, так же как и разрез колонковых скважин Л-2 и Л-3 детально изучены и описаны в работах В.С. Старосельцева, Т. А. Дивиной, Ю. А. Филиппова, О. В. Барташевич, И. В. Вараксиной и др. [28, 220, 254, 256, 313, 358].

Разрез кембрийского НГК на Путоранском выступе вскрыт Ледянской параметрической скважиной. Здесь он представлен доломитами хетской и ледянской свит. Доломиты перекристаллизованные, содержат реликты водорослевых структур. В ледянской свите присутствуют прослои обломочных доломитов. Тамуканская свита среднего кембрия представлена переслаиванием органогенно-обломочных и глинистых известняков, в разной степени доломитизированных. Верхнекембрийские свиты имеют преимущественно доломитовый состав. В нижней арыканской преобладают строматолитовые, микрофитолитовые и оолитовые доломиты. В верхней хибарбинской свите наблюдается тонкое переслаивание доломитов, доломитовых аргиллитов и ангидритов. Эта часть разреза может служить надежным флюидоупором для кембрийского НГК.

Доказательством перспективности кембрийского НГК в пределах листа могут также служить результаты испытания Ледянской параметрической скважины, где из пород нижнего кембрия получен приток разгазированной пластовой воды и бурового раствора. Газ по составу азотный с примесью кислорода, углекислого газа и УВ газов.

Результаты пиролиза $C_{орг.}$ палеозойских пород (реки Маймеча, Амбардах)

№ п/п	Номер геол.	Номер рег.	Площадь	Возраст	Порода	Н. о., % на породе	$C_{орг.}$, % на н.о.	$C_{орг.}$, % на породе	Пиролиз по нерастворимому остатку						
									S1	S2	T_{max} , С	ТОС, %	НІ, мгУВ/г $C_{орг.}$	ОІ, мгУВ/г $C_{орг.}$	PI
									мг УВ/г н.о.						
1	M1007/2	12744	Река Маймеча	$\epsilon_{1kjr+ul}$	Доломит слабокавернозный	2,0	0,7	0,01	0,62	1,83	422	0,8	243	45	0,25
2	M1021/1	12745	Река Маймеча	$\epsilon_{1kjr+ul}$	Доломит бежевый	0,8	1,8	0,01	1,76	9,26	424	2,2	432	48	0,16
3	M1048/1	12746	Река Маймеча	ϵ_{1-2ur}	Доломит	1,1	2,0	0,02	1,17	6,58	436	2,1	316	26	0,15
4	M5070/3	12765	Река Маймеча	ϵ_{1-2ur}	Доломит	0,4	12,0	0,04	6,61	22,81	440	15,1	151	48	0,22
5	M5071/2	12766	Река Маймеча	ϵ_{1-2ur}	Доломит	1,5	1,1	0,02	0,59	1,71	432	1,0	170	23	0,26
6	M5056/2	12764	Река Амбардах	ϵ_{1-2ur}	Доломит битуминозный	0,7	0,7	0,005	1,2	1,72	311	1,2	141	64	0,41
7	M5052/1	12762	Река Амбардах	ϵ_{2dl}	Доломит битуминозный	1,5	2,0	0,03	1,03	3,75	437	1,7	225	14	0,22
8	M5050/4	12780	Река Амбардах	ϵ_{2dl}	Доломит	1,3	2,7	0,03	0,9	6,58	437	2,6	254	22	0,12
9	M5050/5	12761	Река Амбардах	ϵ_{2dl}	Доломит битуминозный	3,1	1,6	0,05	0,54	3,75	436	1,4	264	22	0,13
10	M5052/4	12781	Река Амбардах	ϵ_{2dl}	Доломит битуминозный	2,7	1,1	0,03	0,64	2,52	435	1,1	235	15	0,2
11	M5080/11	12768	Река Маймеча	ϵ_{2dl}	Доломит брекчированный	2,3	1,5	0,03	0,46	1	444	1,4	72	24	0,32
12	A5080/8	12783	Река Маймеча	ϵ_{2dl}	Доломит стромат. битум	1,7	4,7	0,08	1,45	7,59	435	4,31	176	17	0,16

№ п/п	Номер геол.	Номер рег.	Площадь	Возраст	Порода	Н. о., % на породу	Сорг., % на н.о.	Сорг., % на породу	Пиролиз по нерастворимому остатку						
									S1	S2	T _{max} , С	ТОС, %	НI, мгУВ/гСорг.	ОI, мгУВ/гСорг.	PI
									мг УВ/г н.о.						
13	M5082/1	12769	Река Майме-ча	Є _{2dl}	Доломит	1,0	2,9	0,03	0,89	4,34	433	2,4	181	23	0,17
14	M5085/1	12770	Река Майме-ча	Є _{2dl}	Доломит волнисто-слоистый	10,8	0,8	0,08	0,27	1,46	436	0,8	185	26	0,16
15	M5085/3	12771	Река Майме-ча	Є _{2dl}	Доломит разнотельный	1,0	3,2	0,03	1	6,14	439	3,6	169	24	0,14
16	A5030/1	12774	Река Майме-ча	Є _{2dl}	Доломит	2,5	3,2	0,08	0,74	6,75	432	3,0	224	29	0,1
17	A5032/2	12775	Река Майме-ча	Є _{2dl}	Доломит	0,6	1,2	0,007	0,99	2,08	315	1,4	144	53	0,32
18	A5080/6	12776	Река Майме-ча	Є _{2dl}	Мергель доломитистый массивный окремненный	42,6	0,7	0,29	0,23	2,65	429	0,7	374	15	0,08
19	M5043/2	12758	Река Амбардах	Є _{2-3at}	Доломит окремненный	7,7	0,7	0,05	0,26	1,2	436	0,7	174	24	0,18
20	M2024/1	12752	Река Майме-ча	S _{1pr-hr}	Известняк доломитистый	1,8	1,6	0,03	0,43	3,46	435	1,3	268	43	0,11
21	M2024/2	12753	Река Майме-ча	S _{1pr-hr}	Известняк доломитистый с фауной	3,0	1,1	0,03	0,33	2,25	434	1,0	230	34	0,13
22	M2033/1	12756	Река Майме-ча	S _{1pr-hr}	Доломит	1,0	0,9	0,009	0,51	1,96	421	0,8	240	41	0,2
23	M1088/1	12747	Река Майме-ча	D _{3kl}	Доломит битуминозный	1,7	3,8	0,06	1,82	8,99	431	3,3	265	27	0,17
24	M2030/2	12755	Река Майме-ча	D _{3kl}	Известняк массивный битуминозный с фауной	1,9	2,4	0,04	1,08	3,7	430	2,4	155	44	0,23
25	M2034/1	12757	Река Майме-ча	D _{3kl}	Известняк массивный битуминозный с фауной	1,3	5,1	0,07	1,49	11,29	436	5,0	228	25	0,12

Групповой и углеводородный состав битумондов в палеозойских карбонатах (реки Маймеча, Амбардах)

№ п/п	Номер геол.	Номер хром.	Площадь	Возраст	Свита	Порода	С _{орг.} , % на породе (среднее в объедин.)	Б _{хл.} , % на породе (среднее в объедин.)	Групповой состав, в % на битумоид					Насыщенные УВ/ароматические УВ	Углеводородный состав, %	
									углеводороды			смолы	Асфальтены		насыщенные УВ	ароматические УВ
									насыщенные	ароматические	сумма					
1	M5070/3, M1048/1, M2000/1	12746	Река Маймеча	Є _{1-2ur}	Урюнгтаская	Доломиты и кавернозный доломит	0,02	0,0038	4,6	18,5	23,1	76,9	н.о.	0,3	20,0	80,0
2	M5050/5, M5052/3, M5052/4, M5080/11, A5080/8	12761	Река Амбардах, река Маймеча	Є _{2dl}	Далбыхская	Битуминозные доломиты, брекчированный доломит и стромат. Битум. Доломит	0,04	0,0075	1,2	8,7	9,8	90,2	н.о.	0,1	11,8	88,2
3	M1001/1, M2019/1, M1009/1	12751	Река Маймеча, река Амбардах	Є _{2-zat+Є3tm}	Атырдыхская и томпокская	Окремненный доломит, кавернозный доломит, доломит	0,02	0,0067	22,4	4,0	26,4	73,6	н.о.	5,6	84,8	15,2
4	M2024/1, M2024/2, A5082/76	12752	Река Маймеча	S _{1pr-hr}	Правоаттырдыхская, орачинская и херкиминская	Доломитистые известняки и известняк	0,03	0,008	5,9	6,7	12,6	87,4	н.о.	0,9	47,1	52,9

Доказательством перспективности кембрийского НГК в пределах листа могут также служить результаты испытания Ледянской параметрической скважины, где из пород нижнего кембрия получен приток разгазированной пластовой воды и бурового раствора. Газ по составу азотный с примесью кислорода, углекислого газа и УВ газов.

Формирование залежей УВ в вендских и кембрийских резервуарах происходило в триасовый период. В это время вендские и кембрийские резервуары испытали максимальное погружение и оказались в главной зоне нефтеобразования. В последующее время регион воздымался и, возможно, часть залежей была дегазирована, но в пределах погруженных западных склонах Анабарского свода и на территории Курейской синеклизы там, где вендские и кембрийские резервуары залегают в настоящее время на глубинах более 2 км и, следовательно, не подвержены влиянию процессов гипергенеза, залежи УВ могли сохраниться.

В ордовикском НГК роль регионального коллектора выполняют кварцевые песчаники среднего ордовика, покрышки – мергельно-аргиллитовые отложения верхней части среднего ордовика–лландовери.

Байкитский коллектор в составе ордовикского НГК является единственным гранулярным региональным коллектором в разрезе нижнего–среднего палеозоя на севере Тунгусской синеклизы. Площадь его распространения связана с зоной развития баровых фаций, протягивающихся от бассейнов Подкаменной и Нижней Тунгусок до междуречья Котуя и Маймечи, где байкитская свита замещается кунтыкхской. Песчаность разрезов составляет в этой зоне 80–100 % при их мощности 40–60 м. Песчаники отличаются выдержанностью основных характеристик в пределах всего ареала распространения: имеют преимущественно кварцевый (90–95 %) состав при незначительной примеси зерен полевых шпатов и глауконита, мелкую зернистость (80–90 %), хорошую окатанность и сортировку материала и небольшое (до 10–15 %) количество глинисто-карбонатного цемента. Участками отмечается регенерация кварцевых зерен и развитие мелкокристаллических агрегатов пирита. Породы часто битуминозны. Битум в них представлен антраксолитом, выполняющим поры или образующим послойные линзовидные скопления [190, 290].

Пористость и проницаемость песчаников связаны с межзерновым пустотным пространством и определяются, в первую очередь, степенью их регионального уплотнения. Анализ физических свойств песчаников в зависимости от глубин их максимального погружения показал, что зона слабого их уплотнения отвечает глубинам до 2000 м, где открытая пористость песчаников составляет не менее 20 %, а проницаемость варьирует от 10 до 100 мД и более. Зона умеренно сильного уплотнения отвечает глубинам погружения 2000–4000 м, и в ее пределах пористость обычно не превышает 5 %, а проницаемость – 2 мД [290].

Роль регионального флюидопора для пород ордовикского НГК выполняют отложения силура, представленные как глинистыми (граптолитовые сланцы лландовери), имеющими локальный характер развития, так и глинисто-карбонатными породами (мергели). 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 нижне-го-среднего кембрия и ордовика. Все это относится к благоприятным предпосылкам для возможного существования залежей нефти и газа в отложениях кембрия и ордовика. Прямыми доказательствами перспективности ордовикского НГК являются присутствие густой черной нефти в керне колонковой скв. Л-2 на Ледянском своде на уровне кунтыкакинской свиты, глубина – 902–903 м.

В составе **силурийско-девонского НГК** хорошими коллекторами могут быть биостромные известняки хакомской свиты венлока и их возрастные аналоги, а покрышкой – мергельно-аргиллитовые соленосно-сульфатонесные лудловско-лохковские отложения.

Наиболее перспективными региональными карбонатными коллекторами в разрезе этого *НГК* являются биостромно-биогермные и тафостромные биокластические известняки и вторичные доломиты, широко распространенные в бассейнах рек Котуй, Мойеро, Кунтыкахи и Амбардах. Характерные для этого комплекса органогенные постройки состоят из нараставших друг на друге колоний кишечнополостных – строматорат, табулят и, в меньшей степени, ругоз, сцементированных шламово-детритовым в основном криноидным, известняком, образующим жесткий каркас. Мощность отдельных построек колеблется от 0,5–1,0 до 3–5 м, а протяженность может достигать 3–5 км и более.

Мощность рифогенных комплексов на востоке в целом сокращается в направлении с юга на север: в бассейнах рек Мойеро и Котуй она составляет 70–120 м (хакомская свита), в бассейнах рек Кунтыкахи и Прав. Атырдах – 40–50 м (долготнинская свита) и далее на север в среднем течении р. Маймечы (на Хининдинской площади) этот комплекс полностью эродирован. Известняки имеют среднюю открытую пористость 11,4 % (до 14,7 %), проницаемость $72,8 \times 10^{-3}$ мкм² (до 330×10^{-3} мкм²) и плотность 2,48 г/см³ (минимальная 2,38 г/см³).

Зона с наилучшими условиями нефтегазоносности силурийско-девонского НГК, связанная с зонами развития слабоуплотненных биогермно-биостромных карбонатных комплексов хакомского горизонта, экранированных довольно мощной мергельно-пелитовой соленосно-сульфатонесной покрышкой.

На высокие перспективы нефтегазоносности силурийско-девонского НГК указывают многочисленные нефтепроявления и битумопроявления в керне колонковых скважин (Л-2 и Л-3) и в керне параметрической скв. Л-358 на Ледянской площади. Здесь в органогенно-обломочных известняках каларгонской свиты (верхний девон) в трещинах и кавернах присутствует темно-коричневая нефть (мальта). В доломитах янгадинской свиты (верхний силур) в порах, кавернах и стилолитовых швах описаны нефть светло-желтого цвета и примазки черных битумов. Многочисленные нафтидопроявления в виде текучих нефтей желтого цвета и густой, темно-коричневой нефти, черных битумов выявлены в органогенных доломитах (кораловые постройки) и мелкозернистых доломитах хакомской свиты (нижний силур). Нефти и битумы присутствуют в порах, кавернах, трещинах и стилолитовых швах. Аналогич-

ные по масштабам и виду нефтидопроявления присутствуют и в органогенных известняках хаастырской и моероканской свит (нижний силур). Присутствие высокочемких коллекторов в силурийских отложениях доказывается и высокочембитными притоками пластовой воды (до 2400 м³ в сутки) на глубине 851 м в скв. Л-358.

Перспективность **тунгусской серии (C₂-P₂)** определяется широкой площадью развития, оптимальной с точки зрения нефтегазоносности глубиной залегания пород, благоприятными фациальными условиями осадконакопления для формирования пластов коллекторов и экранирующих толщ, наличием структурных и неструктурных зон нефтегазонакопления и локальных нефтегазоводопроявлений. Весьма интересен для поисков залежей УВ пермский интервал разреза. Угленосные отложения по простиранию могут замещаться на нефтепроизводящие доманикитные толщи, перекрытые песчаниками. Региональным флюидоупором может служить мощная вулканогенно-осадочная формация триаса. Указанные факты позволяют прогнозировать в пределах Путоранского выступа присутствие залежей нефти и газа.

Все нефтегазоносные комплексы являются, вероятно, преимущественно нефтеносными. Основная масса УВ прогнозируется в кембрийском, а также в ордовикском и силурийско-девонском НГК.

Оценка ресурсов по территории Северо-Тунгусской и Анабарской НГО была выполнена объемно статистическим методом. Согласно оценке, в пределах Анабарской НГО может быть сосредоточено 283,4 млн т нефти и 65,7 млрд м³ свободного газа. Предполагается, что большая часть генерированного газа рассеялась из ловушек из-за отсутствия надежных экранов. В пределах Северо-Тунгусской НГО соотношение нефть и газ в сумме ресурсов примерно равное, в связи с тем, что здесь присутствуют более надежные экраны по сравнению с Анабарской НГО. Предполагается, что на территории листа в резервуарах Северо-Тунгусской НГО сосредоточено 465,0 млн т нефти и 427,6 млрд м³ свободного газа. По результатам сейсмических, гравиметрических и магнитометрических исследований на территории листа прогнозируются шесть нефтегазоперспективных объектов с локализованными ресурсами категории D₁ от 2,2 до 31,8 млн т УУВ. Общие локализованные ресурсы категории D₁ на перспективных объектах составляют 63,2 млн т УУВ. Начальная суммарная плотность геологических ресурсов УУВ на перспективных землях Северо-Тунгусской и Анабарской НГО изменяется в широких пределах: от 1,0 до 50 тыс. т на км². Минимальные плотности ресурсов УУВ, по причине плохой сохранности залежей, прогнозируются в пределах центральных районов Анабарской НГО. Максимальные плотности ресурсов УВ прогнозируются на Путоранском выступе, в районах благоприятного структурного положения, где основные НГК залегают на оптимальных глубинах, в зонах расположения высокочемких коллекторов и минимальной насыщенности трапповыми интрузиями.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Сведения о гидрогеологических условиях территории листа базируются на отрывочных данных о подземных водах, полученных в ходе геологической съемки масштаба 1 : 200 000 [189, 352 и др.], а также материалах, накопленных в результате разного рода геологических и гидрогеологических исследований и приведенных в монографиях «Гидрогеология СССР», т. 18; Госгеолкарта СССР (новая серия), лист R-(45)–47–Норильск, а также в работах Е. А. Баскова [17], Е. Е. Кузьмина [118], Н. И. Обидина [169], В. И. Вождова [34] и других исследователей и на обзорных гидрогеологических и гидрогеохимических картах и др.

В соответствии со структурно-гидрогеологическим районированием [337], в пределах рассматриваемого листа выделяются: Сибирский сложный мерзлотный гидрогеологический бассейн в границах Енисей-Хатангского мегапрогиба, Тунгусской синеклизы и Анабаро-Оленёкской антеклизы Сибирской платформы. Данный бассейн первого порядка включает Хатангский (I_1), Тунгусский (I_2) и Оленёкский (I_3) мерзлотные гидрогеологические бассейны второго порядка. В Тунгусском бассейне выделяются структуры третьего порядка (гидрогеологические районы): Котуйско-Аянский (I_2^1), Чангодинско-Амбардахский (I_2^2). Данные районы приурочены к тектоническим структурам Тунгусской синеклизы и Анабаро-Оленёкской антеклизы соответственно. В пределах Хатангского бассейна выделяются Хетский (I_1^1) и Дельканский (I_1^2) гидрогеологические районы. Последний приурочен к одноименной впадине.

Гидрогеологические условия региона определяются, как известно, геологическим строением территории, ее климатическими, орографическими и геокриологическими условиями. Климат здесь резко континентальный, с малым количеством атмосферных осадков (до 600 мм в год). Летом и осенью выпадает до 200 мм осадков. Средняя температура января -28°C , июля $+12^\circ\text{C}$ с амплитудой колебания температуры воздуха в течение года до 80° . Зимний период длится около 8 месяцев. Снежный покров появляется в сентябре, тает в апреле–мае.

В рельефе территории листа выделяется два основных элемента – Среднесибирское плоскогорье и Северо-Сибирская низменность. Среднесибирское плоскогорье представлено здесь северо-восточной частью. Рельеф его поверхности в основном платообразный с абс. отм. до 500–700 м и более. Плоскогорье довольно сильно расчленено. V-образные долины врезаны на глубину 150–300 м.

Значительную часть территории листа на севере занимает Северо-Сибирская низменность с абсолютными отметками водоразделов не более 200 м. Это аккумулятивная равнина, осложненная пологими грядами, разделенными слабоврезанными широкими речными долинами с многочисленными озерами.

Большая часть атмосферных осадков расходуется на поверхностный сток. В зимнюю межень речной сток значительно уменьшается. Многие реки и ручьи промерзают зимой, широко развиты русловые наледи.

Рассматриваемая территория находится в зоне сплошного распространения многолетнемерзлых пород. Глубина распространения отрицательных температур пород достигает 300 м и более. Под руслами крупных рек (Хета, Маймеча, Котуй) выявлены подрусловые надмерзлотные талики. Под дном некоторых озер (Дюпкун, Харпича и др.) развиты сквозные талики.

Верхняя часть разреза гидрогеологических структур территории листа представляет собой криогенный водоупор. Мощность его соответствует мощности мерзлой зоны и достигает 300 м и более. Подземные воды в нем связаны с оттаивающим в летнее время сезонно-талым слоем мощностью до 2 м, редко более и подрусловыми и подозерными таликами. Ниже в водоносных комплексах распространены подмерзлотные воды.

В гидрогеологическом разрезе территории выделяется два гидрогеологических этажа, отличающихся условиями формирования подземных вод. Подземные воды верхнего этажа формируются за счет вод современного климатического цикла и имеют атмосферное питание. Нижняя граница этажа проводится по подошве мерзлой зоны. К верхнему гидрогеологическому этажу здесь можно отнести сезонно-талый слой и участки подрусловых и подозерных таликов. В нижнем этаже, не связанном с современным климатическим циклом, содержатся подмерзлотные седиментогенные и древнеинфильтрационные соленые воды и рассолы.

Для данной территории выполнена гидрогеологическая стратификация разреза. Распространение основных гидрогеологических подразделений показано на гидрогеологической схеме. На поверхность выходят следующие водоупорные криогенные горизонты: палеогеновый (P), меловой (K), юрско-нижнемеловой (J-K₁), нижнетриасовый (T₁), среднекаменноугольно-пермский (C₂-P), девонско-нижнекаменноугольный (D-C₁), ордовикско-силурийский (O-S), кембрийский (C) и криогенная водоупорная зона трещиноватости интрузивных пород разного возраста и состава. Их перекрывает четвертичный водоносный комплекс, часто криогенный (на схеме не показан). В молодых и современных образованиях развиты надмерзлотные подземные воды, связанные с сезонно-талым слоем либо подрусловыми таликами. На водоразделах этот комплекс после оттаивания часто сдренирован.

Ниже приведем характеристику основных гидрогеологических подразделений.

Четвертичный криогенный водоупорный горизонт (на схеме не показан). Породы плиоцен-четвертичного возраста имеют практически повсеместное распространение и отсутствуют лишь на участках скальных обнажений. Они представлены в основном ледниковыми, элювиально-делювиальными и аллювиальными образованиями, сложенными суглинками, супесями

и песками, реже щебнем и более грубозернистым материалом общей мощностью до первых десятков метров и более. Породы проморожены и образуют водоупорный горизонт. В летне-осенний период верхняя часть толщи оттаивает. Этот сезонно-талый слой водоносен. Грунтовые пластово-поровые воды элювиально-делювиальных отложений питаются в основном талыми и дождевыми водами. Водоприитоки в шурфы измеряются десятками долями литра в секунду. К концу декабря или в январе водоносные горизонты полностью промерзают. Минерализация этих вод составляет 0,02–0,3 г/дм³, состав гидрокарбонатный кальциевый, натриевый, либо магниевый-кальциевый. На водоразделах водопроницаемые породы к концу лета полностью оттаивают и постепенно дренируются. Также подземные воды распространены в подрусловых и подозерных таликах, кроме того часто встречаются жилы и линзы подземных льдов.

Воды древних долин, врезанных в борта плато Путорана, а также подрусловых потоков многих рек и ручьев весьма перспективны для использования как надежный источник водоснабжения.

Палеогеновый криогенный водоупорный горизонт ограниченно распространен на севере листа. Представлен горизонт песками, песчаниками и алевритами с прослоями глин и гравийно-галечного материала, включает стяжениями сидеритизированные песчаники. Общая мощность горизонта достигает 100 м. Толща полностью проморожена.

Меловой криогенный водоупорный горизонт распространен на севере территории в Хетском гидрогеологическом районе. Толща пород мела представлена переслаиванием песков, песчаников, алевролитов, бурых углей, глин, алевритов, фосфоритов общей мощностью до 1000 м и более. Мощность криоводоупора достигает 100–400 м и более.

Подмерзлотные воды *мелового водоносного комплекса* здесь практически не изучены. Имеются данные по источникам (Укусниковский и Тимофей-Юряхский) (водопункт 2), расположенным в северо-восточном углу площади листа в долине р. Хета. Источники содержат хлоридные кальциево-натриевые рассолы с минерализацией 48–130 г/дм³. Эти воды относят к жильному типу [43] и связывают их происхождение с подтоком из более глубокозалегающих горизонтов палеозоя. Пластовые воды мелового водоносного комплекса соленые азотно-метановые, хлоридные натриевые.

Юрско-нижнемеловой криогенный водоупорный горизонт выходит на дочетвертичную поверхность на западе и по южной границе Хетского района, погружаясь в северном направлении под меловые образования. Горизонт представляет собой верхнюю промороженную часть терригенной толщи юрско-раннемелового возраста мощностью до 400 м. Толща представлена алевролитами, алевритами, песчаниками, песками, конгломератами. Суммарная мощность отложений достигает 1000 м и более.

Ниже криогенного водоупорного горизонта развит *юрско-нижнемеловой водоносный комплекс*, содержащий пластовые подмерзлотные воды. На рассматриваемом листе воды комплекса не изучены. Данные по соседним территориям Хатангского бассейна (Рассохинская, Тундровая, Джангодская площади) показывают, что водоносный комплекс содержит пластовые высоконапорные азотно-метановые соленые воды хлоридного натриевого состава. Во-

ды термальные, на что указывает температура пород – 86 °С на глубине 3329 м (скв. 1).

Триасовый криогенный водоупорный горизонт распространен в Дельканском гидрогеологическом районе Хетского бассейна и Котуйско-Аянском районе Тунгусского бассейна. Общая мощность триасовых вулканических образований достигает 3500 м. Они представлены толщей базальтов в виде покровов, перемежающимися с туфами, туфолавами, туфобрекчиями, туфопесчаниками. Мощность кривоодоупора составляет первые сотни метров, достигая 500–700 м [352]. Минимальная мощность мерзлоты 136 м выявлена на Гулинской площади в скв. Г-7 [353].

Ниже распространен *триасовый водоносный комплекс*, содержащий порово-трещинно-пластовые и трещинно-жильные подмерзлотные воды. Водоносность комплекса связана главным образом с пластами миндалекаменных базальтов и туфогенных образований. Подземные воды комплекса изучались при разведочном бурении на месторождениях медно-никелевых руд. Дебиты скважин преимущественно составляют от 0,1 до 2 л/с, средние коэффициенты фильтрации – 0,01–0,05 м/сут. Воды преимущественно гидрокарбонатные натриевые, кальциево-натриевые с минерализацией 0,1–0,7 г/дм³. В скв. Г-7 (водопункт 5) на глубине 136 м встречены пресные щелочные воды, изливавшиеся с дебитом 3,5 м³/сут. Из этой же скважины с глубины 319 м на самоизливе получены слабосоленые воды (2,5 г/дм³) хлоридного натриевого состава. Состав газов азотный с примесью углекислоты. Воды аналогичного состава с минерализацией 1,4 г/дм³ получены на самоизливе скв. Г-27 (водопункт 4).

Среднекаменноугольно-пермский криогенный водоупорный горизонт представлен терригенной угленосной толщей мощностью до 380–500 м. Горизонт выходит на дочетвертичную поверхность в виде прерывистой полосы в краевых частях Чангодинско-Амбарбахдского района, где имеет мощность (проморожен) до 150 м.

Нижняя часть толщи представляет собой *среднекаменноугольно-пермский водоносный комплекс*, который содержит пресные и слабосоленые гидрокарбонатные кальциевые (реже натриевые) воды. С увеличением глубины они соленые гидрокарбонатно-хлоридные и хлоридные натриевые.

На остальной территории своего распространения рассматриваемый водоносный горизонт перекрыт вулканогенными породами триаса и залегает на глубинах до 2000 м.

Девонско-нижнекаменноугольный криогенный водоупорный горизонт выходит на дочетвертичную поверхность на востоке Чангодинско-Амбарбахдского района, где представлен замороженной толщей мергелей, известняков, доломитов, аргиллитов, алевролитов с прослоями ангидритов, гипсов, каменной соли мощностью до 300 м и более.

Ниже развит *девонско-нижнекаменноугольный водоносный комплекс*, содержащий как водоносные, так и водоупорные горизонты общей мощностью 1000–1500 м и более. Данная толща включает местами пачки с трещинно-карстовыми подземными водами. Изученность подмерзлотных вод отсутствует. Судя по составу водовмещающих пород, это могут быть сильно мета-

морфизованные рассолы с минерализацией более 100 г/дм^3 хлоридного натриево-кальциевого состава.

Ордовикско-нижнесилурийский криогенный водоупорный горизонт широко распространен в Чангодинско-Амбархадском районе. Породы представлены аргиллитами, алевролитами, мергелями, известняками, доломитами, гипсами, ангидритами. Мощность горизонта достигает 300 м.

Ниже распространен *ордовикско-нижнесилурийский водоносный комплекс*. Суммарная (промороженная и талая) мощность толщи достигает 1000 м. Данные по подмерзлотным водам практически отсутствуют. В юго-восточной части территории, в 30 км выше устья р. Чангада (приток р. Котуй) выявлен источник рассолов хлоридного натриевого состава (водопункт 8) с минерализацией 165 г/дм^3 [43].

Кембрийский криогенный водоупорный горизонт мощностью порядка 200–400 м и более распространен на востоке территории листа в Анабаро-Оленёкском бассейне и Чангодинско-Амбархадском районе Тунгусского бассейна. Горизонт сложен преимущественно карбонатными отложениями.

Ниже распространен *кембрийский водоносный комплекс* общей мощностью до 800 м. Водоносность его здесь не изучена. Подмерзлотные воды, вероятно, рассольные с минерализацией до 140 г/дм^3 [43].

Криогенная водоупорная зона трещиноватости интрузивных пород содержит воду в твердой фазе. Мощность этой зоны составляет первые сотни метров.

Ниже развиты подмерзлотные регионально-трещинные и трещинно-жильные воды *водоносных зон трещиноватости разновозрастных интрузивных пород*. Водовмещающими являются долериты и габбродолериты различного состава. Воды вскрываются на глубинах 160–200 м и более. По данным [353], воды пресные и слабосоленые хлоридного натриевого состава. В скв. Г-25 (водопункт 3) на Гулинской площади из интрузивных пород гулинского клинопироксенитового комплекса с глубины 200 м на самоизливе получены хлоридные натриевые воды с минерализацией $1,49 \text{ г/дм}^3$.

Приведенные выше сведения показывают весьма слабую изученность подземных вод рассматриваемой территории. Вместе с тем, видно большое разнообразие этих вод как по минерализации, так и по химическому, газовому составу и температуре. Для уточнения особенностей распространения и условий формирования разных типов вод рассматриваемой территории требуются дополнительные специальные исследования.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Специальные эколого-геологические исследования на площади листа проводились весьма ограниченно и сводились к эколого-геохимической оценке территории в рамках работ по созданию предварительной геохимической основы листа [333]. Некоторые сведения приведены в материалах по геологосъемочным работам масштаба 1 : 200 000 [189, 352]. Основные сведения об эколого-геологической обстановке получены при обобщении данных различных геологических, геоморфологических карт и Карты экзогенных геологических процессов России масштаба 1 : 2 500 000, ред. А. И. Шеко [104].

Сложность эколого-геологических условий листа R-47 определяется его расположением в Средней Сибири, в пределах горной области Среднесибирского плоскогорья и Хетской лесотундровой области (Северо-Сибирская низменность). Климат здесь субарктический. Погода крайне изменчива, летом жара достигает 37 °С, в то же время заморозки возможны круглый год. Зима суровая и долгая, температура нередко опускается ниже –50 °С. В июле средняя температура – около +12 °С. Среднегодовая температура составляет –13 °С. Продолжительность зимы – до 235–250 дней. Осадков выпадает мало, менее 400 мм в год. Вместе с тем, горные районы имеют несколько повышенную норму осадков по сравнению с подходящей к ним с севера лесотундрой (500–800 мм в год).

Важным природным фактором, влияющим на эколого-геологические условия территории, является повсеместное распространение в ее пределах сплошной многолетней мерзлоты мощностью в несколько сот метров. Сезонное промерзание и протаивание пород оказывает значительное влияние на их состояние и проявление различных экзогенных геологических процессов (ЭГП): солифлюкция, образование оседаний, обвалов, осыпей, криогенное растрескивание, термокарст. Глубина сезонного промерзания–протаивания составляет 0,5–1,5 м, редко более.

Рельеф в центре и на юге рассматриваемой территории преимущественно плоскогорный, с широкими водоразделами, расчлененный глубокими узкими врезами речных долин. Профиль долин не выработан, русла изобилуют уступами и водопадами. Плоские водоразделы, сложенные преимущественно скальными породами, в условиях сурового климата с отрицательными среднемесячными температурами воздуха и развитием многолетней мерзлоты обеспечивают слабую денудацию пород. Элювиально-делювиальные образования развиты на водораздельных пространствах. На склонах водоразделов развит рельеф эрозионно-аккумулятивного типа.

Особенности эколого-геологических условий территории отражены на схеме. Здесь выделяются морфоструктурные области денудационного, аккумулятивного и транзитного типов.

Морфоструктурные области *денудационного типа* занимают южную и центральную части территории листа – плато Путорана и Анабарское плоскогорье. Плато Путорана сложено вулканогенно-осадочными образованиями и пластообразными интрузиями нижнего триаса. Абсолютные отметки его поверхности ступенчато снижаются в северном направлении к Северо-Сибирской низменности. Центральная его часть – плоскогорье с отметками поверхности до 1000–1500 м (1). Севернее р. Аякли (приток р. Хета) выделяется среднее плато – северная часть плато Путорана с отметками поверхности до 500–850 м (2). Краевая часть плато Путорана, граничащая со Среднесибирской низменностью, выделяется как низкое плато с абсолютными отметками поверхности до 350 м (3). Поверхность плоскогорья с куполовидными вершинами глубоко расчленена речной сетью. Глубина вреза, в зависимости от высотных отметок, меняется от 100–200 м на низком плато до 800–1000 м на плоскогорье. Борта долин крутые, ущельеобразной формы. Русла рек изобилуют водопадами, покрыты валунами. Поверхности плоскогорья относятся к горным и гольцовым тундрам. Здесь развиты каменистые россыпи и горные подбуры. Граница редкостойного леса из даурской лиственницы поднимается до высоты 450–500 м. Выше редколесий следует зона ерниково-ивняковых кустарников. Среди тундровых растений преобладают различные мхи и лишайники, низкорослые кустарники, многолетние травы, главным образом осоки и злаки. По речным долинам и их склонам располагаются заросли тундровых кустарников: карликовая березка, северная ольха, полярная ива. Ландшафты развиты на горно-тундровых, тундровых подбурах и горно-мерзлотных почвах. В этих областях развиты каменные моря, курумы, осыпи, обвалы. Пораженность ЭГП средняя (3–25 %).

На крупных пластовых интрузиях, часто выходящих на дневную поверхность в центре и на востоке территории листа, выделяются низкое и среднее плато (4). Поверхность их глубоко расчлененная, холмисто-грядовая с абс. отм. от 200–350 до 450–800 м. Водоразделы широкие и плоские, склоны долин средней крутизны. Плато находятся в зоне горных тундр. Почвенный слой представлен горными подбурами. Растительность, покрывающая плато, меняется в зависимости от высотных отметок поверхности. На низких плато часто встречается лиственничное редколесье. Средние плато покрыты кустарниками, также присутствует травянистая растительность, мхи и лишайники. В данной области развиты курумы, обвалы и осыпи. Пораженность ЭГП средняя.

На сочленении плато Путорана и Анабарского плоскогорья выделяется среднее плато (5) на терригенных и карбонатных породах палеозоя. Это выровненные платообразные глубоко и густо расчлененные поверхности. Водоразделы плоские, склоны долин крутые и средней крутизны. Абсолютные отметки поверхности – 500–850 м. На севере плато находится в зоне горной тундры. Южнее распространена северная тайга. Горные подбуры соответственно меняются на горные перегнойно-карбонатные почвы. Меняется также и характер растительности. На севере преобладают кустарники, мхи и ли-

шайники, к югу они сменяются северной лиственничной тайгой. На плато проявлены каменные моря, курумы, осыпи, обвалы, а также карст и солифлюкция. Пораженность ЭГП средняя.

Западная часть Анабарского плоскогорья представляет собой поверхность выравнивания на карбонатных породах нижнего палеозоя (6). Это низкое и среднее плато, сильно расчлененное гидрографической сетью, полого-увалистое, ступенчатое. Абсолютные отметки поверхности – 350–600 м. Водоразделы плоские, склоны речных долин крутые и средней крутизны. Плато располагается в зоне горных тундр. Почвы здесь горные перегнойно-карбонатные. Проявлены курумы, карст, солифлюкция. Пораженность ЭГП средняя.

На севере территории листа в Северо-Сибирской низменности на фоне низменных равнин выделяются возвышенные равнины (7) – холмы и гряды, слабо расчлененные речными долинами на ледниковом средне-верхнеплейстоценовом основании. Абсолютные отметки поверхности – 50–150 м, местами до 260 м. Здесь преобладают субарктические тундровые и лесотундровые ландшафты. Широко развиты леса из даурской лиственницы. Среди почв преобладают болотные, тундровые глеевые и глеевые мерзлотные почвы. ЭГП представлены мерзлотными формами – термокарстом, термоэрозией, солифлюкцией, криогенным растрескиванием и пучением. Пораженность ЭГП сильная (более 25 %).

Транзитный тип. Транзит материала в регионе связан главным образом с поймами рек Хета, Боганида (8), где развит современный аллювий. Рельеф поверхности плоский, покрыт лиственничным редколесьем и кустарниками. Почвы в основном пойменные слабокислые и нейтральные. Среди экзогенных процессов и явлений преобладают наледи, бугры пучения, термоэрозия. Пораженность ЭГП слабая (менее 3 %).

Аккумулятивный тип. Область аккумуляции материала развита главным образом на низменной равнине в пределах днищ речных долин в надпойменных террасах, представленных неоплейстоценовыми аллювиальными образованиями (9), и на озерно-аллювиальной равнине на морских, озерных и озерно-ледниковых неоплейстоценовых образованиях (10). Их поверхность представляет собой плоскую и всхолмленную тундру, покрытую лиственничным редколесьем и местами сфагновыми болотами. Почвы тундровые и таежные глеевые торфяно-перегнойные. ЭГП связаны с мерзлотными явлениями – солифлюкцией, буграми пучения, термоэрозией, гидролакколитами, а также заболачиванием. Пораженность ЭГП средняя.

Аккумуляция терригенного материала также происходит на холмисто-западной равнине на флювиогляциальных средне-верхнеплейстоценовых образованиях (11). Они развиты главным образом на юго-востоке площади листа на Анабарском плоскогорье, где перекрывают терригенные и карбонатные отложения палеозоя. Местами породы палеозоя выступают из-под четвертичных образований в виде холмов. Здесь господствуют ландшафты северной тайги, а на севере, в Северо-Сибирской низменности – лесотундры. Почвы тундровые и горные таежные глеевые, торфяно-перегнойные и перегнойно-карбонатные. Среди ЭГП выявлены заболачивание, солифлюкция, термоэрозия, бугры пучения. Пораженность ЭГП средняя.

Геохимические характеристики территории изучены при подготовке опережающей геохимической основы листа [333].

На территории листа, занятой природными тундровыми и таежными ландшафтами, хозяйственная деятельность представлена геологоразведочными работами в небольшом объеме. Техногенное воздействие отсутствует или выражено весьма слабо.

Неудовлетворительное эколого-геохимическое состояние характеризует ~ 1,5 % изученной площади. Оно вызвано геохимическим загрязнением, зафиксированным в северо-восточной части территории листа.

Основными источниками загрязнения являются природные скопления токсичных химических элементов – мелкие месторождения и рудопроявления и связанные с ними первичные и вторичные ореолы. Уровень загрязнения низкий и высокий. Элементы загрязнители 2-го класса опасности – Ni (Кс – 4–30), Cr (Кс – 5–20), а Co (Кс – 3), Cu (Кс – 2) и Zn (Кс – 2) – элемент 1-го класса опасности. Суммарный показатель загрязнения (Zc) колеблется от 11 до 48 (Кс – коэффициент концентрации).

Геологические опасности. Краткая характеристика эколого-геологической обстановки исследованной территории позволяет предполагать здесь довольно простую ситуацию (см. схему оценки эколого-геологической обстановки). Этот вывод основывается на особенностях геологического строения территории, где в платформенных условиях на поверхность выходят главным образом коренные вулканогенные и карбонатные, реже терригенные породы. Породы на значительную глубину полностью проморожены. Населенные пункты практически отсутствуют, дорожная сеть также. Техногенные проявления связаны с геолого-разведочными работами. Основное эколого-геологическое воздействие на природную среду связано с проявлением экзогенных геологических процессов (3–25 % и более). Большая часть территории листа, где преобладают природные комплексы, весьма слабо затронутые техногенезом, характеризуется удовлетворительной эколого-геологической обстановкой. Лишь на участках с наличием широкого распространения природной рудной минерализации на северо-востоке территории листа выявлена напряженная обстановка.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В процессе составления и подготовки к изданию комплекта Государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 листа R-47 – Хета (третьего поколения) были проанализированы геологические материалы, полученные более чем за 20-летний период, прошедший после издания Геологической карты РФ новой серии [52], с привлечением обширного фактического материала геологосъемочных и поисковых работ, тематических исследований и всей доступной фондовой и опубликованной литературы за весь период геологического изучения территории. В ходе полевых работ были проведены специализированные исследования на наиболее перспективных объектах и отобран необходимый каменный материал для аналитических исследований с целью уточнения состава и возраста терригенно-карбонатных образований и вулканогенных от нижнего кембрия до нижнего триаса, а также интрузивных комплексов раннего триаса и связанных с ними полезных ископаемых.

Подготовленный комплект карт и объяснительная записка составлены в соответствии с утвержденной НРС Роснедра Норильской серийной легендой ГК-1000/3, с учетом «Предложений по внесению изменений и дополнений в легенду», а также с учетом внесения в общую стратиграфическую шкалу изменений согласно Постановлениям Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий по ордовику (приняты в 2011 г. и опубликованы в 2012 г.), силуру (приняты в 2012 г. и опубликованы в 2013 г.) и кембрию (приняты в 2015 г. и опубликованы в 2016 г.). Подготовленные материалы отвечают требованиям «Методического руководства...» [157], «Стратиграфического кодекса...» [222] и «Петрографического кодекса...» [175].

Комплект листа включает пять карт масштаба 1 : 1 000 000 – дочетвертичных образований, четвертичных образований, полезных ископаемых, закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых, прогноза на нефть и газ; сопровождающие зарамочные схемы масштабов 1 : 5 000 000–1 : 2 500 000; объяснительную записку с текстовыми приложениями к картам; цифровую модель комплекта и сопровождающие базы данных: по полезным ископаемым, материалам предшественников и по результатам собственных полевых и аналитических исследований.

Со времени составления и издания Государственной геологической карты дочетвертичных образований листа R-(45)–47 масштаба 1 : 1 000 000 новой серии существенно изменились принципы и методы картирования стратифицированных и особенно нестратифицированных подразделений. Все отложе-

ния силурийской системы на карте предыдущего поколения были закартированы на уровне горизонтов, а за классификационную единицу интрузивных пород были приняты многочисленные типы интрузий, объединявшиеся в пять последовательных фаз внедрения. Зачастую выделенные интрузии одного типа в условных обозначениях маркируются разными индексами в соответствии с вариациями их состава, например: $\lambda\beta T_{1b}$, βT_{1b} ; $\lambda\beta T_{1am}$, βT_{1am} и т. д. В подготовленных к изданию комплектах карт все отложения указанных систем закартированы на уровне свит и толщ, а базовыми петрографическими подразделениями для интрузивных образований, согласно Норильской СЛ-1000, стали магматические комплексы.

Легенда к карте дочетвертичных отложений подготовленного комплекта построена в зональном виде по структурным ярусам для образований на уровне современного эрозионного среза, отражающим основные этапы развития территории в возрастной последовательности. Для каждого яруса приведена схема структурно-формационного районирования. Поскольку в отложениях ордовика, силура, девона и юры в ряде случаев картируются объединенные свиты без привязки этих свит к конкретным таксонам ОСШ, составлена схема корреляции, где структурно-формационные подразделения показаны в виде условных знаков серий, свит, толщ, комплексов.

В представленном комплекте карт впервые в материалах Государственного геологического картирования показан ряд объектов, выявленных в ходе тематических и геологосъемочных работ последних лет: рудоносные дифференцированные интрузии с сульфидным медно-никелевым оруденением, объединенные в карамский троктодолерит-лейкогаббродолеритовый комплекс; на Гулинской площади впервые показана выявленная в 1996 г. Крестовская интрузия маймеча-котуйского ийолит-карбонатитового комплекса и предполагаемые контуры вскрытой структурно-картировочным бурением Контайской монцогаббро-монцодиоритовой расслоенной интрузии, погребенной под терригенными юрско-меловыми отложениями.

В ходе комплексного анализа материалов предшественников и результатов собственных полевых и аналитических исследований уточнен возраст маймеча-котуйского ийолит-карбонатитового комплекса: подтверждено ранее высказанное предположение [53], что породы комплекса были сформированы в течение туончанского времени раннего триаса; впервые получены изотопные определения возраста по основным фазам Крестовской интрузии (по перовскиту из кугдита второй фазы – 249 ± 1 млн лет, по сиениту пятой фазы – $252 \pm 1,4$ млн лет); в Норильскую серийную легенду введен контайский монцогаббро-монцодиоритовый комплекс, выделение которого обосновано в ходе подготовки настоящего листа. Для этого комплекса впервые по цирконам из монцодиоритов и габбродолеритов Контайской интрузии получены определения изотопного возраста ($249,9 \pm 5$ и $248,5 \pm 2,6$ млн лет соответственно).

Сопровождающая комплект карт база первичных данных содержит в себе огромный аналитический материал, полученный в ходе полевых и лабораторных исследований по территории листа и уточняющий возраст и состав картографируемых подразделений. По всем проанализированным пробам (более 600 проб) из базы данных доступны: полевые описания точек наблю-

дения, результаты петрографических исследований, первичная микро- и макрофотодокументация образцов. По стратифицированным образованиям в сопровождающей базе данных собраны результаты петрофизических и геохимических исследований (пиролиз, определение $C_{орг.}$ и др.); по нестратифицированным образованиям района (катангский, карамский, контайский, далдыканский, маймечинский, гулинский, маймеча-котуйский, усть-дельканский интрузивные комплексы) проведены исследования на содержания породообразующих, редких и рассеянных элементов, благородных металлов, электронно-зондовый микроанализ главных минеральных фаз, изотопные исследования: высокоточные определения возраста по единичным кристаллам циркона и перовскита (U-Pb изотопный анализ на анализаторе SHRIMP II), Rb/Sr и Sm/Nd изотопные исследования (методом TIMS). К сожалению, большой объем проведенных полевых и лабораторных исследований и ограниченные сроки подготовки ГГК-1000/3 не позволили отразить в составленной объяснительной записке к комплекту карт весь объем полученных новейших аналитических данных.

В геологическом строении исследуемой территории остается ряд спорных и нерешенных вопросов. Один из них касается представлений о возрасте и причинах проявления магматизма на границе поздней перми и триаса. Несмотря на длительное разностороннее изучение нижнетриасовых магматических образований севера Сибирской платформы, не до конца решена проблема стратиграфии вулканогенной толщи, типизации близко-одновозрастных интрузивных комплексов и их возрастных соотношений. В частности дискуссионными остаются представления об объемах и продолжительности ультраосновного, щелочно-ультраосновного и щелочного магматизма в Маймеча-Котуйском районе: выделение дунитов и клинопироксенитов Гулинского массива в одноименный комплекс из первой фазы маймеча-котуйского иолит-карбонатитового комплекса, до настоящего времени принято далеко не всеми исследователями рассматриваемого района. Выдвинутые предположения о значительно более древнем возрасте ультрамафитов гулинского комплекса [10, 131, 354] и их отличной металлогенической специализации от ультраосновных образований маймеча-котуйского комплекса в корне меняют представления об этапах проявления магматизма на севере Сибирской платформы и перспективах этого района на обнаружение благороднометалльного оруденения.

Современными изотопно-геохронологическими и магнитостратиграфическими методами было показано, что интервал пермско-триасовой магматической активности в исследуемом районе не превышает 1 млн лет [267, 273 и др.]; за это время сформировалось около семи контрастных по составу и различным по своей металлогенической специализации интрузивных комплексов, вмещающими для которых стала вулканогенная толща общей мощностью более 3 км. Разрешающая способность существующих методов изотопной геохронологии на сегодня не позволяет определить последовательность формирования столь близких по возрасту интрузивных образований и, тем более, геохронологическими методами разделить различные фазы комплексов (гулинского, маймеча-котуйского и др.). В связи с этим представленная в Норильской легенде последовательность внедрения интрузивных ком-

плексов, их возрастные соотношения между собой и с вмещающими вулканитами сегодня кажутся достаточно условными; уточнение этих соотношений – вопрос ближайшего будущего, решение которого остается, по видимому, за современными высокоточными методами изотопной геохронологии.

На подготовленной карте четвертичных образований масштаба 1 : 1 000 000 впервые для данной территории в качестве картируемых единиц показаны местные стратиграфические подразделения в ранге стратогенов, имеющие стратотипы на территории листа или в непосредственной близости от него. Построен субширотный разрез для равнинной части листа и создана геоморфологическая схема. По сравнению с картой предыдущего поколения, существенно уточнены контуры валунных диамиктонов краевых морен и гравийных галечников флювиогляциальных образований ньяпанского ледникового комплекса.

Морена, слагающая Урдахскую и Сампесинскую гряды к северу от долины р. Хета, отнесена к среднему неоплейстоцену, т. к. перекрыта морскими боярскими глинами и алевролитами с тепловодной фауной двустворчатых моллюсков и гастропод. Палеонтологическая характеристика данных морских образований была дополнена новыми данными. Морена представлена северосибирскими слоями в соответствии с дополнениями к серийной легенде.

Уточнено распространение средне- и верхнеоплейстоценовых озерно-ледниковых ленточных глин и песчано-алевритистых ритмитов. Их выходы зафиксированы лишь в бортах долин и цоколях террас притоков р. Хета, а не вдоль всей долины р. Хета, как это показано на предыдущей карте.

Впервые на карте показаны субаэральные отложения покровного комплекса преимущественно золотого происхождения, эти пески и алевролиты мощностью до 5–7 м обычно перекрывают верхние аллювиальные террасы в долинах р. Хета и ее притоков. Для аллювиальных террас получены новые геохронометрические данные.

В долине р. Маймеча показаны среднеоплейстоценовые морские пески, которые не были отмечены на предыдущей карте. Они перекрыты диамиктонами северосибирской морены.

В долине р. Мал. Романиха впервые показаны среднеоплейстоценовые золотые глинистые алевролиты и алевритистые пески, которые подстилают морские боярские межледниковые слои.

Установлено, что большая часть изменности в северной части территории листа вдоль долины р. Хета сложена морскими глинистыми алевролитами и песчаными алевролитами первой ступени верхнего звена неоплейстоцена. На предыдущей карте здесь показаны озерно-ледниковые пески и алевролиты с прослоями гравия и редкой галькой.

По рамке листа некоторые стратиграфические подразделения, выделенные на карте четвертичных образований, не увязаны по генезису и возрасту с изданными КЧО соседних листов.

Вдоль западной рамки на листе R-46 отложения боярского мариния не показаны. Авторы настоящей записки провели контур этой толщи до западной рамки вдоль тылового шва плосковолнистой равнины, расположенного на уровне около 50 м абс. выс., используя данные дистанционного зондирова-

ния. На листе R-46 не описаны разрезы боярского мариния, граница распространения боярской трансгрессии проходит вблизи восточной рамки этого листа, поэтому, вероятно, авторы листа предположили озерно-аллювиальный генезис поверхностных отложений, с их точки зрения, каргинско-сартанского возраста.

К дистальному краю онёкского моренного амфитеатра у подножия плато Путорана примыкают зандровые образования fIII₂, описанные в процессе АФГК-200 [381]. На листе R-46 к западу от рамки здесь показан гляциолимний. Авторы настоящей записки настаивают на водно-ледниковом происхождении этих отложений.

Небольшие замкнутые депрессии в пределах онёкских морен у подножия плато Путорана, согласно данным АФГК-200 [381], сложены с поверхности ленточными глинами без следов растительного детрита, что свидетельствует об их озерно-ледниковом генезисе, а не озерном, как показано к западу от рамки на листе R-46.

На соседнем к северу листе S-47 вдоль рамки в депрессиях, разделяющих холмистые среднелепистоценовые морены, показаны озерно-аллювиальные каргинские, сартанские отложения, а также морские казанцевско-муруктинские отложения на абс. отм. до 90 м. Авторы настоящей записки определяют ритмичнослоистые алеврито-глинистые осадки без следов растительного детрита и фауны, выполняющие депрессии в пределах холмистых северосибирских морен, как среднелепистоценовый гляциолимний.

Вдоль восточной рамки на листе R-48 показана полоса среднелепистоценового мариния между реками Сабыда и Баттагай. Абсолютные отметки этого водораздела достигают 80–90 м, данные дистанционного зондирования говорят о возвышенности с пологими склонами, расчлененной эрозионной сетью. Никаких данных о морской толще в восточной части площади листа на таких отметках у авторов настоящей записки нет, поэтому на карте показана северосибирская морена, как и на прилегающей с запада территории.

На территории листа представлен широкий спектр полезных ископаемых, многие из которых обладают крупными геологическими запасами. В Енисей-Хатангском прогибе выявлены месторождения и проявления нефти, газа, бурого и каменного угля, каменной соли, янтаря, фосфоритов. Масштабное угленакпление приурочено также к котуйской и потокойской свитам в бассейне р. Чангада и озер Нерангда и Мирюка. В юго-восточной части территории листа, в бассейне р. Маймечка характерно широкое развитие интрузий карамского комплекса с сульфидными медно-никелевыми рудопроявлениями, а также щелочно-ультраосновных интрузий с месторождениями и проявлениями флогопита, апатита, платиноидов, золота, ниобия, редких земель и др. В этом отношении Гулинский массив является наиболее интересным и перспективным объектом на территории листа. Здесь выявлено крупное месторождение флогопита, апатита, россыпных золота и платиноидов, проявления и пункты минерализации титана, хрома, ниобия и редких земель. В западной и юго-западной частях площади листа, в пределах плато Путорана выявлено 10 проявлений и более 40 пунктов минерализации исландского шпата, а также представлены проявления камнесамоцветного сырья, свинца, цинка и др.

В подготовленном комплекте карт обобщены данные прежде всего по наиболее распространенным на данной территории полезным ископаемым и закономерностям их размещения. Приведена типизация рудных объектов по рудноформационным и генетическим признакам и разбраковка объектов в соответствии с требованиями генерализации и достоверности их первичным источникам. Рассмотрены перспективы по профилирующим видам минерального сырья. Впервые систематизированы для территории листа запасы месторождений и оценены прогнозные ресурсы, определен минерагенический потенциал для этих видов минерального сырья, а также для флогопита, титана, апатита, циркония, россыпного золота и платиноидов. Рассмотрены перспективы территории на нефть и газ, редкометалльно-редкоземельное оруденение, коренное золото, платиноиды.

Подготовленный комплект карт отражает все сведения по полезным ископаемым на территории листа по состоянию на 1.01.2016 г.

При минерагеническом районировании территории листа в основном использовалась карта полезных ископаемых предыдущего поколения издания, с некоторыми уточняющими и детализирующими дополнениями. Данное районирование существенно отличается от районирования, представленного в легенде Норильской серии листов масштаба 1 : 1 000 000, о чем подробнее сказано в подготовленных дополнениях к серийной легенде.

В зарамочном оформлении карты закономерностей приводится схема прогноза и продуктивности рудных объектов масштаба 1 : 2 500 000, на которую вынесены все перспективные объекты территории листа с характеристикой запасов и прогнозных ресурсов по ним.

При общей оценке перспектив территории листа на 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 стадии изученности рекомендовать на площади листа какие-то объекты для поисковых работ со значимыми прогнозными ресурсами в настоящий момент не представляется возможным.

По результатам анализа предыдущих исследований рекомендуется проведение геологосъемочных работ стадии геологического доизучения (ГДП-200) на листах R-47-XI, XII, XVII, XVIII. На территории этих листов расположены Гулинский апатит-флогопит-золото-платиноносный руднороссыпной район, Далбыха-Бор-Уряхский редкометалльно-титан-apatитовый рудный узел, Чангитский ниобий-редкоземельный прогнозируемый рудный узел. К основным вопросам по металлогении, которые должны решаться при проведении данных работ, относятся проблема коренной золото-платиноносности Гулинского плутона, возможности расширения перспектив россыпей благородных металлов в северном направлении в сторону Енисей-Хатангского прогиба. Необходимо совместно со специалистами в области химии и технологии обогащения рудных концентратов решить вопросы оценки возможности извлечения золота и платиноидов, а также редкометалльной минерализации из пород Крестовского и Контайского массивов, с целью выяснения перспектив этих объектов – являются ли они крупными месторождениями или лишь ми-

нералогическими феноменами. Надлежит реально оценить хромитоносность и титаноносность ультраосновных пород Гулинского массива, прежде всего рудных пироксенитов и так называемых хромититов. Необходимо дать более полную характеристику редкометалльной и редкоземельной минерализации карбонатитов Гулинского, Далбыхского и Чангитского районов.

Карта прогноза на нефть и газ в составе комплекта ГГК-1000/3 подготовлена впервые и отражает современное состояние изученности территории в этом аспекте. Территория листа слабо изучена сейсмическими методами и глубоким бурением. Совершенно не изучена бурением территория Северо-Тунгусской и Анабарской НГО. Тем не менее, исследование образцов палеозойских и мезозойских пород из обнажений литологическими и геохимическими методами, а также анализ материалов по нефтегазоносности прилегающих к листу территорий позволяют положительно оценить вендские, палеозойские и мезозойские отложения для поисков залежей углеводородов.

В пределах листа R-47 на территории Енисей-Хатангской НГО выделены Рассохинский, Балахнинский НГР, Пясинский и Хатангский ПНГР, где разрезы нефтегазоносных комплексов представлены чередованием глинистых и песчано-алевролитовых горизонтов, являющихся соответственно флюидоупорами и проницаемыми комплексами. Основные перспективы связываются с юрским НГК, где к проницаемым горизонтам относятся зимняя, шараповская, надояхская и вымская свиты, к толщам-флюидоупорам – левинская, китербютская, лайдинская и леонтьевская свиты. В проницаемых горизонтах коллектора представлены поровыми и порово-трещинными коллекторами.

В юрско-меловых НГК прогнозируются преимущественно газовые и газоконденсатные залежи с общей оценкой ресурсов территории в 1,2 млрд т УУВ с доминирующим преобладанием свободного газа (1,0 трлн м³). Предполагается, что в мезозойских резервуарах Енисей-Хатангской НГО возможно присутствие преимущественно антиклинальных, литологически или тектонически экранированных залежей.

В юрско-меловых нефтегазоносных комплексах геофизическими методами в разные годы выделено восемь локальных объектов площадью от 44,8 до 669,7 км² с локализованными ресурсами категории D₁ от 1,3 до 57,6 млн т УУВ.

В пределах Северо-Тунгусской и Анабарской НГО на территории листа из-за низкой геолого-геофизической изученности глубоких горизонтов нефтегазоносные районы не выделялись. В осадочном чехле платформы выделены вендский, венд-нижнекембрийский, кембрийский, ордовикский, силурийско-девонский и каменноугольно-пермский нефтегазоносные комплексы.

Все НГК, вероятно, преимущественно нефтеносны, основная масса УВ прогнозируется в кембрийском, ордовикском и силурийско-девонском НГК.

Главные перспективы связываются с кембрийским НГК, где в качестве коллекторов могут рассматриваться отдельные пачки кавернозно-трещинных доломитов улахан-арымасской, урюнгтасской, далбыхской и атырдахской свит, а также зоны развития археоциатовых и водорослевых рифов. Пачки пород с порово-кавернозными и трещинно-кавернозными коллекторами в разрезе перекрываются, как правило, пачками глинисто-карбонатных слабопроницаемых пород с хорошими экранирующими свойствами.

Оценка ресурсов по территориям Северо-Тунгусской и Анабарской НГО была выполнена объемно-статистическим методом. Согласно оценке, в пределах Анабарской НГО может быть сосредоточено 283,4 млн т нефти и 65,7 млрд м³ свободного газа. Предполагается, что большая часть генерированного газа рассеялась из ловушек из-за отсутствия надежных экранов. В пределах Северо-Тунгусской НГО соотношение нефти и газа в сумме ресурсов примерно равное в связи с тем, что здесь присутствуют более надежные экраны по сравнению с Анабарской НГО. Предполагается, что на территории листа в резервуарах Северо-Тунгусской НГО сосредоточено 465,0 млн т нефти и 427,6 млрд м³ свободного газа. По результатам сейсмических, гравиметрических и магнитометрических исследований на территории листа прогнозируются шесть нефтегазоперспективных объектов с локализованными ресурсами категории D₁ от 2,2 до 31,8 млн т УУВ. Общие локализованные ресурсы категории D₁ на перспективных объектах составляют 63,2 млн т УУВ. Начальная суммарная плотность геологических ресурсов УУВ на перспективных землях Северо-Тунгусской и Анабарской НГО изменяется в широких пределах: от 1 до 50 тыс. т на км². Минимальные плотности ресурсов УУВ, по причине плохой сохранности залежей, прогнозируются в пределах центральных районов Анабарской НГО. Максимальные плотности ресурсов УВ прогнозируются на Путоранском выступе, в районах благоприятного структурного положения, где основные НГК залегают на оптимальных глубинах, в зонах расположения высокоемких коллекторов и минимальной насыщенности трапповыми интрузиями.

Созданный комплект карт Госгеолкарты-1000/3 листа R-47 – Хета 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. *Альшиулер М. И., Лазарев Ф. Д., Мельникова Л. К.* Результативность комплексной аэрогеофизики в изучении строения Гулинского щелочно-ультраосновного массива и прогнозирования коренного платиноидного оруднения // Природные ресурсы Таймыра: Сборник научных трудов. Вып. 1. – Дудинка, 2003. С. 127–145.

2. Антропоген Таймыра / Отв. ред. Н. В. Кинд, Б. Н. Леонов. – М.: Наука, 1982. – 184 с.

3. *Анучкина Н. П.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Анабарская серия. Лист R-47-XXIII, XXIV, 1995.

4. *Анучкина Н. П., Бобкова З. С., Юон О. И.* Расчленение угленосных отложений северо-восточного борта Тунгусской синеклизы // Советская геология. – 1975. – № 3. – С. 139–144.

5. *Аргентовский Л. Ю., Бочкарев В. С., Брадучан Ю. В.* и др. Стратиграфия мезозойских отложений платформенного чехла Западно-Сибирской плиты // Проблемы геологии Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. – М.: Недра, 1968. – С. 27–95. (Труды ЗапсибНИГНИ, вып. 11).

6. *Архипов С. А.* Стратиграфия четвертичных отложений, вопросы неотектоники и палеогеографии бассейна среднего течения Енисея. – М., 1960. – 170 с. (Труды ГИН АН СССР, вып. 30).

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. *Атласов А. И., Польшкин А. И.* Главнейшие черты тектоники северной части Восточно-Сибирской платформы // Ученые записки НИИГА. Региональная геология, вып. 14. – Л., 1969. С. 83–97.

10. *Баданина И. Ю., Белоусова Е. А., Малич К. Н.* Изотопный состав гафния цирконов дунитов Нижнетагильского и Гулинского массивов (Россия) // Докл. АН. – 2013. – Т. 448. – № 1. – С. 59–63.

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. *Байбародских Н. И., Бро Е. Г., Гудкова С. А.* и др. Расчленение юрских и меловых отложений в разрезах скважин, пробуренных в Усть-Енисейской синеклизе в 1962–1967 гг. // Ученые записки НИИГА. Региональная геология, вып. 12. – Л., 1968. – С. 5–24.

13. *Байбародских Н. И., Булыникова А. А., Карцева Г. Н., Ронкина З. З.* Сиговская свита (оксфорд–нижний кимеридж) // Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем

- Западно-Сибирской низменности (г. Тюмень, 21–27 марта 1967 г.). Часть 1. – Тюмень, 1969. – С. 98–99.
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. *Басков Е. А.* Минеральные воды и палеогидрогеология Сибирской платформы. – М.: Недра, 1977. – 148 с. (Труды ВСЕГЕИ. Новая серия, т. 254).
18. *Бгатов В. И., Кащенко С. А.* Новые данные по стратиграфии нижнепалеозойских отложений в бассейне среднего течения реки Маймечи (западная окраина Анабарского щита) // Геология и полезные ископаемые Сибирской платформы. – Л., Гостоптехиздат, 1963. – С. 42–46. (Труды НИИГА, т. 136).
19. *Бергер А. Я.* Силур Западного Прианабарья // Региональная геология и металлогения. – 2008. – № 34. – С. 57–68.
20. *Бобкова З. С., Фишер А. А.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист R-47-XXXV, XXXVI. Серия Анабарская. Объяснительная записка. – М., 1978. – 80 с.
21. *Булин Н. К., Булина Л. В., Драгунов В. И.* Глубинные зоны растяжения Сибирской платформы // Докл. АН. – 2001. – Т. 381, № 1. – С. 82–87.
22. *Булыникова А. А., Карцева Г. Н., Байбородских Н. И.* и др. К стратиграфии юрских и нижнемеловых отложений северо-восточных районов Западно-Сибирской низменности // Геология и геофизика. – 1970. – № 5. – С. 37–47.
23. *Бутакова Е. Л.* К петрологии маймеча-котуйского комплекса ультраосновных и щелочных пород // Сборник статей по геологии Арктики, вып. 6. – М.: Госгеолтехиздат, 1956. – С. 201–249. (Труды НИИГА, т. 89).
24. *Бутакова Е. Л., Егоров Л. С.* Маймеча-Котуйский комплекс формаций щелочных и ультраосновных пород // Петрография Восточной Сибири. Т. 1. Сибирская платформа и ее северное обрамление. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – С. 417–589.
25. *Бушканец Ю. С., Беляков Г. Д., Невская А. В., Судаков Л. А.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Тунгусская. Лист R-46-XV, XVI. Объяснительная записка. – М., 1976. – 73 с.
26. *Бушканец Ю. С., Невская А. В., Беляков Г. Д.* Каменская магматическая провинция щелочных пород // Карбонатиты и щелочные породы севера Сибири. – Л., 1970. – С. 157–169.
27. *Вааг О. В., Дивина Т. А., Матухин Р. Г.* Литолого-фациальные особенности нижнего карбона Сибирской платформы // Литология и палеогеография Сибирской платформы. – Новосибирск: СНИИГГиМС: Сборник научных трудов СНИИГГиМС вып. 269, 1979. – С. 64–91.
28. *Вараксина И. В., Тимошина И. Д., Контарович А. Э., Тумаилов И. В.* Литология, органическая геохимия и перспективы нефтегазоносности северных районов Курейской синеклизы // Геология и геофизика. – 2017. – Т. 58. – №3–4. – С. 572–585.
29. *Вараксина И. В., Тумаилов И. В.* Литологические факторы формирования коллекторов в палеозойском разрезе Ледянского поднятия (Северо-Тунгусская нефтегазоносная область) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2015. – Т. 326. – № 9. – С. 23–32.
30. *Васильев Ю. Р., Гора М. П., Кузьмин Д. В.* Петрология фойдитового и меймечитового вулканизма Маймеча-Котуйской провинции (Полярная Сибирь) // Геология и геофизика. – 2017. – Т. 58. – № 6. – С. 817–833.
31. *Васильев Ю. Р., Золотухин В. В.* Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. – Новосибирск: Наука, 1975. – 271 с. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 166).

32. *Васильев Ю. Р., Золотухин В. В.* Проблемы платформенного магматизма. Статья 3. Ультраосновной магматизм платформенных областей // Геология и геофизика. – 1977. – № 2. – С. 33–46.
33. *Вишневский А. Н.* Метаморфические комплексы Анабарского кристаллического щита. – Л.: Недра, Ленингр. отд-ние, 1978. – 213 с. (Труды НИИГА, т. 184).
34. *Вожов В. И., Сурнин А. И.* Криолитосфера и геотермия Сибирской платформы в связи с ее нефтегазосностью. – М.: ВИЭМС, 1983. – 35 с.
35. *Волосатов А. А., Польшин Я. И.* Геологическое строение бассейнов нижнего и среднего течений рек Маймечи и Котуя. –Л.–М.: Изд-во Главсевморпути, 1952. – 127 с. (Труды НИИГА, т. 47).
36. 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.
37. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист R-48–(50) – Оленёк / Отв. ред. Ф. Г. Марков. – Л., 1983. – 196 с.
38. 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.
39. 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.
40. Геология и полезные ископаемые России. Т. 3. Восточная Сибирь / Ред. Н. С. Малич. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2002. – 396 с.
41. Геология нефти и газа Сибирской платформы / Под ред. А. Э. Конторовича, В. С. Суркова, А. А. Трофимука. – М.: Недра, 1981. – 552 с.
42. Геохимическая и металлогеническая специализация структурно-вещественных комплексов / Г. С. Гусев, Ю. К. Кудрявцев, А. В. Гушин и др. – М., 1999. – 538 с.
43. Гидрогеология СССР. Т. XVIII. Красноярский край и Тувинская АССР / Ред. И. К. Зайцев. – М.: Недра, 1972. – 479 с.
44. *Гладких В. С., Жук-Почекутов К. А., Леонтьев Л. Н.* Редкие элементы в щелочной эффузивной ассоциации Маймеча-Котуйской провинции (северо-запад Сибирской платформы) // Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. – М.: Наука, 1965. – С. 91–126.
45. *Глебовицкий В. А., Хильтова В. Я., Козаков И. К.* Тектоническое строение Сибирского крата: интерпретация геолого-геофизических, геохронологических и изотопно-геохимических данных // Геотектоника. – 2008. – № 1. – С. 12–26.
46. Глубинная тектоника древних платформ северного полушария / П. Н. Кропоткин, Б. М. Валяев, Р. А. Гафаров и др. – М.: Наука, 1971. – 389 с. (Труды ГИН АН СССР, вып. 209).
47. *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.
48. *Голованов Н. П., Сурина Н. П.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Анабарская. Лист R-48-ХIII, XIV. Объяснительная записка. – М.: Недра, 1968. – 56 с.
49. *Голубков В. С., Кавардин Г. И.* Основы петрографического и металлогенического районирования пермо-триасовых эндогенных формаций севера Тунгусской синеклизы // Геология и полезные ископаемые северо-запада Сибирской платформы (правобережье р. Енисея). Вып. 2. – Л.: Недра, 1970. – С. 5–23. (Труды НИИГА, т. 162).
50. *Гольдбурт Т. Л.* Меймечиты Гулинской интрузии // Сборник статей по геологии Арктики, вып. 11. – Л., 1959. – С. 126–137. (Труды НИИГА, т. 105).
51. *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. (Труды НИИГА, т. 105).

52. 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.
53. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Анабаро-Виллойская. Лист R-48 – Хатанга. Объяснительная записка / Гл. науч. ред. М. С. Мацак. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. – 398 с.
54. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Норильская. Лист R-45 – Норильск. Объяснительная записка / Науч. ред. В. А. Радько. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. – 320 с.
55. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Норильская. Лист R-46 – Пайтурма. Объяснительная записка / Науч. ред. П. Г. Падерин. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2018. – 389 с.
56. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Таймырско-Североземельская. Лист S-47 – оз. Таймыр (зап. часть). Объяснительная записка / Науч. ред. В. Ф. Проскурнин. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. – 424 с.
57. 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.
58. Государственная геологическая карта СССР (новая серия). Масштаб 1 : 1 000 000. Лист R-(45)–47 (Норильск) / Ред. Ф. Г. Марков. – М., 1975.
59. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2015 года. Выпуск 29. Золото. Т. VI. Сибирский федеральный округ. Часть 1. Красноярский край. – М., 2015. – 192 с.
60. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2015 года. Выпуск 53. Флогопит. – М., 2015. – 32 с.
61. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2015 года. Выпуск 91. Уголь. Т. VII. Сибирский федеральный округ. Часть 2. Красноярский край, Республика Хакасия, Республика Тыва, Иркутская область, Республика Бурятия, Забайкальский край. – М., 2015. – 310 с.
62. *Гринсон А. С.* Глубинное строение Енисей-Хатангского прогиба и сопредельных территорий по геолого-геофизическим данным // Недра Таймыра: сборник научных трудов. Вып. 5. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2002. – С. 117–125.
63. *Гринсон А. С., Магид М. Ш., Мильштейн Д. М.* Глубинное строение северо-запада Сибирской платформы // Отечественная геология. – 1994. – № 1. – С. 49–56.
64. *Гришин М. П., Пятницкий В. К., Ремпель Г. Г.* Тектоническое районирование и рельеф фундамента Сибирской платформы по геологическим и геофизическим данным // Тектоника Сибири. Т. 3. Тектоника Сибирской платформы. – М.: Наука. 1970. – С. 47–54.
65. *Гудина В. И.* Морской плейстоцен сибирских равнин. Фораминиферы Енисейского Севера. – М.: Наука, 1969. – 81 с. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 63).
66. *Гурари Ф. Г., Будников И. В., Девятов В. П.* и др. Стратиграфия и палеогеография ранней и средней юры Западно-Сибирской плиты // Региональная стратиграфия нефтегазоносных районов Сибири. – Новосибирск: СНИИГГИМС, 1988. – С. 60–75.
67. *Гуревич А. Б., Вербицкая Н. Г., Липатова В. А., Фаддеева И. З.* Стратиграфия верхнепалеозойских угленосных отложений северо-восточной части Тунгусского бассейна // Советская геология. – 1984. – № 5. – С. 61–71.
68. *Гусев Б. В.* Стратификация эффузивных толщ северо-запада Сибирской платформы по палеомагнитным данным // Геология и полезные ископаемые северо-запада Сибирской платформы (правобережье р. Енисей). Вып. 2. – Л.: Недра, 1970. – С. 116–124. (Труды НИИГА, т. 162).
69. *Гусев Е. А., Молодьков А. Н., Стрелецкая И. Д.* и др. Отложения казанцевской трансгрессии (МИС 5) Енисейского Севера // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57. – № 4. – С. 743–757.

70. Дараган-Суцов Ю. И. Выделение центров вулканических извержений по максимальному количеству покровов в разрезе плато-базальтовых толщ // ДАН СССР. – 1989. – Т. 307. – № 5. – С. 1177–1180.

71. Дашкевич Н. Н., Мусатов Д. И., Яскевич В. И. Глубинное строение западной части Сибирской платформы и некоторые аспекты ее исторического развития // Тектоника Сибири. Т. 3. Тектоника Сибирской платформы. – М.: Наука. 1970. – С. 180–188.

72. Дивина Т. А., Егорова Л. И., Салихов А. А. и др. Новые материалы по стратиграфии докембрия и кембрия северо-востока Тунгусской синеклизы // Геология и геофизика. – 1996. – Т. 37. – № 7. – С. 23–33.

73. Дивина Т. А., Старосельцев В. С., Лопушинская Т. В., Ядренкина А. Г. Ордовик и силур Ледянской площади по данным бурения // Геология и геофизика. – 1992. – № 3. – С. 19–28.

74. Добрускина И. А., Мозучева Н. К. О возрасте вулканогенных отложений Тунгусской синеклизы // Геология и геофизика. – 1987. – № 1. – С. 29–37.

75. Душаткин А. Б., Седов В. Н., Савушкин М. П. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Изд. 2-е. Серия Маймеча-Котуйская. Лист R-46-XVII, XVIII (фактория Камень). Объяснительная записка. – СПб.: Изд-во СПб. Картфабрики ВСЕГЕИ, 2006. – 117 с.

76. Дятлова И. Н., Донов А. Н., Трофимов В. Р. Новые данные по стратиграфии нижнего кембрия Западного Прианабарья // Биостратиграфия и палеонтология кембрия Северной Азии. – Новосибирск: Наука, 1990. – С. 123–135.

77. Егоркин А. В., Зюганов С. К., Павленкова Н. А., Чернышев Н. М. Результаты исследований структуры литосферы на профилях в Сибири // Геология и геофизика. – 1988. – № 5. – С. 120–128.

78. Егоркин А. В., Чернышев Н. М., Данилова Е. Г. и др. Региональное сечение через север Азиатского континента (профиль Воркута–Тикси) // Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. – М.: Наука, 1980. – С. 61–67.

79. Егоров В. Н. Эволюция пермотриасового вулканизма Маймеча-Котуйской провинции Сибирской платформы // Палеовулканизм Алтае-Саянской складчатой области и Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука, 1991. – С. 66–73.

80. Егоров В. Н. Расчленение и корреляция вулканогенных образований триаса Маймеча-Котуйской провинции // Недрата Таймыра. Сборник научных трудов. Вып. 1. – Норильск: Изд-во ВСЕГЕИ, 1995. – С. 141–154.

81. Егоров В. Н. Проблемы возраста пермско-триасовых вулканогенных образований Восточной Сибири // Недрата Таймыра: сборник научных трудов. Вып. 4. – Норильск, 2000. – С. 56–68.

82. Егоров Л. С. Мелилитовые породы Маймеча-Котуйской провинции. – Л.: Недрата, 1969. – 247 с. (Труды НИИГА, т. 159).

83. Егоров Л. С. Йолит-карбонатитовый плутоанизм (на примере маймеча-котуйского комплекса Полярной Сибири). – Л.: Недрата, 1991. – 260 с.

84. Егоров Л. С., Анিকেева Л. И. К вопросу о происхождении Гулинского месторождения флогопита // Инф. бюлл. Ин-та геол. Арктики, вып. 1. – Л., 1957. – С. 41–43.

85. Егоров Л. С., Гольбурт Т. Л., Шихорина К. М. Геология и петрография магматических пород Гулинской интрузии // Гулинская интрузия ультраосновных–щелочных пород, 1961. – С. 3–115. (Труды НИИГА, т. 122).

86. Егоров Л. С., Сурина Н. П. Меймечиты севера Сибири (геолого-петрографические особенности и взаимоотношения с Гулинской интрузией ультраосновных–щелочных пород и карбонатитов) // Апатитность севера Сибири. – Л.: НИИГА, 1976. – С. 19–36.

87. Егорова Л. И., Савицкий В. Е. Стратиграфия и биофации кембрия Сибирской платформы (Западное Прианабарье). – М.: Недрата, 1969. – 408 с. (Труды СНИИГГиМС, вып. 43).

88. Единые требования к составу, структуре и форматам представления в НРС Роснедр комплексов цифровых материалов листов Государственных геологических карт масштабов 1 : 1 000 000 и 1 : 200 000. Версия 1.4. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2015. – 245 с.

89. Емельянова А. И., Емельянов Н. И. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Тунгусская. Лист R-47-XXXIII, XXXIV. Объяснительная записка. – М., 1976. – 81 с.

90. Емельянцеv Т. М. Геологические исследования в районе Нордвика и острова Бегичева в 1933 году // Геологические исследования Нордвик-Хатангского района и Таймырского полуострова по работам 1933–1936 годов. – Л.: Изд-во Главсевморпути, 1939. – С. 5–40.

91. Емельянцеv Т. М. Геологические исследования в районе рек Хеты, Хатанги и Таймырского полуострова в 1935/36 году // Геологические исследования Нордвик-Хатангского района и Таймырского полуострова по работам 1933–1936 годов. – Л.: Изд-во Главсевморпути, 1939. – С. 91–127.

92. Жабин А. Г. О строении и последовательности формирования Гулинского комплекса дунитов, ультраосновных и ультраосновных–щелочных лав, щелочных пород и карбонатов // Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатов. – М.: Наука, 1965. – С. 159–192.

93. Жабин А. Г., Сурина Н. П. Петрология даек, силлов и трубок взрыва Маймеча-Котуйской провинции. – М.: Наука, 1970. – 204 с.

94. Жук-Почекутов К. А., Гладких В. С., Леонтьев Л. Н. Ассоциация щелочных базальтоидов-базальтов Маймеча-Котуйской вулканоплутонической формации (геолого-петрографический очерк) // Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатов. – М.: Наука, 1965. – С. 5–90.

95. Зайченко В. Ю., Чернышев Н. М. Структуры растяжения Сибирской платформы // Геодинамические модели некоторых нефтегазоносных и рудных районов. – Л., 1987. – С. 44–53.

96. Золотухин В. В., Виленский А. М., Дюжиков О. А. Базальты Сибирской платформы: Особенности геологии, состава и генезиса пермотриасовых эффузивов. – Новосибирск: Наука, 1986. – 245 с.

97. Иванов А. И. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Анабарская. Лист R-48-VII, VIII. Объяснительная записка. – М.: Госгеолтехиздат, 1963. – 77 с.

98. Иванов А. И., Пирожников Л. П. Возраст щелочно-ультраосновных вулканогенных образований севера Сибирской платформы // ДАН СССР. – 1959. – Т. 127. – № 5. – С. 1078–1080.

99. 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.

100. 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. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 494).

101. Исаева Л. Л., Кинд Н. В., Крауш М. А., Сулержицкий Л. Д. О возрасте и строении краевых ледниковых образований у северного подножья плато Путорана // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. – 1976. – № 45. – С. 117–123.

102. Каныгин А. В., Ядренкина А. Г., Тимохин А. В. и др. Региональная стратиграфическая схема ордовикских отложений Сибирской платформы (новая версия) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2017. – № 5с. – С. 4–57.

103. Карта тектонического районирования фундамента Сибирской платформы / Ред. М. П. Гришин, В. С. Сурков. – Новосибирск, 1979.

104. Карта экзогенных геологических процессов России. Масштаб 1 : 2 500 000 / Гл. ред. А. И. Шеко. – [М.]: ВСЕГИНГЕО, 2000.

105. Карцева Г. Н., Ронкина З. З., Колокольцева Е. П. Стратиграфия юрских и меловых отложений // Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского прогиба. – Л., 1971. – С. 7–18.

106. Карцева Г. Н., Ронкина З. З., Шаровская Н. В. Сопоставление юрских и нижнемеловых отложений западной и восточной частей Енисей-Хатангского прогиба // Енисей-Хатангская нефтегазоносная область. – Л., 1974. – С. 33–37.

107. Кинд Н. В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. – М.: Наука, 1974. – 255 с.
108. Кичкина С. С. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Анабарская. Лист R-47-XXVII, XXVIII. Объяснительная записка. – М., 1976. – 93 с.
109. Князев В. Г., Девятов В. П., Шурыгин Б. Н. Стратиграфия и палеогеография ранней юры востока Сибирской платформы. – Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1991. – 100 с.
110. Козарко Л. Н., Зартман Р. Э. Новые данные о возрасте Гулинской интрузии и проблема связи щелочного магматизма Маймеча-Котуйской провинции с Сибирским суперплумом (данные по изотопии U-Th-Pb системы) // Геохимия. – 2011. – № 5. – С. 462–472.
111. Козарко Л. Н., Сенин В. Г. Первая находка золота в коренных породах Гулинского массива (Полярная Сибирь) // Докл. АН. – 2011. – Т. 441. – № 1. – С. 81–82.
112. Козарко 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.
113. Комарова М. З., Люлько Т. П. К вопросу о расчленении интрузий Норильского района // Тезисы докладов к конференции по петрологии траппов и связанному с ними оруденению (22–28 марта 1965 г., Ленинград) – Л., 1965. – С. 21–22.
114. Конторович А. Н., Беляев С. Ю., Конторович А. А. и др. Тектоническая карта венд-нижнепалеозойского структурного яруса Лено-Тунгусской провинции Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50. – № 8. – С. 851–862.
115. Кравцова Л. И., Старицына Г. Н. Петрохимические особенности дифференцированных интрузий трапповой формации северо-западной части Сибирской платформы // Ученые записки НИИГА. Региональная геология, вып. 7. – Л., 1965. – С. 5–23.
116. Кравцова Л. И., Старицына Г. Н., Томановская Ю. И. Новые данные по трапповому магматизму северо-восточного борта Тунгусской синеклизы и его рудоносности // Ученые записки НИИГА, Региональная геология, вып. 14. – Л., 1969. – С. 18–27.
117. Крюков В. Д., Рогожин В. В. О границах распространения позднекайнозойских трансгрессий Полярного бассейна в северо-западной части Сибирской платформы // Кайнозойская история Полярного бассейна и ее влияние на развитие ландшафтов северных территорий. – Л., 1968. – С. 80.
118. Кузьмин Е. Е., Посохов Е. В. Гидрохимия северо-западной части Среднесибирского плоскогорья. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 141 с.
119. Лаврушин Ю. А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. – М.: Наука, 1976. – 237 с. (Труды ГИН АН СССР, вып. 288).
120. Ларичев А. И. Некоторые особенности нефтегазообразования в рифейских отложениях Сибирской платформы // Геология и нефтегазоносность Сибирской платформы. – Новосибирск, 1981. – С. 94–106. (Сборник научных трудов СНИИГиМС, вып. 292).
121. Левашов В. К., Томшин М. Д., Глушков В. М. Новое местонахождение самородного железа на Сибирской платформе // Самородное металлообразование в магматическом процессе. – Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1991. – С. 4–9.
122. Леонтьев Л. Н., Жук-Почекутов К. А., Гладких В. С. К вопросу о так называемой щелочной-ультраосновной формации (на примере Маймеча-Котуйской провинции Сибирской платформы) // Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. – М.: Наука, 1965. – С. 127–158.
123. Линд Э. Н. Решение проблемы границы палеозойской и мезозойской систем на основе магнитостратиграфии туфолавовых образований Маймеча-Котуйского и Норильского района // Геология и полезные ископаемые Красноярского края. – Красноярск: КНИИГиМС, 1998. – С. 145–151.
124. Линд Э. Н., Щекотуров В. В. Палеомагнитное датирование траппового вулканизма северо-запада Сибирской платформы // IV Всесоюзный съезд по геомагнетизму (Магнитные и электрические поля твердой Земли). Часть II. – Владимир-Суздаль, 1991. – С. 79–80.

125. *Лопатин Г. Г., Калашиник Н. Н.* Новый источник платиноидов в Маймечо-Котуйской провинции // Минеральные ресурсы Таймырского автономного округа и перспективы их освоения. Материалы научно-практической конференции 25–28 октября 2004 г. ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. – С. 154–156.
126. *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.
127. *Макарова Ш. Д., Меннер В. В., Спасский Н. Я.* и др. Нижнекаменноугольные отложения на северо-восточном борте Тунгусской синеклизы // Геология и геофизика. – 1979. – № 10. – С. 136–138.
128. *Малич К. Н.* Об оценке платиноносности зональных клинопироксенит-дунитовых массивов // Докл. АН. – 1996. – Т. 347. – № 5. – С. 653–657.
129. *Малич К. Н.* Платиноиды клинопироксенит-дунитовых массивов Восточной Сибири (геохимия, минералогия, генезис). – СПб.: СПб. Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 1999. – 296 с.
130. *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.
131. *Малич К. Н., Ефимов А. А., Баданина И. Ю.* Контрастные минеральные ассоциации платиноидов из хромитов Нижнетагильского и Гулинского массивов (Россия): состав, источники вещества, возраст // Докл. АН. – 2011. – Т. 441. – № 1. – С. 83–87
132. *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.
133. *Малич К. Н., Лопатин Г. Г.* Новые данные о металлогении уникального Гулинского клинопироксенит-дунитового массива (Северная Сибирь, Россия) // Геология рудных месторождений. – 1997. – Т. 39. – № 3. – С. 247–257.
134. *Малич К. Н., Малич Н. С., Симонов О. Н.* и др. Иридиево-осмиевые россыпи Маймечо-Котуйской провинции – новый российский источник тугоплавких платиноидов // Отечественная геология. – 1998. – № 3. – С. 30–34.
135. *Малич К. Н., Сорохтина Н. В., Баданина И. Ю., Кононкова Н. Н.* О коренных источниках благороднометалльных россыпей Гулинского массива (Полярная Сибирь): новые минералогические данные // Докл. АН. – 2013. – Т. 451. – № 1. – С. 87–90.
136. *Малич К. Н., Хиллер В. В., Баданина И. Ю., Белоусова Е. А.* Результаты датирования ториянита и баделейта карбонатитов Гулинского массива (Россия) // Докл. АН. – 2015. – Т. 464. – № 4. – С. 464–467.
137. *Малич Н. С.* Тектоническое развитие чехла Сибирской платформы. – М.: Недра, 1975. – 215 с.
138. *Малич Н. С., Гринсон А. С., Туганова Е. В., Чернышев Н. М.* Рифтогенез Сибирской платформы // Тектонические процессы. Доклады сов. геологов на XXVIII сес. МГК (Вашингтон, июль 1989). – М.: Наука, 1989. – С. 184–193.
139. *Малич Н. С., Егоров В. Н., Туганова Е. В.* Легенда Норильской серии листов ГКК-1000/3 // Природные ресурсы Таймыра. Сборник научных трудов. Вып. 2. – Дудинка, 2004. – С. 189–208.
140. *Малич Н. С., Старицкий Ю. Г., Туганова Е. В.* Закономерности распространения никеленосных трапповых интрузий Сибирской платформы // Тезисы докладов к конференции по петрологии траппов и связанному с ними оруденению (22–28 марта 1965 г. Ленинград). – Л., 1965. – С. 9–11.
141. *Марковский В. А., Крутикова С. В.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Анабарская. Лист R-47-XXI, XXII. Объяснительная записка. – М., 1979. – 87 с.
142. *Марковский В. А., Сафронов В. П.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Тунгуская. Листы R-47-XIX, XX. Объяснительная записка. – М., 1980. – 86 с.
143. *Масайтис В. Л.* Пермский и триасовый вулканизм Сибири: проблемы динамических реконструкций // Записки ВМО. – 1983. – Ч. 112. – вып. 4. – С. 412–425.

144. Матухин Р. Г. Девон и нижний карбон Сибирской платформы (состав, условия осадконакопления, минерогения). – Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 1991. – 164 с.
145. Матухин Р. Г., Меннер В. Вл. Девон и нижний карбон северо-запада Сибирской платформы. – Новосибирск: Западно-Сибирское книжное изд-во, 1974. – 127 с. (Труды СНИИГГиМС, вып. 175).
146. 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.
147. Махлаев Л. В., Сурина Н. П. Кимберлиты Маймеча-Котуйской провинции ультраосновных–щелочных пород (север Сибирской платформы) // Геология и геофизика. – 1966. – № 8. – С. 45–55.
148. Мегакомплексы и глубинная структура земной коры нефтегазоносных провинций Сибирской платформы / Под ред. В. С. Суркова. – М.: Недра, 1987. – 204 с.
149. Межвилк А. А. Маркирующие горизонты среди эффузивных траппов Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 1962. – № 4. – С. 68–75.
150. Межвилк А. А. История формирования Тунгусской синеклизы в пермскую и триасовую эпохи // Геология и полезные ископаемые западной части Сибирской платформы. – Красноярск: Кн. изд-во, 1970. – С. 95–111.
151. Меледина С. В. Бореальная средняя юра России (аммониты и зональная стратиграфия байоса, бата и келловей). – Новосибирск: ВО «Наука». Сиб. изд. фирма, 1994. – 182 с. (Труды ОИГГиМ, вып. 819).
152. Меледина С. В., Шурыгин Б. Н., Злобина О. Н. и др. Чекуровская свита (бат-келловей) в стратотипе // Детальная стратиграфия и палеонтология юры и мела Сибири. – Новосибирск: Наука, 1991. – С. 5–37. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 769).
153. Меннер В. Вл. Новые данные о стратиграфии девонских отложений северо-западной части Сибирской платформы // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – 1958. – № 5. – С. 3–15.
154. Меннер В. В. Стратиграфия девонских отложений севера Тунгусской синеклизы // Сборник статей по геологии и нефтегазоносности Арктики, вып. 17. – Л.: Гостоптехиздат, 1961. – С. 3–19. (Труды НИИГА, т. 125).
155. Меннер Вл. Вл. Схема стратиграфии девонских отложений северо-западной части Сибирской платформы // ДАН СССР. – 1961. – Т. 141. – № 6. – С. 1441–1444.
156. Металлогеническая карта северо-запада Сибирской платформы масштаба 1 : 500 000. Объяснительная записка / Гл. ред. Н. С. Малич. – Л.: ВСЕГЕИ, 1987. – 148 с.
157. Методическое руководство по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третьего поколения). Версия 1.2. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2015. – 177 с.
158. Минаева М. А. Опорный разрез кындынской серии кембрия Западного Прианбарья // Советская геология. – 1985. – № 1. – С. 54–64.
159. Митрошин М. И., Невская А. В. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Тунгусско-Туруханская. Лист R-47-ХIII, XIV. Объяснительная записка. – М., 1980. – 78 с.
160. Михальцов Н. Э., Казанский А. Ю., Рябов В. В. и др. Палеомагнетизм траппов северо-западной части Сибирской платформы по результатам исследований керна // Геология и геофизика. – 2012. – Т. 53. – № 11. – С. 1595–1613.
161. Мозучева Н. К., Лебедев В. М., Григорьева К. Н. и др. К корреляции триасовых вулканогенных образований Тунгусской синеклизы // Палеонтология и стратиграфия триаса Средней Сибири. – М.: Наука, 1980. – С. 86–92.
162. Моор Г. Г. Щелочные и близкие к ним породы бассейна реки Меймечи на севере Сибирской платформы (массив Чангит, интрузии Дельканского поля и Пикритового озера) // Бюлл. техн. инф. Норильского металлургич. Комбината. – 1953. – № 1–2 (54–55). – С. 77–82.
163. 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.

164. *Моор Г., Кординов А., Кабанов П.* Геологический очерк северных окраин Сибирской платформы (бассейн правых притоков р. Хеты). – Л.–М.: Изд-во Главсевморпути, 1941. – 62 с. (Труды ГГУ ГУСМП, т. 14).
165. Морские неоген(?)–четвертичные отложения нижнего течения реки Енисей / Н. Г. Загорская, З. И. Яшина, В. Я. Слободин и др. – М.: Недра, 1965. – 92 с. (Труды НИИГА, т. 144).
166. *Мягкова Е. И., Нестор Х. Э., Эйнасто Р. Э.* Разрез ордовика и силура реки Мойеро (Сибирская платформа). – Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 1977. – 176 с. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 303).
167. *Мягкова Е. И., Никифорова О. И., Высоккий А. А., Ивановский А. Б.* Стратиграфия ордовикских и силурийских отложений долины реки Мойеро. Сибирская платформа. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – 67 с.
168. Новейшая тектоника нефтегазоносных областей Сибири / Под ред. Н. А. Флоренсова, И. П. Варламова. – М.: Недра, 1981. – 239 с. (Труды СНИИГГиМС, вып. 285).
169. *Обидин Н. И., Сиденко П. Д.* Обзорная гидрогеологическая карта центральной части Советской Арктики в масштабе 1 : 2 500 000 // Юбилейная сессия Ученого совета Института геологии Арктики, посвященная 40-летию Великой Октябрьской Социалистической революции. – Л., 1957. – С. 96–101.
170. *Олейников Б. В.* Геохимия и рудогенез платформенных базитов. – Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 1979. – 264 с.
171. *Олейников Б. В., Копылова А. Г., Панков В. Ю.* Минеральные ассоциации самородного железа аподолеритовых метасоматитов Джалтульского интрузива // Самородное металлообразование в магматическом процессе. – Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1991. – С. 29–48.
172. Опорный разрез реки Мойеро силура Сибирской платформы / Ю. И. Тесаков, Н. Н. Предтеченский, А. Я. Бергер и др. – Новосибирск: Наука, 1985. – 175 с.
173. Ордовик северо-запада Сибирской платформы / Ю. И. Тесаков, А. В. Каныгин, А. Г. Ядренкина и др. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2003. – 259 с.
174. *Оффман П. Е.* Тектоника и вулканические трубки центральной части Сибирской платформы // Тектоника СССР. Т. 4. – М.: Изд-во АН СССР, 1959. – С. 5–344.
175. Петрографический кодекс России: магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Изд. 3-е, испр. и доп. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 198 с.
176. *Пирумова Л. Г.* Диатомовые водоросли в поверхностном слое воды и обрастаниях р. Оби // Природные условия Западной Сибири. Вып. 4. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1973. – С. 82–89.
177. Платиноносные щелочно-ультраосновные интрузии Полярной Сибири / А. М. Сазонов, Е. А. Звягина, С. И. Леонтьев и др. – Томск: Изд-во Томского ЦНТИ, 2001. – 510 с.
178. *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. (Труды НИИГА, т. 102).
179. *Полькин Я. И.* Основы унифицированной стратиграфической схемы вулканогенных образований северо-западной части Сибирской платформы // Ученые записки НИИГА. Региональная геология, вып. 3. – Л., 1964. – С. 5–26.
180. *Полькин Я. И.* Тунгусская синеклиза // Стратиграфия СССР. Триасовая система. – М.: Недра, 1973. – С. 240–254.
181. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 29. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1997. – 36 с.
182. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 38. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. – 131 с.
183. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 42. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2013. – 64 с.

184. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 43. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2014. – 48 с.
185. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 44. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2016. – 68 с.
186. *Проскурнин В. Ф., Симонов О. Н., Соболев Н. Н.* и др. Тектоническое районирование севера Центральной Сибири (Таймырский АО) // Природные ресурсы Таймыра: сборник научных трудов. Вып. 1. – Дудинка, 2003. – С. 178–209.
187. *Прохорова С. М., Евзикова Н. З., Михайлова А. Ф.* Флогопитоносность Маймечано-Котуйской провинции ультраосновных щелочных пород. – М.: Недра, 1966. – 196 с. (Труды НИИГА, т. 140).
188. *Радько В. А.* Фации интрузивного и эффузивного магматизма Норильского района. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. – 226 с.
189. *Радько В. А., Седов В. Н., Савушкин М. П.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Изд. 2-е. Серия Маймечано-Котуйская. Лист R-47-ХIII, XIV (р. Боярка). Объяснительная записка. – СПб.: Изд-во СПб. Картфабрики ВСЕГЕИ, 2006. – 96 с.
190. Разрезы и фауна силура севера Тунгусской синеклизы / Ю. И. Тесаков, Н. Н. Предтеченский, В. Г. Хромых и др. – Новосибирск: Наука, 1992. – 193 с.
191. 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.
192. Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири (Новосибирск, 2003 г.). Объяснительная записка. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2004. – 114 с.
193. Решения Всесоюзного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия, палеозоя и четвертичной системы Средней Сибири, 1979 г. Часть II (средний и верхний палеозой). – Новосибирск, 1982. – 129 с.
194. 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.
195. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертич. системе Средней Сибири (Новосибирск, 1979 г.). Часть III. Четвертичная система. – Л., 1983. – 84 с.
196. Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности (г. Тюмень, 21–27 марта 1967 г.). Часть 1. – Тюмень, 1969. – 143 с.
197. Решения 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири, Новосибирск, 1978 г. – Новосибирск, 1981. – 91 с.
198. *Розен О. М., Манаков А. В., Зинчук Н. Н.* Сибирский кратон: формирование, алмазонность. – М.: Научный мир, 2006. – 210 с.
199. *Романовская Г. М., Табачникова И. П., Дрягина Л. Л.* К вопросу о границе перми и триаса в Средней Сибири (по данным палинологии) // Палинологический метод в стратиграфии. – Л., 1973. – С. 40–59. (Труды ВСЕГЕИ. Новая серия, т. 195).
200. *Рябов В. В., Павлов А. Л., Лопатин Г. Г.* Самородное железо сибирских траппов на примере Хунгтукунского месторождения. – Новосибирск: Наука, 1985. – 169 с. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 630).
201. *Савицкий В. Е.* Материалы к стратиграфии кембрийских отложений северной и западной периферии Анабарской антеклизы // Геология и полезные ископаемые Сибирской платформы. – Л., Гостоптехиздат, 1963. – С. 3–19. (Труды НИИГА, т. 136).
202. *Садовников Г. Н., Орлова Э. Ф.* О пограничных отложениях перми и триаса северной и восточной окраин Сибирской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 1997. – Т. 5. – № 1. – С. 14–20.

203. *Сазонов А. М., Лопатин Г. Г., Калашник Н. Н.* Контайская габбро-анортозитовая интрузия – новый источник платиноидов в Маймеча-Котуйской провинции // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Центральной Сибири и прилегающих территорий. Материалы научно-практической конференции: г. Красноярск, 10–12 апреля 2007 г. – Красноярск, 2007. – С. 202–204.
204. *Сазонов А. М., Романовский А. Э., Гринев О. М.* и др. Благодороднометалльная минерализация Гулинской интрузии (Сибирская платформа) // Геология и геофизика. – 1994. – Т. 35. – № 9. – С. 51–65.
205. *Сакс В. Н.* Четвертичный период в Советской Арктике. – Л.–М.: Водтрансиздат, 1953. – 627 с. (Труды НИИГА, т. 77).
206. *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.
207. *Сакс В. Н., Ронкина З. З.* Юрские и меловые отложения Усть-Енисейской впадины. – М.: Госгеолтехиздат, 1957. – 232 с. (Труды НИИГА, т. 90).
208. Самородное металлообразование в платформенных базитах / Б. В. Олейников, А. В. Округин, М. Д. Томшин и др. – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1985. – 188 с.
209. *Сарсадских Н. Н.* Региональные и локальные закономерности размещения эндогенных месторождений алмаза. – Л.: Недра, Ленингр. отд-ние, 1973. – 68 с. // Мат-лы к совещанию «Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых», вып. 9).
210. *Сигунов П. Н.* Хунгтукунская дифференцированная никеленосная интрузия // Ученые записки НИИГА. Региональная геология, вып. 16. – Л., 1969. – С. 53–61.
211. Силур северо-запада Сибирской платформы / Ю. И. Тесаков, О. Н. Симонов, Е. О. Ковалевская и др. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2002. – 402 с.
212. 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. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 410).
213. *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.
214. *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.
215. *Соболев А. В., Каменецкий В. С., Кононова Н. Н.* Новые данные по петрологии сибирских меймечитов // Геохимия. – 1991. – № 8. – С. 1084–1095.
216. *Соболев А. В., Соболев С. В., Кузьмин Д. В.* и др. Механизм образования сибирских меймечитов и природа их связи с траппами и кимберлитами // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50. – № 12. – С. 1293–1334.
217. *Старицына Г. Н.* Рудоносность траппов северо-восточного борта Тунгусской синеклизы // Ученые записки НИИГА. Региональная геология, вып. 17. – Л., 1970. – С. 84–95.
218. *Старицына Г. Н., Томановская Ю. И., Кравцова Л. И.* Интрузивные траппы северо-восточного борта Тунгусской синеклизы (и перспективы их никеленосности). – Л.: Недра, 1972. – 212 с.
219. *Старосельцев В. С.* Тектоника базальтовых плато и нефтегазоносность подстилающих отложений. – М.: Недра, 1989. – 259 с.
220. *Старосельцев В. С., Дивина Т. А.* Нефтегазоносность ордовикско-девонских отложений севера Курейской синеклизы // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52. – № 8. – С. 1165–1171.
221. Стратиграфическая основа девонской системы Сибирской платформы / Науч. ред. Р. Г. Матухин. – Новосибирск, 1995. – 82 с.
222. Стратиграфический кодекс России. Издание третье. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. – 96 с.
223. Стратиграфический словарь СССР. Кембрий, ордовик, силур, девон. – Л.: Недра, 1975. – 622 с.

224. Стратиграфический словарь СССР. Новые стратиграфические подразделения палеозоя СССР. – Л.: Недра, 1991. – 555 с.
225. Стратиграфический словарь СССР. Триас, юра, мел. – Л.: Недра, 1979. – 592 с.
226. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Кембрий Сибирской платформы. Т. 1. Стратиграфия / С. С. Сухов, Ю. Я. Шабанов, Т. В. Пегель и др. – Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2016. – 497 с.
227. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Ордовик Сибирской платформы / А. В. Каныгин, А. Г. Ядренкина, А. В. Тимохин и др. – Новосибирск: Гео, 2007. – 269 с.
228. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Силур Сибирской платформы / Ю. И. Тесаков, Н. Н. Предтеченский, Т. В. Лопушинская и др. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000. – 403 с.
229. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Триасовая система / А. М. Казаков, А. Г. Константинов, Н. И. Курушин и др. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео». 2002. – 322 с.
230. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система / Б. Н. Шурыгин, Б. Л. Никитенко, В. П. Девятых и др. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000. – 480 с.
231. Стратиграфия ордовика Сибирской платформы / Отв. ред. Б. С. Соколов, Ю. И. Тесаков. – Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 1975. – 254 с. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 200).
232. Стратиграфия СССР. Девонская система. Кн. 2 / Отв. ред. Д. В. Наливкин, М. А. Ржонсницкая, Б. П. Марковский. – М.: Недра, 1973. – 376 с.
233. Структура и эволюция земной коры Якутии / А. Ф. Петров, Г. С. Гусев, Ф. Ф. Третьяков и др. – М.: Наука, 1985. – 247 с.
234. Структура фундамента платформенных областей СССР. Объяснительная записка к Тектонической карте фундамента территории СССР масштаба 1 : 5 000 000. – Л.: Наука, 1974. – 400 с.
235. Стулов А. Т., Бардеева М. А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Анабарская серия. Лист R-47-XXIX, XXX, 1995.
236. Сурина Н. П. О классификации и номенклатуре дайковых ультраосновных – щелочных пород Маймеча-Котуйской провинции // Карбонатиты и щелочные породы севера Сибири. – Л., 1970. С. 29–38.
237. Сурков В. С., Смирнов Л. В., Жеро О. Г. Эволюция триасовой рифтовой системы Западной Сибири // Тектонические процессы. Доклады сов. геологов на XXVIII сес. МГК (Вашингтон, июль 1989). – М.: Наука, 1989. – С. 164–172.
238. Сухов С. С., Пегель Т. В., Шабанов Ю. Я. Региональная стратиграфическая схема кембрия Сибирской платформы нового поколения: какой ей быть? // Стратиграфия и ее роль в развитии нефтегазового комплекса России. – СПб.: ВНИГРИ, 2007. – С. 266–282.
239. Тальвирский Д. Б. Тектоника Енисей-Хатангской нефтегазоносной области и сопредельных территорий по геофизическим данным. – М.: Недра, 1976. – 168 с.
240. Тараховский А. Н. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Анабарская. Лист R-47-XV, XVI. Объяснительная записка. – М., 1978. – 81 с.
241. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Отв. ред. Л. М. Парфенов, М. И. Кузьмин. – М.: Наука/Интерпериодика, 2001. – 571 с.
242. Тектоническая карта Сибирской платформы. Масштаб 1 : 1 500 000 / Гл. ред. Н. С. Малич. – М.: Аэрогеология, 1980.
243. Тектоническая карта фундамента территории СССР. Масштаб 1 : 5 000 000 / Гл. ред. Д. В. Наливкин. – М.: Аэрогеология, 1974.
244. Тесаков Ю. И. Силурийский бассейн Восточной Сибири. – Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2012–2016. Т. 1. – 2012. – 445 с.; Т. 2. – 2013. – 474 с.; Т. 3. – 2014. – 390 с.; Т. 4. – 2015. – 415 с.
245. Тесаков Ю. И., Предтеченский Н. Н., Хромых В. Г. и др. Стратиграфия силура Восточной Сибири // Геология и геофизика. – 1998. – Т. 39. – № 10. – С. 1335–1356.

246. *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.
247. *Трофимов В. Р.* Первая находка золота и платиноидов в коренных породах Крестовской интрузии (север Сибирской платформы) // Минералы и руды Красноярского края. – Красноярск, 1999. – С. 66.
248. *Туганова Е. В.* Петролого-геодинамическая модель образования сульфидных медно-никелевых месторождений // Геология и геофизика. – 1991. – № 6. – С. 3–11.
249. *Туганова Е. В., Малич Н. С.* Интрузивные траппы и перспективы никеленосности северо-восточной части Тунгусской синеклизы // Ученые записки НИИГА. Региональная геология, вып. 10. – Л., 1967. – С. 131–143.
250. *Туганова Е. В., Малич Н. С.* Перспективы выявления рудных районов норильского типа на территории Сибирской платформы // Региональная геология и металлогения. – 1994. – № 2. – С. 71–82.
251. Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины / Ред. В. С. Волкова, А. Е. Бабушкин. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2000. – 64 с.
252. 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.
253. *Федоренко В. А., Дюжиков О. А.* Периодизация позднепалеозойско-раннемезозойского вулканизма Норильского района Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 1980. – № 12. – С. 133–137.
254. *Филипцов Ю. А.* Ресурсная база нефти и газа Красноярского края и перспективы ее развития // Разведка и охрана недр. – 2010. – № 9. – С. 44–49.
255. *Филипцов Ю. А.* Геологическое строение рифейских прогибов западной части Сибирской платформы // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2011. – № 4 (8). – С. 30–47.
256. *Филипцов Ю. А., Дивина Т. А., Ларичев А. И.* Геохимические предпосылки нефтегазоносности Северо-Тунгусской НГО (по материалам бурения на Ледянской и Чириндинской площадях) // Результаты работ по межведомственной региональной научной программе «Поиск» за 1992–1993 годы. Ч. 1. – Новосибирск: Изд-во Сибирского отделения РАН НИЦ ОИГГМ, 1995. – С. 145–146.
257. *Шарпенюк Л. Н., Костин А. Е., Кухаренко Е. А.* TAS-диаграмма сумма щелочей–кремнезем для химической классификации и диагностики плутонических пород // Региональная геология и металлогения. – 2013. – № 56. – С. 40–50.
258. *Шейнманн Ю. М.* О новой петрографической провинции на севере Сибирской платформы // Известия АН СССР. Серия геологическая. – 1947. – № 1. – С. 123–134.
259. *Шейнманн Ю. М.* Очерки глубинной геологии (о связи тектоники с возникновением магм). – М.: Недра, 1968. – 231 с.
260. *Шихорина К. М.* Эффузивные породы левобережья нижнего течения реки Маймечи // Сборник статей по геологии Арктики, вып. 10. – Л., 1959. – С. 71–91. (Труды НИИГА, т. 102).
261. *Шихорина К. М.* Вулканические образования Маймеча-Котуйской провинции // Карбонатиты и щелочные породы севера Сибири. – Л., 1970. – С. 5–14.
262. *Шурыгин Б. Н.* Свитная разбивка ниже- и среднеюрских отложений в Анабаро-Хатангском районе // Новые данные по стратиграфии и фауне юры и мела Сибири. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978. – С. 19–46.
263. *Шурыгин Б. Н.* Стратиграфический объем и положение в шкале нижней и средней юры севера Сибири зон по двустворкам // Геология и геофизика. – 1987. – № 11. – С. 12–19.
264. *Эпштейн Е. М.* Гулинское месторождение флогопита // Полезные ископаемые Советской Арктики. – Л., 1958. – С. 31–41. (Труды НИИГА, т. 97).

265. *Astakhov V. I.* Pleistocene glaciations of northern Russia – a modern view // *Boreas*, 2013, v. 42, iss. 1. – P. 1–24.
266. *Astakhov V.* The postglacial Pleistocene of the northern Russian mainland // *Quaternary Science Reviews*, 2014, v. 92. – P. 388–408.
267. *Burgess S. D., Bowring S. A.* High-precision geochronology confirms voluminous magmatism before, during, and after Earth's most severe extinction // *Sci. Adv.*, 2015, v. 1, iss. 7, e1500470.
268. *Campbell I. H., Czamanske G. K., Fedorenko V. A.* et al. Synchronism of the Siberian Traps and the Permian-Triassic boundary // *Science*, 1992, v. 258, № 5089. – P. 1760–1763.
269. *Dalrymple B. G., Czamanske G. K., Fedorenko V. A.* et al. A reconnaissance $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronologic study of ore-bearing and related rocks, Siberian Russia // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1995, v. 59, № 10. – P. 2071–2083.
270. *Fedorenko V., Czamanske G.* Results of new field and geochemical studies of the volcanic and intrusive rocks of the Maymecha-Kotuy area, Siberian flood-basalt province, Russia // *International Geology Review*, v. 39, iss. 6, 1997. – P. 479–531.
271. *Hubberten H. W., Andreev A., Astakhov V. I.* et al. The periglacial climate and environment in northern Eurasia during the Last Glaciation // *Quaternary Science Reviews*, 2004, v. 23, iss. 11–13. – P. 1333–1357.
272. *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.
273. *Kamo S. L., Czamanske G. K., Amelin Yu.* et al. Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian-Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma // *Earth and Planetary Science Letters*, 2003, v. 214, iss. 1–2. – P. 75–91.
274. *Kamo S. L., Czamanske G. K., Krogh T. E.* A minimum U-Pb age for Siberian flood-basalt volcanism // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1996, v. 60, № 18. – P. 3505–3511.
275. *Nazarov D., Henriksen M.* New data on Quaternary stratigraphy of the Lower Yenisei area, Arctic Siberia // *Arctic Paleoclimate and its Extremes (APEX) Fourth International Conference and Workshop: Arctic paleoclimate proxies and chronologies.* – Iceland, 2010. – P. 62–63.
276. *Pavlov V. E., Courtillot V., Bazhenov M. L., Veselovsky R. V.* Paleomagnetism of the Siberian traps: New data and a new overall 250 Ma pole for Siberia // *Tectonophysics*, 2007, v. 443, iss. 1–2p. – P. 72–92.
277. *Reichow M. K., Pringle M. S., Al'Mukhamedov A. I.* et al. The timing and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: Implications for the end-Permian environmental crisis // *Earth and Planetary Science Letters*, 2009, v. 277, iss. 1–2. – P. 9–20.
278. *Renne P. R., Basu A. R.* Rapid eruption of the Siberian traps flood basalts at the Permian-Triassic boundary // *Science*, 1991, v. 253, № 5016. – P. 176–179.
279. *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.

Фондовая

280. *Авдалович В. С., Чалисов В. М., Виноградова А. Г.* и др. Отчет о поисковых работах по выявлению перспективных участков и проявлений исландского шпата на р. Маймеча (партия № 3, работы 1968 г.). – М., 1969. Красноярский ТФГИ, № 16680.
281. *Акимов К. Г., Марковский В. А., Пичугина Г. К., Пичугин В. А.* Геологическое строение и геоморфология бассейнов верховьев рек Котуй, Курейка, Маймеча, Аякли. (Сводный отчет о результатах геологической съемки масштаба 1 : 1 000 000, произведенной партиями № 1, 2 экспедиции НИИГА № 79/93 в бассейнах верховьев рек Курейка, Котуй-Маймеча, Аякли в 1954 г.). – Л., 1955. Красноярский ТФГИ, № 6852.
282. *Анучкина Н. П., Бобкова З. С., Фишер А. А.* и др. Отчет (промежуточный) о геологической съемке и поисках полезных ископаемых масштаба 1 : 200 000 на площади северной части листа R-47-XXXV. (партия № 11, работа 1967 г.). – М., 1968. Красноярский ТФГИ, № 16174.

283. *Анучкина Н. П., Бобкова З. С., Фишер А. А.* и др. Отчет (промежуточный) о комплексной геологической съемке масштаба 1 : 200 000, проведенной в бассейне р. Чангада, на южной половине листа R-47-XXXV (партия № 11, 1966 г.). – М., 1967. Красноярский ТФГИ, № 15576.

284. *Балдин В. А.* Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности верхнеюрско-неокомских отложений западной части Енисей-Хатангского прогиба. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. – М., 2001. – 225 с.

285. *Барсков Е. А., Кичкина С. С., Бардеев Г. М.* и др. Отчет о геологической съемке и поисках месторождений полезных ископаемых масштаба 1 : 200 000. Листы R-47-XXVII, XXVIII. (Партия № 5, работы 1968–1971 гг.). – М., 1972. Красноярский ТФГИ, № 17971.

286. *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, Маймеч, 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.

287. *Басов В. М.* Геологическое строение участка междуречья Котуй–Меймеч в их среднем течении. (Отчет о геологосъемочных работах Котуйской партии Меймечинской экспедиции за 1950 г.). – М., 1951. Красноярский ТФГИ, № 5196.

288. *Беляков Л. П., Сафронов В. П., Орлов И. М., Орго В. В.* Геологическое строение и полезные ископаемые района верхних течений рек Амбардах и Кунтыкахы. (Отчет о геологической съемке масштаба 1 : 200 000, произведенной отрядом № 2 Котуй-Муруктинской партии летом 1967 г. – Л., 1968. Красноярский ТФГИ, № 16070.

289. *Бергер А. Я., Минаева М. А., Предтеченский Н. Н.* и др. Опорные разрезы нижнего палеозоя Сибирской платформы и Сетте-Дабана. – Л., 1983. Красноярский ТФГИ, № 22775.

290. *Бергер А. Я., Предтеченский Н. Н., Минаева М. А.* и др. Разработать и внедрить корреляционные литолого-стратиграфические схемы кембрия и силура севера Сибирской платформы и Таймыра. – Л., 1988. Красноярский ТФГИ, № 25090.

291. *Бискэ С. Ф.* Геологическое строение и геоморфология юго-восточной части Таймырской низменности. (Отчет о геологической съемке масштаба 1 : 1 000 000 в районе среднего и нижнего течения р. Хеты и ее правых притоков – рр. Боярки, Романихи и Меймечи в 1950 г.). – Л., 1952. Красноярский ТФГИ, № 5301.

292. *Бобкова З. С., Фишер А. А., Фомин Ю. М.* и др. Отчет (промежуточный) о геологической съемке и поисках полезных ископаемых масштаба 1 : 200 000 на площади северной части листа R-47-XXXVI (партия 11, работа 1968 г.). – М., 1969. Красноярский ТФГИ, № 16683.

293. *Борщева Н. А.* Геологическое строение и геоморфология бассейна среднего течения р. Котуй. (Отчет о геологической съемке масштаба 1 : 1 000 000 партии № 2 экспедиции № 60, 1951 г.). – Л., 1952. Красноярский ТФГИ, № 5650.

294. *Бутакова Е. Л.* Щелочные интрузии участка верховьев рек Кындына и Далбыхи (водораздел рек Маймечи и Котуя) (отчет по теме 167а). – Л., 1957. Красноярский ТФГИ, № 5430.

295. *Бушканец Ю. С., Беляков Г. Д., Невская А. В., Судаков Л. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые района верховьев рек Ледяной и Лев. Боярки (отчет о результатах геологической съемки масштаба 1 : 200 000, проведенной отрядом Хетской партии Норильской экспедиции НИИГА летом 1971 г.) – Л., 1972. Красноярский ТФГИ, № 17963.

296. *Вайнерман П. Б., Готфрид Б. А., Красавин А. Д.* и др. Алмазонасность рыхлых отложений бассейна рек Котуй и Маймеч. – М., 1953. Красноярский ТФГИ, № 6098.

297. *Волков Е. И., Бетту А. С., Игневская Л. В.* и др. Отчет о поисковых работах на медно-никелевые руды в пределах Боярско-Дельканской мульды за 1977 г. – Норильск., 1978. Красноярский ТФГИ, № 20700.

298. *Волосатов А. А., Глаголева З. А., Красавин А. Д., Полькин Я. И.* Отчет о геолого-поисковых исследованиях Северо-Хетской экспедиции в бассейнах рек Меймечи и Котуя в 1945–1947 гг. – М., 1949. Красноярский ТФГИ, № 4327.

299. *Ворошилов М. В., Манюта А. А., Неменёнок Т. И.* Отчет о поисково-ревизионных работах на цветные халцедоны в бассейнах рек Хатанга, Хета, Кыстыктах за 1971–1972 гг. – Норильск, 1972. Красноярский ТФГИ, № 17807.

300. *Воскресенский С. В.* Тектоника северо-западной части Сибирской платформы. – Л., 1956. Красноярский ТФГИ, № 5356.

301. *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.

302. *Гирн В. В., Науменко Н. Г.* Поиски апатитов в карбонатах Гулинского массива. (Отчет Маймечинской партии за 1985–1986 гг.) – пос. Хатанга, 1986. Красноярский ТФГИ, № 24040.

303. *Глебовский Ю. С.* Аэромагнитная съемка в северной части Котуй-Хетского междуречья. – Л., 1955. Красноярский ТФГИ, № 7182.

304. *Гольдбурт Т. Л., Егоров Л. С., Шихорина К. М.* и др. Гулинская интрузия ультраосновных и щелочных пород (отчет по теме 1676). – Л., 1957. Красноярский ТФГИ, № 5594.

305. *Гольдбурт Т. Л., Шихорина К. М., Егоров Л. С.* и др. Геологическое строение западной части Сабыда-Гулинской интрузии. (Отчет результатов геологической съемки масштаба 1 : 100 000, проведенной экспедицией Н-92 летом 1954 г. в районе Гулинского месторождения флогопита. – Л., 1955. Красноярский ТФГИ, № 7053.

306. *Гончаров М. М., Мартышкин М. А., Зверева С. И.* и др. Отчет по поисково-съемочным работам масштаба 1 : 50 000 в пределах Романихинской площади Западного Прианабарья (листы R-47-56-А,Б,В,Г; R-47-57-А,Б,В,Г; R-47-58-А,Б,В,Г) за 1979–1983 гг. – пос. Хатанга, 1983. Красноярский ТФГИ, № 22647.

307. *Гуголь Р. Ф., Петелин В. П.* Геологические исследования в бассейнах рек Хеты и Хатанги в 1946–1947 гг. Отчет геологической партии. – М., 1948. Красноярский ТФГИ, № 3733.

308. *Гусев Б. В.* Интерпретация магнитных аномалий Маймеча-Котуйского района. – Л., 1959. Красноярский ТФГИ, № 8715.

309. *Гусев Б. В., Пискарев А. Л., Польшин Я. И.* Расчленение траппового комплекса севера Сибирской платформы по геофизическим данным. – Л., 1964. Красноярский ТФГИ, № 13461.

310. *Гусев Б. Е., Чайка Л. А.* Палеомагнитная характеристика траппов северной части Сибирской платформы. – Л., 1961. Красноярский ТФГИ, № 11400.

311. *Данилин Е. Л., Крюков А. В., Микрюкова Л. Н.* Поиски месторождений апатита в Маймеча-Котуйской провинции на массивах Далбыча и др. (Отчет Далбычской партии за 1979–1982 гг.). – Красноярск, 1982. Красноярский ТФГИ, № 22237.

312. *Дараган-Суцов Ю. И.* История формирования вулканогенной толщи Тунгусской синеклизы. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Л., 1984. – 232 с. Фонды ВСЕГЕИ, № 15194.

313. *Дивина Т. А., Салихов А. А., Старосельцев В. С.* и др. Дать геологическое обоснование и разработать проекты параметрического бурения, изучить разрезы скважин и осуществить научное обобщение полученных результатов по Северо-Тунгусской НГО (результаты бурения в северной части Северо-Тунгусской НГО). – Красноярск, 1990. Красноярский ТФГИ, № 25756.

314. *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.

315. *Дорофеев Н. П.* Отчет о поисковых и поисково-оценочных работах на уголь в центральной части Тунгусского угольного бассейна за 1999 г. (Геологическое доизучение площади месторождения Чопко). – Красноярск, 2000. Красноярский ТФГИ, № 27696.

316. *Евтушенко В. М., Ивлев Н. Ф., Каценко С. А.* и др. Геохимия перспективных на нефть и газ кембрийских отложений северо-восточного борта Тунгусской синеклизы. – Новосибирск, 1974. Красноярский ТФГИ, № 18752.

317. *Егоркин А. В., Данилова Э. Г., Данилова Т. И.* и др. Строение земной коры и верхней мантии вдоль профилей оз. Тенгиз–г. Норильск–море Лаптевых, оз. Пясино–оз. Кета. Отчет камеральной партии СРГЭ о результатах региональных сейсмических исследований ГСЗ, МОВЗ, проведенных в 1986–1988 гг. на территории Казахстана и Сибири. – М., 1988. Красноярский ТФГИ, № 25081.

318. *Егоров В. Н.* История геологического развития Хетско-Котуйского междуречья (север Сибирской платформы). Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. – Л., 1987. 237 с. Фонды ВСЕГЕИ, № 15598.

319. *Егоров Л. С., Сурина Н. П.* Геологическое строение и полезные ископаемые интрузий Романиха, Атырдык, Чангит и Одихинча. (Отчет о маршрутных геолого-поисковых работах партии № 2 Маймечинской экспедиции, проведенных на левобережье р. Маймечи и правом берегу р. Котуя в 1958 г.). – Л., 1959. Красноярский ТФГИ, № 8592.

320. *Егоров Л. С., Сурина Н. П.* Геологическое строение и полезные ископаемые интрузий Далбыхской группы и массива Бор-Урях. (Отчет о маршрутных геолого-поисковых работах партии № 3 Маймечинской экспедиции, проведенных на водоразделе рек Маймечи и Котуя в 1959 г.). – Л., 1960. Красноярский ТФГИ, № 9618.

321. *Егоров Л. С., Сурина Н. П.* при участии *Дорошевской Т. Г.* Хризолитоносные гипербазиты и апатитовые руды Маймеча-Котуйской провинции. – Л., 1970. Красноярский ТФГИ, № 17185.

322. *Емельянов Н. И., Анучкина Н. П., Бобкова З. С.* и др. Отчет об аэрофотогеологической съемке и поисках месторождений полезных ископаемых масштаба 1 : 200 000 на листах R-46-XXI–XXIV, R-46-XXVII–XXX, XXXV, XXXVI, R-47-XXV, XXVI, XXXI, XXXII, Q-46-III–VI, IX–XII, XVI–XVIII, XXIII, XXIV, Q-47-I, II, VII, VIII, IX (северная часть), XIII–XVI, XIX–XXII, XXV, XXVI (партия № 4, работы 1971–1976 гг.). – М., 1976. Красноярский ТФГИ, № 19841.

323. *Емельянов Н. И., Полицук М. И., Нестерова С. М.* и др. Отчет (промежуточный) о геологической съемке и поисках месторождений полезных ископаемых масштаба 1 : 200 000, южная половина листа R-47-XXXIII (партия № 4, работы 1968 г.). – М., 1969. Красноярский ТФГИ, № 16679.

324. *Емельянова А. И., Нестерова С. М., Чалисов В. М.* Отчет о геологической съемке и поисках месторождений полезных ископаемых масштаба 1 : 200 000. Листы R-47-XXXIII, R-47-XXXIV (партия № 4, работы 1968–1971 гг.). – М., 1972. Красноярский ТФГИ, № 17972.

325. *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.

326. *Ивлев Н. Ф.* Стратиграфия и литолого-геохимические критерии оценки перспектив нефтегазоносности кембрийских доломитовых толщ Западного Прианбарья. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. – Новосибирск, 1979. 254 с.

327. *Идиятов Р. Х., Кушнир Д. Г., Казаис В. И.* и др. Проведение комплексных полевых геофизических работ с целью подготовки новых зон нефтегазоаккумуляции в центральной части Енисей-Хатангского прогиба (Центрально-Таймырская площадь). – Уфа, 2016. Красноярский ТФГИ, № 33170.

328. *Исаев А. В., Ефимов А. С., Беляев С. Ю.* и др. Систематизация, дообработка и интерпретация данных геофизических исследований прошлых лет (сейсморазведка, электроразведка, исследование скважин и петрофизика) по территории Енисей-Хатангского прогиба с целью картирования и обоснования зон нефтегазоаккумуляции. – Новосибирск, 2009. Красноярский ТФГИ, № 29786.

329. *Калистратов Ю. А., Дашкевич Н. Н., Калистратова Л. Н., Федунова И. А.* Отчет о результатах региональных работ МОВЗ в бассейне реки Котуй. (Котуйская партия № 113/84–86). – Енисейск, 1986. Красноярский ТФГИ, № 24141.

330. *Козырев В. Д., Полякова Г. А., Кулик Г. Д.* Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности западного крыла и северо-восточной части Тунгусской синеклизы. – Л., 1959. Красноярский ТФГИ, № 9078.

331. *Козырев С. М., Комарова М. З., Попов В. В.* и др. Отчет о научно-исследовательской работе «Исследование, в том числе, специализированное на ЭПГ, минералогии и вещественного состава оруденения на перспективных объектах, выявленных поисково-разведочными работами ППП «Норильскгеология». – СПб., 2001. Технический архив ООО «Институт Гипроникель», № 117726.

332. *Комарова М. З.* Интрузивный магматизм северной части Норильского плато. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. – Норильск, 1974. – 22 с.

333. *Криночкин Л. А.* (отв. исп.). Составление геохимических основ Гостгеолкарты-1000/3 листов М-36, -37; Р-39; R-46, -47; S-46, -47; Q-1, -2. – М., 2013. Росгеолфонд, № 511174.

334. *Круговых В. В.* Палинологическое обоснование пермо-триасовых вулканогенных образований западной части Сибирской платформы с составлением атласа миоспор. Отчет за 1992–1994 гг. – Красноярск, 1994. Красноярский ТФГИ, № 30075.

335. *Кузнецов В. П., Жильцов А. Т., Недвецкая Р. А., Красавин А. Д.* Сводный геологический отчет о промыочно-обогатительных работах на объектах рек Меймеча–Котуй и Гули–Котуй на 1950–1951 гг. – 1953. Красноярский ТФГИ, № 5839.

336. *Кузнецов Л. Л., Конторович А. А., Кяргина Л. И.* и др. Научное обобщение геолого-геофизических материалов с целью структурно-фациального и нефтегазогеологического районирования перспективных земель территории Таймырского АО. – Красноярск, 2001. Красноярский ТФГИ, № 30388.

337. *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.

338. *Кушнир Д. Г.* Геологическое строение зоны сочленения Енисей-Хатангского регионального прогиба с Сибирской платформой в междуречье Хеты и Котуя по геофизическим данным. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. – Екатеринбург, 2005. – 154 с.

339. *Куштаренко Ю. С., Пальмова В. П., Багдасаров Ю. А.* и др. Предварительная оценка технологических свойств редкометалльных карбонатитов рудопроявления Далбыха. – Пос. Бронницы, 1984. Красноярский ТФГИ, № 23195.

340. *Лазарев Ф. Д., Петров Ю. М., Альтицулер М. И.* и др. Подготовка геофизической основы для ГСР-50 и поисков на Гулинской площади. – Норильск, 1998. Красноярский ТФГИ, № 30347.

341. *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.

342. *Ларичев А. И., Чеканов В. Н., Оленникова Е. В.* и др. Разработка геологической модели строения палеозойских и мезозойских осадочных комплексов Енисей-Хатангской НГО. – СПб., 2015. Фонды ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг».

343. Легенда Анабаро-Виллюйской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Объяснительная записка / Гл. ред. М. С. Мащак. – СПб., 2009.

344. Легенда Норильской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Пояснительная записка / Гл. ред. Н. С. Малич. – СПб., 2004.

345. *Ленькин Е. Н., Тараховский А. Н., Сафронов В. П.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Большая Романиха–Малая Романиха (отчет о результатах геологической съемки масштаба 1 : 200 000, проведенной отрядом Кунтыкахской партии Норильской опытно-методической тематической экспедиции НИИГА летом 1970 г.). – Л., 1971. Красноярский ТФГИ, № 17401.

346. *Липков Л. З., Стрелков Б. И., Беспалая Е. А.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые района верхнего течения р. Маймечи (отчет о геологической съемке

масштаба 1 : 200 000, проведенной отрядом Маймечинской и Туколанской партий Норильской экспедиции летом 1969 г.). – Л., 1970. Красноярский ТФГИ, № 17060.

347. *Литвинова Т. П., Красинский Е. М., Кудрявцев И. В.* и др. Актуализировать сводную цифровую геофизическую основу аномального магнитного и гравитационного полей масштаба 1 : 2 500 000 России по новым картографическим материалам и данным среднекрупномасштабных геофизических съемок. – СПб., 2014. Росгеолфонд, № 515799.

348. *Литвинова Т. П., Кудрявцев И. В., Белов Е. А.* и др. Создание и актуализация опережающих геофизических основ Госгеолкарты-1000/3 листов О-55, О-56, Р-59, Р-53, N-38, R-46, R-47, Q-54. – СПб., 2016. Росгеолфонд, № 524347.

349. *Лопатин Г. Г., Гончаров М. М., Межубовская В. И.* и др. Отчет по поисково-съемочным работам масштаба 1 : 50 000 в пределах Хининдинской площади Западного Прианбарья (листы R-47-47-В,Г; R-47-48-Б,В,Г; R-47-59-А,Б; R-47-60-А,Б; R-48-37-А,В) за 1978–1981 г. – пос. Хатанга, 1981. Красноярский ТФГИ, № 21958.

350. *Лопатин Г. Г., Мартышкин М. А., Лопатина Л. А.* и др. Отчет по поисково-съемочным работам масштаба 1 : 50 000 в пределах Хунгтукунской площади на северо-востоке Тунгусской синеклизы (R-47-66-Б,Г; R-47-67-А,Б,В,Г; R-47-68-А,Б) за 1981–1984 гг. – пос. Хатанга, 1984. Красноярский ТФГИ, № 23208.

351. *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.

352. *Лопатин Г. Г., Нецаев 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 ППП Норильскгеология за 1990–1996 гг. – Талнах, 1998. Красноярский ТФГИ, № 30316.

353. *Лопатин Г. Г., Трофимов В. Р., Иванов О. Б.* и др. Групповая геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 с общими поисками и мелкомасштабное глубинное геологическое картирование на Гулинской площади. Информационный отчет ООО «ПГРЭ» за 1996–2002 гг. – Пос. Хатанга, 2002. Красноярский ТФГИ, № 30610.

354. *Мамаева Е. И.* Минерагеня ультрабазит-карбонатитовых массивов севера Сибирской платформы. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. – СПб., 2006. – 22 с.

355. *Маркович Л. А., Межубовская В. И., Кириченко Т. Ф., Гуревич А. Б.* Отчет о ревизионных работах на медно-никелевые руды в пределах Боярско-Дельканской мульды (Ханарский участок) за 1978–1980 гг. – пос. Хатанга, 1980. Красноярский ТФГИ, № 21441.

356. *Марковский В. А., Семенов В. А., Былинский Р. В.* Геологическое строение и полезные ископаемые района верхних течений рек Аякли и Хибарба. (Отчет о геологической съемке масштаба 1 : 200 000, произведенной отрядом № 1 Котуй-Муруктинской партии летом 1967 г.). – Л., 1968. Красноярский ТФГИ, № 16069.

357. *Марковский В. А., Судаков Л. А., Борисов В. И.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Амбардаха и Кунтыкахи (отчет о результатах геологической съемки масштаба 1 : 200 000, проведенной отрядом Котуй-Муруктинской партии Норильской геологической экспедиции НПО «Севморгео» летом 1972 г.). – Л., 1973. Красноярский ТФГИ, № 18421.

358. *Медовый В. И., Барташевич О. В., Крылова Т. А.* и др. Результаты геохимических исследований керны и шлама Лебянской, В-Юктаконской и Ангарских параметрических скважин. – Раменское, 1993. Красноярский ТФГИ, № 26480.

359. *Межвилк А. А., Пичугина Г. К.* Геологическое строение района истоков рек Котуй, Аян, Курейка. (Отчет о геологической съемке масштаба 1 : 1 000 000 партии № 2 экспедиции 79а за 1955 г.). – Л., 1956. Красноярский ТФГИ, № 7183.

360. *Микрюкова Л. Н., Чернавин Н. К.* Поиски месторождений апатита в центральной части Гулинского массива. (Отчет Гулинской партии за 1982–1984 гг.) – Красноярск, 1984. Красноярский ТФГИ, № 23048.

361. *Мильштейн Е. Д., Ронин А. Л., Кашубин С. Н.* и др. Разработка геолого-методических основ создания Государственной сети геолого-геофизических профилей, параметрических и сверхглубоких скважин. – СПб., 2010. Росгеолфонд, № 497344.

362. *Митрошин М. И., Невская А. В., Крюков В. Д.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Правой илевой Боярок. (Отчет о результатах геолого-съемочных работ масштаба 1 : 200 000, проведенных Хетской партией Норильской экспедиции Объединения «Севморгео» летом 1972 года). – Л., 1973. Красноярский ТФГИ, № 18445.

363. *Нагайцева Н. Н., Ленькин Е. Н., Дюжииков А. А.* Стратиграфия пермских и триасовых вулканогенных образований Норильско-Харалахского района. – Л., 1973. Красноярский ТФГИ, № 18422, т. II.

364. *Назаров Д. В.* Четвертичные отложения центральной части западно-сибирской Арктики. Автореферат канд. дисс. – СПб., 2011. – 26 с.

365. *Науменко Н. Г., Лопатина Л. А., Дроботенко Е. А.* и др. Поиски россыпного золота в Гулинском районе с поисково-оценочными работами в бассейне верхнего течения р. Гулз. Отчет Гулинского участка за 1991–1996 гг. – Пос. Хатанга, 1996. Красноярский ТФГИ, № 30275.

366. *Падерин П. Г., Онищенко А. Н., Лазарев Ф. Д.* и др. Опережающие геофизические исследования в пределах Хантайско-Рыбинского поднятия с целью оценки перспектив медно-никелевого оруденения. – СПб., 2014. Красноярский ТФГИ, № 32606.

367. *Пантелеева Л. А., Пантелеев А. В., Ключко В. П.* Обобщение геолого-геофизических материалов с целью уточнения перспектив нефтегазоносности восточной части Енисей-Хатангского регионального прогиба и Анабаро-Хатангской седловины (отчет ООО НПК ГеоСервис за 2000–2002 гг.). – Красноярск, 2002. Красноярский ТФГИ, № 30597.

368. *Подкопаев Е. И.* Геологическое строение района бассейна р. Туколан и оз. Ессей. (Отчет партии № 1 экспедиции № 60 за 1951 г.). – Л., 1952. Красноярский ТФГИ, № 5602.

369. *Полькин Я. Э.* Геология и геоморфология бассейна верхнего течения рек Меймечи и Туколан – левого притока р. Котуя. (Окончательный отчет Верхне-Меймечинской партии по результатам геологической съемки масштаба 1 : 1 000 000 в 1950 г.). – М., 1951. Красноярский ТФГИ, № 5622.

370. *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.

371. *Прохорова С. М., Егоров Л. С., Иванова Н. З., Михайлова А. Ф.* Флогопитоносность ультраосновных и щелочных пород Маймеча-Котуйской провинции. – Л., 1962. Красноярский ТФГИ, № 12023.

372. *Радько В. А., Душаткин А. Б., Савушкин М. П.* и др. Отчет о геологическом доизучении масштаба 1 : 200 000 на Авамской площади, листы R-46-XVII, XVIII; R-47-XIII, XIV. – Норильск, 1998. Красноярский ТФГИ, № 30380.

373. *Радько В. А., Музыкава Л. Н., Бадина И. Г.* и др. Отчет о разработке и внедрении легенды Маймеча-Котуйской серии листов Госгеолкарты-200 на 1994–1997 гг. – Норильск, 1997. Красноярский ТФГИ, № 27460.

374. *Савинский К. А., Абрамов А. Н., Дьячков Н. П.* и др. Составление гипсометрической карты поверхности кристаллического фундамента на листы S-47, 48 и R-46, 47 масштабов 1 : 1 000 000 и 1 : 2 500 000. – М., 1977. Красноярский ТФГИ, № 31086.

375. *Савушкин М. П., Седов В. Н., Мельников Ю. О.* и др. Геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 и подготовка к изданию листов Госгеолкарты-200 R-46-XIII, XIV; R-46-XV, XVI (Авамская площадь, вторая очередь). Информационный отчет о результатах незавершенных работ за 1999–2002 гг. – Талнах, 2002. Красноярский ТФГИ, № 30582.

376. *Сакс В. Н., Грамберг И. С., Ронкина З. З.* Мезозойские отложения Хатангской впадины. – Л., 1956. Красноярский ТФГИ, № 6574.

377. *Сафронов В. П., Былинский Р. В., Орлов И. М.* Геологическое строение и полезные ископаемые правобережья среднего течения р. Аякли и левобережья верхнего течения р. Правой Боярки. (Отчет о геологической съемке масштаба 1 : 200 000, проведенной

- отрядом № 2 Котуй-Муруктинской партии летом 1966 г.). – Л., 1967. Красноярский ТФГИ, № 15488.
378. *Сафронов В. П., Соловьев И. А.* (при участии В. И. Ушакова). Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Лево́й и Право́й Боярок. (Отчет о геологосъемочных и поисковых работах масштаба 1 : 200 000, проведенных отрядом № 2 Котуй-Муруктинской партии в 1965 г.). – Л., 1966. Красноярский ТФГИ, № 14663.
379. *Сигунов П. Н., Семенова В. А., Томановская Ю. И.* Отчет о поисковых работах, проведенных отрядом № 3 Котуй-Муруктинской партии в бассейнах рек Ледяной, Лево́й Боярки и Укси в 1966 г. – Л., 1967. Красноярский ТФГИ, № 15414.
380. *Сигунов П. Н., Сурина Н. П., Яловой А. А.* Геологическое строение Хунгтукунской дифференцированной интрузии и связанные с нею медно-никелевые вкрапленные руды и самородное железо (отчет о поисковых работах, проведенных отрядом № 3 Котуй-Муруктинской партии в бассейне верхнего течения р. Малая Романиха в 1967 г.). – Л., 1968. Красноярский ТФГИ, № 16084.
381. *Скундин В. С., Исаева Л. Л., Азарова В. Г.* и др. Отчет об аэрофотогеологическом картировании и поисках месторождений полезных ископаемых масштаба 1 : 200 000 на листах: S-46-XXIX, XXX, XXXV, XXXVI; S-47-XIX–XXII, XXV–XXVIII, XXXI–XXXIII; R-46-V, VI, XI, XII; R-47-I–III, VII–IX (партия № 3, работы 1973–1976 гг.). – М., 1976. Красноярский ТФГИ, № 19800.
382. *Смирнов Л. П., Воронков А. В., Голованов Н. П.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые территории восточной части листа R-47-XVII, XVIII. (Отчет о геологосъемочных работах масштаба 1 : 200 000, проведенных партиями №№ 1, 2 и отрядом увязочных маршрутов Маймечинской экспедиции в бассейне среднего течения р. Маймечи в 1959 г.). – Л., 1960. Красноярский ТФГИ, № 9473.
383. *Смирнов Л. П., Сафронов В. П., Либерзон В. З., Иванов Ф. И.* Геологическое строение территории западной части листа R-47-XVII, XVIII. (Отчет о геологосъемочных работах масштаба 1 : 200 000, проведенных партией № 1 Маймечинской экспедиции по левобережью р. Маймечи в 1958 г.). – Л., 1959. Красноярский ТФГИ, № 8931.
384. *Станкевич И. В., Агеев А. Н., Останин И. В.* Отчет партии № 1 о поисково-оценочных работах на уголь на месторождении Чопко с подсчетом запасов по состоянию на 1.01.1998 г. – М., 1998. Красноярский ТФГИ, № 27404.
385. *Старицына Г. Н., Кравцова Л. И., Томановская Ю. И.* Петрология и медно-никелевое оруденение интрузивных траппов бассейна р. Маймечи. – Л., 1968. Красноярский ТФГИ, № 16403.
386. *Старицына Г. Н., Нагайцева Н. Н., Аглонов В. С.* и др. Перспективы никеленосности северного и южного обрамления Енисей-Хатангского прогиба в связи с формационными особенностями траппов. – Л., 1975. Красноярский ТФГИ, № 19520.
387. *Старишинов Ф. А., Лосев В. М., Скобелин А. А.* Отчет о геолого-поисковых работах в Котуй-Маймечинском районе и на Гулинском месторождении флогопита в 1960 г. (Гулинская поисково-разведочная партия). – Норильск, 1961. Красноярский ТФГИ, № 10867.
388. *Степашин С. С.* Отчет о геологической съемке масштаба 1 : 1 000 000 бассейна верхнего и среднего течения реки Хатанги в 1949 г. – М., 1950. Красноярский ТФГИ, № 4742.
389. *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.
390. *Сурков В. С., Гришин М. П., Ларичев А. И.* и др. Изучить рифейские отложения Сибирской платформы, выполнить количественную оценку перспектив нефтегазонасности и определить направления геологоразведочных работ на нефть и газ. Отчет о научно-исследовательской работе. – Новосибирск, 1991. Красноярский ТФГИ, № 31346.
391. *Сурков В. С., Лотышев В. И., Старосельцев В. С.* и др. Выявить пространственно-временные закономерности процессов нафтидо- и рудогенеза, формирования и размещения полезных ископаемых в недрах Сибири на основе моделирования строения нефтега-

зоносных провинций и минерагенических зон. – Новосибирск, 2004. Красноярский ТФГИ, № 28750.

392. *Тараховский А. Н., Липков Л. З., Сизунов П. Н.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые района верховьев рек Правая Боярка и Прав. Атырдык. (Отчет о результатах геологической съемки масштаба 1 : 200 000, проведенной отрядом Кунтыкахской партии НОМТЭ НИИГА летом 1969 г.). – Л., 1970. Красноярский ТФГИ, № 17059.

393. *Тараховский А. Н., Сафронов В. П., Липков Л. З.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые района р. Баты-Юрях. (Отчет о результатах геологической съемки масштаба 1 : 200 000, проведенной отрядом Кунтыкахской партии Норильской КОМТЭ НИИГА летом 1971 г.) – Л., 1972. Красноярский ТФГИ, № 17962.

394. *Туганова Е. В., Дараган-Суцов Ю. И., Егоров В. Н.* и др. Оценка перспектив меди и никеленосности Маймеча-Чокурдахского и Курейско-Котуйского районов. – Л., 1983. Красноярский ТФГИ, № 22636.

395. *Туганова Е. В., Егоров В. Н., Дараган-Суцов Ю. И.* и др. Оценка перспектив меденикеленосности Маймеча-Котуйского и Сыверминского районов (северо-запад Сибирской платформы). – Норильск–Л., 1980. Красноярский ТФГИ, № 21311.

396. *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.

397. *Фатин А. Н., Нечаев П. С., Звягина Г. Ф.* и др. Структурное бурение по опорному профилю через Лебянский свод. Отчет Структурного участка за 1988–1990 гг. – пос. Хатанга, 1990. Красноярский ТФГИ, № 25742.

398. *Федоренко В. А.* Произвести доизучение магматических образований Маймеча-Котуйского района на базе современных геохимических данных. (Информационный отчет по теме за 1997 г.) – М.–Норильск, 1997. Красноярский ТФГИ, № 30315.

399. *Федоренко В. А.* Характеристика вулканической толщи, даек и силлов бассейна р. Маймеча и сведения об изотопном составе Fe, Ni, и Cu в магматических породах и рудах Норильского района. (Информационный отчет). – М., 1997. Красноярский ТФГИ, № 30314.

400. *Фетисова А. М.* Магнитная стратиграфия вулканических пород Маймеча-Котуйской провинции и длительность формирования траппов северо-запада Сибирской платформы. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. – М., 2014. – 114 с.

401. *Фишер Э. Л., Бобкова З. С., Белозерова Н. Н.* и др. Отчет о геологической съемке и поисках месторождений полезных ископаемых масштаба 1 : 200 000. Листы R-47-XXXV, R-47-XXXVI (партия № 11, работы 1966–1969 гг.) – М., 1970. Красноярский ТФГИ, № 17151.

402. *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.

403. *Цывьян Л. К., Ворошилов М. В., Киселев Ю. Н.* и др. Результаты работ на алмазы в Котуй-Маймечинском междуречье и в бассейне р. Тукалан. (Отчет о работах Восточной партии за 1968–1969 гг.). – Норильск, 1969. Красноярский ТФГИ, № 16572.

404. *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.

405. *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.

406. *Четвергов А. П.* Отчет о гравиметрической съемке масштаба 1 : 200 000 на Котуйской площади. Листы R-47-IV, V, VI, X, XI, XII, XVI, XVII, XVIII; R-48-I, II, III, IV, V, VI,

VII, VIII, IX, X, XIII (работы Котуйской партии за 1977–1978 гг.). – Красноярск, 1978. Красноярский ТФГИ, № 20539.

407. *Чеха В. П.* Поиски бокситов в бассейнах рек Котуй и Маймеча (Западное Прианбарье). Отчет Эвенкийской партии за 1977–1979 гг. – Пос. Мотыгино, 1979. Красноярский ТФГИ, № 21017.

408. *Чижев Ю. Л., Орлов Ю. С., Вишневский В. А.* Геологическое строение бассейна верхнего течения р. Котуй и результаты поисковых работ на исландский шпат (отчет партии № 20 за 1967 г.). – М., 1968. Красноярский ТФГИ, № 16087.

409. *Шадрин Л. М., Лисенков А. А.* Результаты поисковых работ в бассейне р. Делькан. (Промежуточный отчет о работах Восточной партии за 1966 г.). – Норильск, 1967. Красноярский ТФГИ, № 15421.

410. *Шевцов А. П., Чеха В. П.* Поиски месторождений бокситов в междуречье Быхыт-тах–Тукалана (отчет Эвенкийской партии за 1976–1977 гг.). – Пос. Мотыгино, 1978. Красноярский ТФГИ, № 20556.

411. *Шейнманн Ю. М.* О новой петрографической провинции на севере Сибирской платформы. – Норильск, 1944. Красноярский ТФГИ, № 10896.

412. *Эпштейн Е. М., Анисеева Л. И., Гольбурт Т. Л.* и др. Геология и полезные ископаемые карбонатитов Гулинского плутона. (Отчет о поисково-разведочных работах Гулинской экспедиции за 1958 г.). – Л., 1959. Красноярский ТФГИ, № 8615.

413. *Эпштейн Е. М., Анисеева Л. И., Малов В. Г., Поршнев Г. И.* Гулинское месторождение флогопита на севере Сибирской платформы. (Окончательный отчет экспедиции № 87а о поисково-разведочных работах за период с 1952 по 1955 г. с подсчетом запасов по состоянию на 01 января 1956 г.) – Л., 1956. Красноярский ТФГИ, № 4394.

414. *Эпштейн Е. М., Иванова Н. З.* Геология и полезные ископаемые карбонатитов Гулинского плутона. Том III. Пироксеновые руды Гулинского месторождения. (Минералогия пироксена, обогатимость пироксеновых руд и кондиции). Дополнение к отчету о поисково-разведочных работах Гулинской экспедиции за 1958 г. – Л., 1960. Красноярский ТФГИ, № 9724.

415. *Юшкина Т. В., Глаголева З. А.* Отчет о геологической съемке масштаба 1 : 25 000 и поисковых работах на Гулинском месторождении слюды за 1950–1951 гг. – М., 1951. Красноярский ТФГИ, № 5799.

**Список месторождений, проявлений и пунктов минерализации полезных ископаемых,
шлиховых и геохимических ореолов и точечных аномалий, показанных на листе R-47
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			
VI-4-12	ММ	Чопко	89, 315, 384
III-1-18	П	Река Лев. Боярка 6	52, 57
III-1-23	П	Река Лев. Боярка 8	52, 57
III-2-6	П	Река Лев. Боярка 11	52
III-3-10	П	Река Ханар 3	240
III-3-11	П	Река Логоки 6	240
III-3-13	П	Река Ханар 4	240
III-3-16	П	Река Ханар 6	240
III-3-17	П	Река Ханар 5	240
III-5-3	П	Река Коготок 1	306
IV-1-5	П	Река Хибарба 2	142
IV-2-7	П	Река Хугдякит 2	142
IV-2-8	П	Гора Баселак	142
IV-2-10	П	Река Дюрняки	142
IV-2-15	П	Река Аякли 4	142
V-2-2	П	Река Хугдякит 8	57
V-2-3	П	Река Кунтыкахы 7	322
V-2-5	П	Озеро Нерангда 2	57
V-3-4	П	Озеро Нерангда 4	108
V-3-5	П	Река Мирюка 1	108
V-3-7	П	Озеро Мирюка	108
V-3-10	П	Озеро Янгыса 2	108
V-3-13	П	Озеро Турукэ 3	108
V-3-15	П	Озеро Турукэ 5	108
V-3-16	П	Озеро Янгыса 3	108
V-3-19	П	Река Маймеча 19	108
V-3-21	П	Река Маймеча 20	108
V-3-24	П	Озеро Себяки	108
V-3-26	П	Озеро Хамыр	52
V-4-7	П	Река Маймеча 25	108

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
V-4-17	П	Река Чангада 7	108
VI-4-3	П	Река Чангада 12	89
VI-4-5	П	Река Чангада 13	89
VI-4-8	П	Река Чангада 14	89
VI-4-11	П	Река Бираякан	89
VI-4-16	П	Река Прав. Чопко 1	89
VI-4-18	П	Река Прав. Чопко 3	89
VI-5-5	П	Река Чангада 16	20
Уголь бурый			
I-4-2	П	Лев. приток р. Бол. Россомашья 2	402
I-5-6	П	Река Булун 1	57
I-5-8	П	Река Мал. Сабыда 1	57
I-6-5	П	Река Булун 2	57
I-6-7	П	Река Мал. Сабыда 3	57
I-6-8	П	Река Сабыда 2	57
I-6-11	П	Река Мал. Сабыда 6	57
I-6-13	П	Река Сабыда 5	57
I-6-15	П	Река Сабыда 7	402
I-6-17	П	Река Баттагай 2	402
I-6-19	П	Река Баттагай 3	402
I-6-20	П	Река Тоняктах 2	402
II-4-2	П	Река Маймеча 1	402
II-5-2	П	Река Маймеча 3	402
II-5-3	П	Река Контай-Балаганнах 1	402
II-5-4	П	Река Контай-Балаганнах 2	402
Уголь сапропелевый			
III-4-19	ММ	Атырдыкское	350
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ			
Черные металлы			
Железо			
III-4-10	П	Река Хунгтукун 2	350
III-4-12	П	Река Хунгтукун 4	350
III-6-18	П	Далбыха	325
VI-1-1	П	Река Люксина	322
I-4-5	ПМ	Река Хета 2	52
I-6-9	ПМ	Река Сабыда 3	52
II-1-3	ПМ	Река Ледяная 4	52

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
II-4-3	ПМ	Река Маймеча 2	52
III-2-2	ПМ	Река Прав. Боярка 5	52
III-5-6	ПМ	Река Коготок 2	306
III-5-7	ПМ	Река Коготок 3	306
III-5-12	ПМ	Река Бол. Романиха 7	306
IV-1-3	ПМ	Река Хибарба 1	142
IV-2-11	ПМ	Река Хугдякит 3	142
IV-3-9	ПМ	Река Кунтыкахы 2	57
VI-2-8	ПМ	Река Хуричи	322
VI-3-8	ПМ	Река Дагалдын 1	89
VI-4-2	ПМ	Река Чангада 11	89
М а р г а н е ц			
III-5-8	ПМ	Река Маймеча 36	213
III-6-5	ПМ	Река Бысы-Юрях 2	213
Х р о м			
II-6-10	ПМ	Река Сэлингдэ 1	351, 352
II-6-14	ПМ	Река Сабыда 1	351, 352
II-6-29	ПМ	Река Маймеча 4	351
IV-2-16	ШО	Река Аякли 7	142
IV-2-17	ШО	Река Аякли 8	142
Т и т а н			
II-4-5	П	Кресты	353
II-6-6	ПМ	Река Сабыда 9	52
II-6-8	ПМ	Ручей Олений 1	352
II-6-11	ПМ	Река Сабыда 6	52
II-6-15	ПМ	Река Сабыда 8	352
ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ			
М е д ь			
III-5-9	ПМ	Река Бол. Романиха 6	213, 306
IV-2-2	ПМ	Река Верх. Чопко 1	142
IV-2-4	ПМ	Озеро Баселак 1	142
IV-2-6	ПМ	Озеро Баселак 3	142
IV-4-6	ПМ	Река Кунтыкахы 6	141
V-4-13	ПМ	Река Чангада 4	108
V-4-18	ПМ	Река Чангада 8	52
VI-3-12	ПМ	Река Дагалдын 2	52
VI-5-9	ПМ	Река Чангада 17	20

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
VI-6-3	ПМ	Река Далдын	20
IV-1-1	ШО	Река Хибарба 4	142
IV-1-4	ШО	Река Аякли 9	142
IV-1-6	ШО	Река Бол. Макчакиит	142
IV-2-3	ШО	Река Аякли 5	142
IV-2-12	ШО	Река Хугдякиит 9	142
IV-2-13	ШО	Река Хэиктэ	142
IV-3-8	ШО	Река Кунтыкахи 4	141
VI-5-14	ШО	Река Хекчекит-Сяне 8	20
VI-5-17	ШО	Река Хекчекит-Сяне 9	20
VI-5-21	ШО	Река Хекчекит-Сяне 10	20
VI-5-22	ШО	Река Джангы-Юрях 2	20
III-1-2	ШТ	Река Ледяная 9	159
III-1-9	ШТ	Река Ледяная 10	159
III-1-13	ШТ	Река Мегу 1	159
III-1-19	ШТ	Река Аякли 10	159
III-1-21	ШТ	Река Лев. Боярка 13	159
IV-3-2	ШТ	Река Баханай	141
IV-3-6	ШТ	Река Кунтыкахи 3	141
IV-4-1	ШТ	Река Амбардах 1	141
V-5-12	ШТ	Река Балаганнах	52
VI-3-5	ШТ	Река Улахан-Дагалдын 3	89
VI-3-7	ШТ	Река Хурэтэ 2	89
VI-3-9	ШТ	Река Дагалдын 4	89
VI-3-15	ШТ	Река Дагалдын 5	89
VI-4-15	ШТ	Река Чатара 1	89
VI-4-25	ШТ	Река Амнундакан	89
VI-5-8	ШТ	Река Чангада 21	20
VI-5-18	ШТ	Река Колпак-Юрях	20
IV-1-12	ГХАП	Река Хугдякиит 10	52, 142
IV-1-13	ГХАП	Река Хибарба 5	142
IV-6-1	ГХАП	Река Маймеча 7	286
V-5-10	ГХАП	Река Тукалан 2	286
VI-2-1	ГХАП	Река Котуй 6	52
VI-3-18	ГХАП	Озеро Дюпкун 2	52
VI-3-16	ГХАТ	Озеро Дюпкун 4	52
VI-3-20	ГХАТ	Озеро Дюпкун 5	52
М е д ь , н и к е л ь			
III-3-18	П	Река Логоки 4	240
III-3-20	П	Река Логоки 5	240
III-4-3	П	Ручей Секталылар 1	306

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
III-4-9	П	Река Хунгтукун 1	240, 350
III-4-11	П	Река Хунгтукун 3	240, 350
II-6-32	ПМ	Река Харам	349, 352
II-6-33	ПМ	Река Хиннангна 2	349, 352
II-6-34	ПМ	Река Хиннангна 1	349, 352
II-6-35	ПМ	Река Куранах 1	349, 352
II-6-36	ПМ	Река Куранах 2	349, 352
III-1-1	ПМ	Река Ледяная 1	159
III-1-3	ПМ	Река Ледяная 2	159
III-1-4	ПМ	Река Ледяная 3	159
III-1-5	ПМ	Прав. приток р. Ледяная 1	159
III-1-7	ПМ	Река Лев. Боярка 1	159
III-1-8	ПМ	Река Лев. Боярка 2	159
III-2-4	ПМ	Река Лев. Боярка 10	159
III-2-5	ПМ	Река Укси	159
III-2-8	ПМ	Река Неракан	159
III-2-11	ПМ	Река Лев. Кунтукалах	159
III-2-12	ПМ	Река Прав. Боярка 1	52
III-2-13	ПМ	Прав. приток р. Прав. Боярка	159
III-3-1	ПМ	Река Баты-Юрях 1	240
III-3-8	ПМ	Река Баты-Юрях 4	52, 350
III-3-9	ПМ	Река Логоки 1	240
III-3-14	ПМ	Река Логоки 2	240
III-3-15	ПМ	Река Логоки 3	240
III-4-2	ПМ	Река Бол. Романиха 2	306
III-4-6	ПМ	Ручей Нерэкэ 1	306
III-4-7	ПМ	Ручей Нерэкэ 2	306
III-4-8	ПМ	Река Мал. Романиха	350
III-4-14	ПМ	Река Хунгтукун 6	350
III-4-17	ПМ	Река Хунгтукун 7	350
III-4-20	ПМ	Река Прав. Атырдах 1	350
III-6-1	ПМ	Река Куранах 3	349
III-6-2	ПМ	Река Табактах	52
III-6-3	ПМ	Река Сетте	349
IV-3-1	ПМ	Верховье р. Ханар	141
IV-4-4	ПМ	Река Ырды-Тас-Юрях	141
IV-4-5	ПМ	Река Кунтыкахы 5	141
VI-1-2	ПМ	Река Гонгда	322
IV-4-2	ШГ	Река Амбардах 2	141
III-4-15	ГХАП	Река Хунгтукун 5	350
IV-5-1	ГХАП	Река Амбардах 5	286

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
IV-5-8	ГХАП	Река Киенг-Юрях 2	286
V-5-14	ГХАП	Река Кугда-Юрях	286
С в и н е ц			
III-6-7	ПМ	Река Маймеча 32	213
III-6-8	ПМ	Река Маймеча 33	213
IV-2-5	ПМ	Озеро Баселак 2	142
V-3-6	ШО	Река Мирюка 3	108
V-4-12	ШО	Река Чангада 1	108
VI-4-9	ШО	Река Чангада 22	89
VI-4-20	ШО	Река Прав. Чопко 4	89
VI-5-1	ШО	Река Чангада 19	20
III-5-15	ШТ	Река Лев. Атырдах 3	213
III-6-21	ШТ	Река Ниж. Далбыха 2	52
V-4-4	ШТ	Река Чигиды 1	108
V-4-9	ШТ	Река Сагдан 1	108
V-4-10	ШТ	Река Сагдан 2	108
VI-3-6	ШТ	Река Улахан-Дагалдын 4	89
VI-3-19	ШТ	Озеро Дюпкун 3	89
III-4-18	ГХАП	Река Прав. Атырдах 3	350
III-5-10	ГХАП	Река Хэрки 1	213
III-5-17	ГХАП	Река Хэрки 2	52
III-6-10	ГХАП	Устье р. Далбыха	52
IV-5-11	ГХАП	Река Маймеча 6	286
Ц и н к			
VI-5-2	ПМ	Река Чангада 15	20
VI-5-4	ПМ	Река Далдын 2	20
VI-5-15	ПМ	Река Хекчекит-Сяне 3	283
VI-5-16	ПМ	Река Хекчекит-Сяне 5	20, 283
II-1-5	ШО	Река Ледяная 6	20, 381
IV-1-11	ШО	Река Хугдякит 6	142
IV-1-14	ШО	Река Хугдякит 5	142
IV-2-1	ШО	Река Верх. Чопко 2	142
V-3-2	ШО	Озеро Нерангда 6	108
V-3-20	ШО	Река Маймеча 37	108
V-3-27	ШО	Ручей Арылах-Урек	108
V-3-28	ШО	Река Маймеча 23	108
V-4-1	ШО	Река Маймеча 27	108
V-4-2	ШО	Река Маймеча 28	108
V-4-3	ШО	Река Маймеча 29	108

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
V-4-15	ШО	Река Чангада 2	108
VI-3-1	ШО	Река Улахан-Дагалдын 6	89
VI-4-6	ШО	Река Лев. Рубашка 2	89
VI-4-7	ШО	Река Рубашка	89
VI-4-10	ШО	Река Прав. Рубашка	89
VI-4-13	ШО	Река Лев. Чопко	89
VI-4-23	ШО	Река Хекчекит-Сяне 11	89
VI-4-24	ШО	Река Дагалдын 9	89
VI-5-6	ШО	Река Чангада 20	20
VI-5-12	ШО	Река Хекчекит-Сяне 7	20
I-4-1	ШТ	Лев. приток р. Бол. Россомашья 1	52
I-5-1	ШТ	Река Мал. Россомашья	52
II-3-2	ШТ	Река Трофимова 2	381
III-4-16	ШТ	Река Лев. Атырдах 2	350
IV-3-3	ШТ	Река Верх. Арыскан	141
IV-5-10	ШТ	Река Маймеча 5	52
V-1-3	ШТ	Озеро Харпича	322
V-2-6	ШТ	Ручей Нюча	322
V-2-8	ШТ	Река Хоикта 1	322
V-3-1	ШТ	Озеро Нерангда 5	108
V-3-8	ШТ	Река Янгыса	108
V-4-6	ШТ	Река Чигиды 2	108
V-4-11	ШТ	Река Чангада 3	108
V-5-8	ШТ	Река Чомугурдах 2	286
VI-3-3	ШТ	Река Улахан-Дагалдын 1	89
VI-3-4	ШТ	Река Улахан-Дагалдын 2	89
VI-3-13	ШТ	Река Котуй 3	89
VI-3-21	ШТ	Река Дагалдын 6	89
VI-4-1	ШТ	Река Чангада 10	89
VI-4-14	ШТ	Река Прав. Дагалдын	89
VI-4-19	ШТ	Река Чатара 2	89
VI-6-5	ШТ	Река Таралы-Сене	20
VI-6-6	ШТ	Река Мокчакит-Сене	20
III-4-21	ГХАП	Река Прав. Атырдах 2	350
V-2-7	ГХАП	Река Хоикта 2	156
V-2-9	ГХАП	Река Котуй 2	52
VI-2-3	ГХАП	Река Котуй 7	52
VI-3-10	ГХАП	Озеро Дюпкун 1	52
VI-3-14	ГХАТ	Озеро Дюпкун 6	52
М о л и б д е н			
IV-4-3	ШТ	Река Амбардах 3	141

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
А л ю м и н и й			
II-1-2	П	Река Ледяная 7	381
III-5-13	П	Романиха	306
IV-5-5	П	Река Киенг-Юрях 1	156, 407
IV-5-9	П	Река Ункан	156, 407
IV-6-6	П	Река Голдэка 1	156, 407
IV-6-13	П	Река Маймеча 8	156, 407
IV-6-15	П	Река Маймеча 9	156, 407
IV-6-16	П	Река Мал. Бысыттах	156, 407
IV-5-3	ПМ	Река Хая-Юрях	286
IV-5-4	ПМ	Река Уодай-Пастах	286
IV-6-8	ПМ	Река Голдэка 2	156, 407
Редкие металлы, рассеянные и редкоземельные элементы			
Н и о б и й			
II-4-8	П	Кресты	177, 353
II-6-17	П	Северный массив	302, 412, 414
II-6-22	П	Южный массив	302, 412
III-5-23	П	Чангит	213, 325
III-6-15	П	Далбыха	325, 339
III-5-11	ШО	Река Арбакакун	213
III-6-14	ШО	Далбыхский	213, 325
III-5-19	ШТ	Река Хэрки 6	213
III-5-22	ШТ	Река Хэрки 3	213
III-5-27	ШТ	Река Амбардах 6	52
III-6-6	ШТ	Река Бысы-Юрях 1	52
III-6-20	ШТ	Река Ниж. Далбыха 1	52
III-6-24	ШТ	Река Тас-Хаялах	213
IV-5-2	ШТ	Река Амбардах 4	57
IV-5-6	ШТ	Река Тамнаксангда	57
IV-6-4	ШТ	Река Маймеча 11	57
IV-6-10	ШТ	Река Маймеча 14	57
IV-6-11	ШТ	Река Маймеча 15	57
IV-6-12	ШТ	Река Маймеча 16	57
IV-6-14	ШТ	Река Маймеча 17	57
V-5-2	ШТ	Река Маймеча 31	57
V-5-6	ШТ	Река Чомугурдах 1	57
III-5-25	ГХАП	Чангит 1	213
III-6-4	ГХАТ	Седете	213

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
Цирконий			
IV-6-2	ШО	Река Ары-Мас	286
III-5-20	ШТ	Река Хэрки 7	213
III-5-26	ШТ	Река Хэрки 4	52
IV-6-3	ШТ	Река Маймеча 10	57
IV-6-5	ШТ	Река Маймеча 12	286
IV-6-7	ШТ	Река Маймеча 13	57
IV-6-9	ШТ	Река Янгикан	286
V-5-7	ШТ	Река Хэрпуки 1	286
Редкие земли			
III-5-24	П	Чангит	213, 325
III-6-16	П	Далбыха	325
I-6-14	ШТ	Река Сабыда 11	52
I-6-16	ШТ	Река Баттагай 4	57
III-5-16	ГХАП	Река Лев. Атырдах 4	213
Благородные металлы			
Золото			
II-4-6	П	Кресты	177, 353
II-6-26	РМ	Гулинское	351, 352, 365
II-5-5	РП	Ниж. течение р. Гулэ	351, 352
II-5-7	РП	Маймеча	351, 352
II-6-3	РП	Сабыда	351, 352
II-6-25	РП	Гулэ	351, 352
II-6-27	РП	Дунитовая	351, 352, 365
II-6-28	РП	Лев. приток р. Дунитовая	351, 352, 365
I-5-5	ШО	Река Булун 4	402
II-1-1	ШО	Река Ледяная 8	381
II-4-4	ШО	Река Бол. Романиха 5	402
II-5-1	ШО	Река Тоняктах 1	352
II-5-6	ШО	Река Контай-Балаганнах 3	352, 353
II-6-1	ШО	Река Сабыда 12	402
IV-2-14	ШО	Река Аякли 6	142
I-1-1	ШТ	Река Прокопова	57
I-1-2	ШТ	Озеро Кокорное	381
I-1-3	ШТ	Озеро Эмяхсин	381
I-1-4	ШТ	Озеро Туора-Кюель	381
I-2-1	ШТ	Река Боганида	381
I-4-3	ШТ	Река Хета 3	57

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-5-7	ШТ	Река Лев. Куччугуй-Сабыда	402
I-6-12	ШТ	Река Сабыда 10	57
I-6-18	ШТ	Река Баттагай 5	402
II-1-4	ШТ	Река Ледяная 5	381
II-2-2	ШТ	Река Хета 6	381
II-2-4	ШТ	Озеро Талахтах	381
II-3-3	ШТ	Река Бол. Романиха 1	381
III-3-4	ШТ	Река Тонгус-Юрях	350
III-4-13	ШТ	Река Лев. Атырдах 1	240
III-6-12	ШТ	Река Далбыха	52
III-6-23	ШТ	Прав. приток р. Маймеча	325
IV-3-4	ШТ	Река Готакан	141
IV-5-7	ШТ	Река Борокуол-Амбардах	286
II-5-8	ГХАП	Река Контай-Балаганнах 4	352, 353
II-5-10	ГХАП	Река Контай-Балаганнах 5	352, 353
II-5-12	ГХАП	Река Контай-Балаганнах 6	352, 353
II-5-14	ГХАП	Прав. приток р. Деликан	352, 353
II-6-4	ГХАП	Ручей Олений 2	352, 353
II-6-5	ГХАП	Ручей Ветвистый	352, 353
П л а т и н о и д ы			
II-4-7	П	Кресты	177, 247, 353
II-6-24	ПМ	Река Ингарингда 1	352, 353
II-6-12	РМ	Ингарингда	351, 352, 365
II-6-2	РП	Сэлингдэ	351, 352
II-6-7	РП	Ручей Безымянный	351, 352
II-6-18	РП	Восточная	351, 352
II-6-9	ГХАТ	Река Сэлингдэ 1	352, 353
II-6-13	ГХАТ	Река Сабыда 13	352, 353
II-6-19	ГХАТ	Река Ингарингда 2	352, 353
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ			
Оптические материалы			
Кальцит оптический			
III-1-6	П	Прав. приток р. Ледяная 2	159
III-1-12	П	Река Аска 1	159
III-1-25	П	Икэнское	159, 189
III-2-10	П	Река Прав. Боярка 2	159
III-3-2	П	Река Баты-Юрях 2	240
V-3-11	П	Озеро Турукэ 1	108, 280

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
VI-3-11	П	Река Улахан-Дагалдын 5	89
VI-4-17	П	Река Прав. Чопко 2	89
VI-5-10	П	Река Хекчекит-Сяне 1	20, 408
VI-5-23	П	Река Джангы-Юрях 1	20
II-5-11	ПМ	Река Деликан 4	52
III-1-10	ПМ	Река Лев. Боярка 3	159
III-1-16	ПМ	Река Аска 2	159
III-1-20	ПМ	Река Лев. Боярка 7	52
III-1-22	ПМ	Река Аякли 1	159
III-1-24	ПМ	Река Аякли 2	159
III-1-26	ПМ	Река Лев. Боярка 9	159
III-1-27	ПМ	Река Мегун 1	159
III-2-3	ПМ	Река Амнундалах	159
III-2-7	ПМ	Река Прав. Боярка 4	52
III-2-9	ПМ	Река Прав. Боярка 3	159
III-3-3	ПМ	Река Ханар 1	52
III-3-19	ПМ	Река Баты-Юрях 6	240
III-4-4	ПМ	Река Бол. Романиха 3	306
III-5-4	ПМ	Лев. приток р. Деликан	306
III-5-5	ПМ	Прав. приток р. Бол. Романиха	213
IV-1-2	ПМ	Река Мегун 2	142
IV-1-8	ПМ	Река Огокту 2	142
IV-1-10	ПМ	Река Хугдякит 1	142
V-1-1	ПМ	Река Оракан	322
V-1-2	ПМ	Река Котуй 1	322
V-2-1	ПМ	Река Хугдякит 7	322
V-2-4	ПМ	Озеро Нерангда 1	322
V-3-3	ПМ	Озеро Нерангда 3	57
V-3-9	ПМ	Озеро Янгыса 1	108
V-3-12	ПМ	Озеро Турукэ 2	108
V-3-14	ПМ	Озеро Турукэ 4	108
V-3-17	ПМ	Озеро Янгыса 4	108
V-3-18	ПМ	Река Маймеча 18	108
V-3-22	ПМ	Река Маймеча 21	52
V-3-25	ПМ	Река Маймеча 22	52
V-4-8	ПМ	Река Маймеча 26	108
V-4-16	ПМ	Река Чангада 6	108
V-4-19	ПМ	Река Чангада 9	52
VI-2-2	ПМ	Озеро Люксина 1	322
VI-2-4	ПМ	Озеро Люксина 2	322
VI-2-5	ПМ	Река Хикчекит 1	322
VI-2-6	ПМ	Река Хикчекит 2	322

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
VI-2-7	ПМ	Река Хикчекит 3	322
VI-3-2	ПМ	Река Хурэтэ 1	57
VI-4-4	ПМ	Река Лев. Рубашка 1	52
VI-5-7	ПМ	Река Хаикта	20
VI-5-11	ПМ	Река Хекчекит-Сяне 2	20
VI-5-13	ПМ	Река Хекчекит-Сяне 4	20, 401
VI-5-19	ПМ	Река Чангада 18	52
VI-5-20	ПМ	Река Хекчекит-Сяне 6	20, 401
Химическое сырье			
Ф л ю о р и т			
III-5-21	ПМ	Река Прав. Атырдах 4	213, 325
Минеральные удобрения			
Ф о с ф а т н ы е			
А п а т и т			
II-6-21	ММ	Южный массив	302, 314, 360
II-6-16	П	Северный массив	302, 352, 360
III-6-17	П	Далбыха	311, 325
Ф о с ф о р и т			
V-5-4	ШО	Река Хэрпуки 2	286
V-5-5	ШО	Река Чомугурдах 3	286
V-5-9	ШО	Река Тукалан 1	286
V-5-11	ШО	Река Извилистая	286
V-6-2	ШО	Река Сумна 2	286
V-6-3	ШО	Река Колда	286
V-5-1	ШТ	Река Маймеча 30	286
V-5-3	ШТ	Река Хэгды-Дагалдын	286
V-6-1	ШТ	Река Тукалан 3	286
V-6-4	ШТ	Река Сумна 1	286
V-6-5	ШТ	Река Чокурдах	286
Горно-техническое сырье			
Ф л о г о п и т			
II-6-23	МК	Гулинское	187, 387, 413
III-5-14	П	Романиха	306
Г р а ф и т			
II-6-30	П	Река Чопко 2	349
III-3-21	П	Река Логоки 7	240

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
III-3-5	ПМ	Река Ханар 2	240
III-4-5	ПМ	Ручей Секталылар 2	306
Драгоценные камни, поделочное сырье			
А л м а з ы			
II-5-9	П	Река Делькан	296, 306, 409
III-6-13	П	Трубка Красноярская	311, 403
III-1-14	ШО	Река Лев. Боярка 12	189
III-6-9	ШО	Прав. борт р. Маймеча	325
I-5-9	ШТ	Река Кепкек	402
III-3-6	ШТ	Река Баты-Юрях 7	350
Х р и з о л и т ы			
II-6-31	П	Река Чопко 1	402
Х р о м д и о п с и д ы			
II-6-20	П	Река Сабыда 4	402
Г о р н ы й х р у с т а л ь			
II-5-13	ПМ	Река Деликан 3	52
III-1-11	ПМ	Река Лев. Боярка 4	52, 159
III-1-15	ПМ	Река Мегу 2	52, 159
III-1-17	ПМ	Река Лев. Боярка 5	52, 159
III-3-7	ПМ	Река Баты-Юрях 3	350
III-3-12	ПМ	Река Баты-Юрях 5	350
III-4-1	ПМ	Река Бол. Романиха 4	306
III-5-1	ПМ	Река Деликан 2	306
III-5-2	ПМ	Река Деликан 1	306
III-6-19	ПМ	Река Ниж. Далбыха 3	213
IV-2-9	ПМ	Река Аякли 3	142
Х а л ц е д о н ы			
IV-1-7	ПМ	Река Огокту 1	142
IV-1-9	ПМ	Река Хугдякит 4	142
Я н т а р ь			
I-4-4	П	Река Хета 1	57
I-5-2	П	Участок Янтарный	52
I-5-3	П	Участок Исаевский	52, 402
I-5-4	П	Участок Булун	402
I-6-3	П	Участок Соколовский	402
I-6-10	П	Река Мал. Сабыда 8	52
II-4-1	П	Участок Янтардах	402

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
Поделочная окаменелая древесина			
III-2-1	П	Река Боярка	52
Строительные материалы			
Глины кирпичные			
I-3-2	МС	Река Горелая	381
I-6-1	МС	Река Уголяк	52
II-2-1	МС	Озеро Домашнее	381
II-3-1	МС	Река Трофимова 1	381
V-3-23	МС	Река Нерангда-Сене	52, 108
V-4-5	МС	Река Маймеча 24	108
VI-3-17	МС	Река Дагалдын 3	89
VI-4-21	МС	Река Дагалдын 7	89
VI-4-22	МС	Река Дагалдын 8	89
VI-6-8	МС	Озеро Оспа	20
Песок строительный			
II-2-3	МС	Река Хета 4	381
Прочие ископаемые			
Г и п с			
IV-3-5	П	Река Широкая	52
IV-3-7	П	Река Кунтыкахи 1	141
V-4-14	П	Река Чангада 5	108
V-5-13	П	Река Сагдан 3	286
VI-5-3	П	Река Далдын 1	20
VI-6-1	П	Ручей Талах-Юрях	20
VI-6-2	П	Хребет Джарамайдах	20
VI-6-4	П	Гора Сордонгнох	20
Б и т у м			
III-5-18	П	Лев. приток р. Маймеча	213
III-6-11	П	Река Маймеча 34	213
III-6-22	П	Река Маймеча 35	213
СОЛИ			
Глубинные рассолы			
Соли натриевые			
I-3-1	И	Боганидский	57
I-6-2	И	Укусниковский	57

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-6-4	И	Река Хета 5	52
I-6-6	И	Река Булун 3	52
VI-6-7	И	Чангадинский	52

Принятые сокращения: МК – месторождение крупное, МС – месторождение среднее, ММ – месторождение малое, РМ – россыпное месторождение малое, П – проявление, РП – россыпепроявление, ПМ – пункт минерализации, И – источник, ШО – шлиховой ореол, ШТ – единичные шлихи с полезными компонентами, ГХАП – геохимическая аномалия площадная, ГХАТ – геохимическая аномалия точечная.

**Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений
листа R-47**

Индекс объекта прогноза	Минерагеническое подразделение. Рудный объект	Вид ПИ, ед. измерения	Рудная формация	Завершенные стадии работ	Запасы		Прогнозные ресурсы			Источник по списку литературы
					C ₁	C ₂	P ₁	P ₂	P ₃	
4.1 УК/Р	Нерангдино-Янгысовский каменноугольный район	Уголь каменный, млн т	Каменно-угольная	ГДП-200					220	89, 108
III-4-12				месторождение Чопко	ПО	0,101				
9.1 УБ/К ₁	Маймечя-Сабыдинский бурогольный район	Уголь бурый, млн т	Буроугольная	ГДП-200					330	57, 352, 402
III-4-19	Месторождение Атырдякское	Уголь сапропелевый, млн т	Сапропелевая	ГДП-50					52,6	350
II-4-5	Проявление Кресты	Титан, тыс. т TiO ₂	Титано-магнетитовая	ГДП-50					13167	353
2.1 pt,au,phl,ap	Гулинский район	Ниобий, тыс. т Nb ₂ O ₅	Редкометалльно-редкоземельная							
II-6-22	Проявление Южный массив			ГДП-50, П		40,6				302, 412
2.0.1 ap,Ti.TR	Далбыха-Бор-Уряхский узел								100	
III-6-15	Проявление Далбыха			ГДП-50						48, 339
2.0.2 TR,Nb.	Чангитский узел								100	
III-5-23	Проявление Чангит			ГДП-50						32, 213
2.1 pt,au,phl,ap	Гулинский район	Золото россыпное, т	Золотоносных россыпей	П, ПО		0,057	0,24	0,436	4,197	204, 351, 352, 402
2.1 pt,au,phl,ap	Гулинский район	Платиноиды (иридосмины) россыпные, т	Платиноносных россыпей	П, ПО		0,066	2,814	0,199	4,0	351, 352, 365

Индекс объекта прогноза	Минерагеническое подразделение. Рудный объект	Вид ПИ, ед. измерения	Рудная формация	Завершенные стадии работ	Запасы		Прогнозные ресурсы			Источник по списку литературы
					C ₁	C ₂	P ₁	P ₂	P ₃	
2.1 pt,au,phl,ap	Гулинский район	Флогопит, млн т	Флогопитовая							
III-6-23	месторождение Гулинское			P	60,443	127,493				413, 187
2.1 pt,au,phl,ap	Гулинский район	Апатит, млн т P ₂ O ₅	Апатит-магнетитовая							
II-6-21	месторождение Южный массив			ГДП-50, П		18,04	120,72	67,4		302, 314, 360
II-6-16	проявление Северный массив			ГДП-50, П		1,12		9		302, 360
2.0.1 ap,Ti.TR	Далбыха-Бор-Уряхский узел									
III-6-17	Проявление Далбыха			ГДП-50, П				35		311

Оценка локализованных ресурсов нефтегазоперспективных объектов

Нефтегазоносный объект (структура)	Номер на карте	Площадь, км ²	Ресурсы D _{1л} , млн т (млн м ³)
Хетская	1	86,5	4,3
Нижне-Ладаннахская	2	247,7	24,8
Ледяная	3	106,7	5,3
Тоняктахская	4	94,1	2,8
Боярская	5	86,6	4,3
Сабыденское	6	44,8	1,3
Боярское поднятие (K₁)	7	50,7	2,5
Нерокенское поднятие	8	109,8	2,2
Боярское поднятие (K₂)	9	185,9	9,3
Амбардахская	10	652,2	13,1
Херкиминская	11	436,4	4,3

Таблица впервые выявленных или переоцененных в ходе составления Госгеолкарты прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов (авторская оценка)

Вид минерального сырья, наименование и индекс объекта	Единица измерения	Оценка ресурсов по категории Р _з		Баланс ресурсов по результатам работ (+, -)	Рекомендуемые для лицензирования объекты и рекомендации по дальнейшим работам
		на начало работ	по результатам работ		
<i>Уголь каменный</i> Нерангдинско-Янгысовский каменно-угольный район (4.1 УК/Р)	млн т	0	220	+220	Необходимость освоения данных прогнозных ресурсов зависит от развития инфраструктуры района
<i>Уголь бурый</i> Маймеча-Сабыдинский буроугольный район (9.1 УБ/К)	млн т	0	330	+330	»

Список опорных обнажений и скважин, показанных на КЧО

Номер на карте	Характеристика объекта	Авторский номер объекта, номер источника по списку литературы
1	Опорное обнажение, разрез туруханского мариния	С-81 [402]
2	Опорное обнажение, разрез среднего неоплейстоцена	Ил-49 [2]
3	Опорное обнажение, разрез болгохтохской морены и туруханского мариния	Ил-60 [2]
4	Опорное обнажение, разрез среднееоплейстоценового гляциолимния	М-64 [381]
5	Опорное обнажение, разрез среднееоплейстоценового гляциофлювиала	И-172 [381]
6	Скважина, разрез янтардахских слоёв	Скв. 14 [381]
7	Скважина, разрез чайкинского лимния северосибирской морены	Скв. 7 [381]
8	Опорное обнажение, разрез туруханского мариния	И-180 [381]
9	Опорное обнажение, разрез янтардахских слоёв среднееоплейстоценового гляциофлювиала	Ил-91 [2]
10	Опорное обнажение, разрез среднееоплейстоценового аллювия туруханского мариния	Б-130 [381]
11	Опорное обнажение, разрез верхнееоплейстоценового эолия	В-142 [402]
12	Стратотип чайкинского лимния	Р-124 [381]
13	Скважина, разрез чайкинского лимния	Скв. 6 [381]
14	Скважина, разрез янтардахских слоёв	Скв. 2-Ф [402]
15	Опорное обнажение, разрез туруханского мариния	Б-151 [381]
16	Опорное обнажение, разрез туруханского мариния	Л-44 [402]
17	Скважина, разрез янтардахских слоёв	Скв. 8 [381]
18	Скважина, разрез янтардахских слоёв	Скв. 5 [381]
19	Опорное обнажение, разрез аллювия 2-й надпойменной террасы	7149 (настоящая работа)
20	Опорное обнажение, разрез туруханского мариния	Л-44 [402]
21	Опорное обнажение, разрез туруханского мариния	Л-44 [402]
22	Опорное обнажение, разрез туруханского мариния и северосибирской морены	7152 (настоящая работа)
23	Скважина, разрез нижнего и среднего неоплейстоцена	Скв. Г-4 [353]
24	Скважина, разрез нижнего и среднего неоплейстоцена	Скв. Г-5 [353]
25	Стратотип малороманихинского аллювия	7129 (настоящая работа)
26	Стратотип сиегенияхского эолия	7128 (настоящая работа)
27	Стратотип боярского мариния	7147 (настоящая работа)

Номер на карте	Характеристика объекта	Авторский номер объекта, номер источника по списку литературы
28	Опорное обнажение, разрез малороманихинского аллювия	А-318 [381]
29	Опорное обнажение, разрез боярского мариния	7145 (настоящая работа)
30	Опорное обнажение, разрез от нижнего до верхнего неоплейстоцена	И-159 [381]
31	Опорное обнажение, разрез малороманихинского аллювия	А-219 [381]
32	Опорное обнажение, разрез северосибирской морены и верхнелепестового гляциофлювиала	А-203 [381]
33	Опорное обнажение, разрез среднего и верхнего неоплейстоцена	А-193 [381]
34	Опорное обнажение, разрез онёкской морены	1140 [353]
35	Опорное обнажение, разрез верхнелепестового гляциолимния	[108]
36	Опорное обнажение, разрез верхнелепестового гляциофлювиала	[108]
37	Опорное обнажение, разрез верхнелепестового гляциолимния	[108]
38	Опорное обнажение, разрез онёкской морены и верхнелепестового гляциофлювиала	2117 [401]
39	Опорное обнажение, разрез верхнелепестового гляциофлювиала	Е-17 [322]
40	Опорное обнажение, разрез муруктинской морены	5017 [401]
41	Опорное обнажение, разрез муруктинской морены и среднепестового гляциолимния	8391 [401]
42	Скважина, разрез муруктинской морены	Скв. Ф-3 [401]
43	Опорное обнажение, разрез среднепестового гляциолимния и гляциофлювиала	8363 [401]
44	Опорное обнажение, разрез верхнелепестового гляциолимния	1182 [324]
45	Опорное обнажение, разрез среднепестового лимния	8431 [401]
46	Скважина, разрез муруктинской морены, среднепестового гляциолимния и чангадского лимния	Скв. Ф-1 [401]

Список пунктов по листу R-47, для которых имеются определения радиоуглеродного возраста из четвертичных образований
(жирным шрифтом отмечены значения возраста, вынесенные на полотно карты четвертичных образований)

Номер на карте	Номер клетки	Стратиграфическое положение		Материал образца	Метод датирования	Единица измерения	Возраст	Местонахождение точки отбора образца		Авторский номер пункта (номер пробы)	Источник по списку литературы
		на карте	в первоисточнике					Координаты			
								с. ш. (y)	в. д. (x)		
1	II-3	Аллювий второй надпойменной террасы	Аллювий 2-й надпойменной террасы	Растительный детрит	14C	тыс. лет	39,9 ± 1,5	71°11'33,135»N	98°10'13,518»E	7149	Настоящая работа
2	II-3	Аллювий второй надпойменной террасы	Аллювий 2-й надпойменной террасы	Растительный детрит	14C	тыс. лет	>44,2	71°11'33,135»N	98°10'13,518»E	7149	Настоящая работа
3	II-3	Аллювий второй надпойменной террасы	Аллювий 2-й надпойменной террасы	Растительный детрит	14C	тыс. лет	>44,9	71°11'33,135»N	98°10'13,518»E	7149	Настоящая работа
4	II-2	Аллювий первой надпойменной террасы	Аллювий 1-й надпойменной террасы	Растительный детрит	14C	тыс. лет	10,7 ± 0,1	70°52'28,446»N	97°53'56,713»E	7134	Настоящая работа
5	II-3	Малороманихинский аллювий (aIII _{mm})	Малороманихинский аллювий каргинского возраста	Растительный детрит	14C	тыс. лет	>46,5	70°49'12,916»N	98°48'20,697»E	7129	Настоящая работа

Номер на карте	Номер клетки	Стратиграфическое положение		Материал образца	Метод датирования	Единица измерения	Возраст	Местонахождение точки отбора образца		Авторский номер пункта (номер пробы)	Источник по списку литературы
		на карте	в первоисточнике					Координаты			
								с. ш. (y)	в. д. (x)		
6	II-3	Малороманихинский аллювий (aIII mrm)	Малороманихинский аллювий каргинского возраста	Древесина	14C	тыс. лет	>43,5	70°44'50,244»N	98°49'39,868»E	7125	Настоящая работа
7	II-3	Малороманихинский аллювий (aIII mrm)	Малороманихинский аллювий каргинского возраста	Древесина	14C	тыс. лет	>43,5	70°44'50,244»N	98°49'39,868»E	7125	Настоящая работа

Список скважин, показанных на геологической карте

Номер на карте	Характеристика объекта	Номер источника по списку литературы, авторский номер объекта
1	Поисковая скважина, вскрывает отложения малохетской, яковлевской ($K_{1mh+jak}$) и суходудинской (K_{1sd}), нижнехетской (K_{1nh}), яновстанской (J_3-K_{1jas}), сиговской (J_{2-3sg}), точинской ($J_{2tč}$), малышевской (J_{2ml}), леонтьевской (J_{2ln}), вымской (J_{2vm}), лайдинской (J_{2ld}), надояхской (J_{1-2nd}), китербютской (J_{1kt}), шараповской ($J_{1šr}$) и левинской (J_{1lv}) свит	[342], скв. Новая 1
2	Поисковая скважина, вскрывает отложения малохетской, яковлевской ($K_{1mh+jak}$) и суходудинской (K_{1sd}), нижнехетской (K_{1nh}), яновстанской (J_3-K_{1jas}), сиговской (J_{2-3sg}), точинской ($J_{2tč}$), малышевской (J_{2ml}), леонтьевской (J_{2ln}), вымской (J_{2vm}), лайдинской (J_{2ld}), надояхской (J_{1-2nd}), китербютской (J_{1kt}), шараповской ($J_{1šr}$) и левинской (J_{1lv}) свит	[342], скв. Новая 2
3	Структурно-картировочная скважина, вскрывает отложения коготокской (T_{1kg}), дельканской (T_{1dl}) свит и образования гулинского дунит-клинпироксенитового комплекса ($\sigma-vT_{1g}$)	[353], скв. Г-22
4	Скважина структурно-картировочная, вскрывает отложения сиговской (J_{2-3sg}) и букатыйской (J_3-K_{1bk}) свит	[352], скв. Г-4
5	Скважина структурно-картировочная, вскрывает отложения сиговской (J_{2-3sg}) и букатыйской (J_3-K_{1bk}) свит	[353], скв. 92
6	Скважина структурно-картировочная, вскрывает отложения сиговской (J_{2-3sg}) свиты и образования маймечинского пикрит-меймечитового комплекса (ωT_{1mm})	[353], скв. 91
7	Скважина структурно-картировочная, вскрывает отложения бояркинской (K_{1br}), сиговской (J_{2-3sg}) и букатыйской (J_3-K_{1bk}) свит	[353], скв. 113
8	Скважина структурно-картировочная, вскрывает образования гулинского дунит-клинпироксенитового комплекса ($\sigma-vT_{1g}$)	[353], скв. Г-17
9	Скважина, структурно-картировочная вскрывает отложения сиговской (J_{2-3sg}) свиты и образования усть-дельканского лампрофирового комплекса ($\chi T_{2?ud}$)	[353], скв. Г-10
10	Скважина структурно-картировочная, вскрывает отложения сиговской (J_{2-3sg}), букатыйской (J_3-K_{1bk}) и дельканской (T_{1dl}) свит	[353], скв. 112
11	Структурно-картировочная скважина, вскрывает образования маймечинского пикрит-меймечитового комплекса (ωT_{1mm})	[352], скв. Г-3
12	Скважина структурно-картировочная, вскрывает отложения сиговской (J_{2-3sg}) свиты	[353], скв. 111

Номер на карте	Характеристика объекта	Номер источника по списку литературы, авторский номер объекта
13	Скважина структурно-картировочная, вскрывает отложения сиговской (J_{2-3sg}) свиты и образования контайского монцогаббро-монцодиоритового комплекса ($\epsilon v-\mu T_1 kn$)	[353], скв. Г-32
14	Скважина структурно-картировочная, вскрывает отложения сиговской (J_{2-3sg}), букатыйской ($J_3-K_1 bk$) и дельканской ($T_1 dl$) свит	[353], скв. 142
15	Скважина структурно-картировочная, вскрывает отложения сиговской (J_{2-3sg}), букатыйской ($J_3-K_1 bk$) и дельканской ($T_1 dl$) свит	[353], скв. 141
16	Скважина структурно-картировочная, вскрывает образования маймечя-котуйского ийолит-карбонатитового комплекса ($\epsilon v-\delta T_1 mk$)	[353], скв. Г-30
17	Скважина структурная, вскрывает отложения среднего ордовика, силура, девона	[397], скв. Лед 2

**Список пунктов по листу R-47, для которых имеются определения радиоизотопного возраста пород и минералов
(дочетвертичные образования)**

№ п/п	Комплекс, свита	Объект датирования (массив, район)	Порода	Минерал	Метод определения	Возраст, млн лет	Авторский номер	Номер по списку литературы или авторский источник	Географическая привязка (координаты в формате г,гг ^о – с. к. Пулково 42)
1	Арыджангская свита		Меланефелинит	Перовскит	U-Pb (IDTIMS)	251,7 ± 0,4		[273]	
2	Арыджангская свита		Меланефелинит	Перовскит	U-Pb (IDTIMS)	252,24 ± 0,12	K08-14-3 K09-6-1	[267]	
3	Дельканская свита		Туф	Циркон	U-Pb	251,1 ± 0,3	1FG-229	[273]	Долина р. Маймеча
4	Дельканская свита		Туф	Циркон	U-Pb (CA-TIMS)	251,48 ± 0,88,	M09-12-1	[267]	Долина р. Маймеча
5	Контайский комплекс	Контайский массив	Монцонит	Циркон	U-Pb (SHRIMP II)	248,5 ± 2,6	A1103/10	Настоящая работа	100,144° в. д. 70,815° с. ш. Скв. Г-32, глубина – 764,8 м
6	Контайский комплекс	Контайский массив	Монцогаббро	Циркон	U-Pb (SHRIMP II)	246,5 ± 2,6	A1103/11	Настоящая работа	100,144° в. д. 70,815° с. ш. Скв. Г-32, глубина – 833,8 м
7	Контайский комплекс	Контайский массив	Габбродолерит	Циркон	U-Pb (SHRIMP II)	249,9 ± 5,2	A1103-12-13	Настоящая работа	100,144° в. д. 70,815° с. ш. Скв. Г-32, интервал – 982–1051,1 м
8	Гулинский комплекс	Гулинский гетерогенный массив	Дунит, косьвит, ийолит, кугдит, карбонатит, нефелиновый сиенит		U-Pb изохронный	25 ± ,7		[110]	

№ п/п	Комплекс, свита	Объект датирования (массив, район)	Порода	Минерал	Метод определения	Возраст, млн лет	Авторский номер	Номер по списку литературы или авторский источник	Географическая привязка (координаты в формате г,гг° – с. к. Пулково 42)
9	Маймеча-котуйский комплекс	Центральная интрузия Гулинского гетерогенного массива	Карбонатит	Торианит	ThO ₂ -PbO изохронный	250,1 ± 2,9	G-4; G-5; G-6; G-7	[136]	
10	Маймеча-котуйский комплекс	Центральная интрузия Гулинского гетерогенного массива	Карбонатит	Бадделеит	U-Pb (LA-ICPMS)	250,8 ± 1,2	G-05; G-07; G-16; G-40; G-46	[136]	
11	Маймеча-котуйский комплекс	Северная карбонатитовая интрузия Гулинского гетерогенного массива	Карбонатит	Бадделеит	U-Pb	250,2 ± 0,3		[273]	
12	Маймеча-котуйский комплекс	Крестовский массив	Кугдит	Перовскит	U-Pb (SHRIMP II)	249 ± 1	T-3	Настоящая работа	Проба отобрана в ходе ГСР-50 [353], в центральной части Крестовского массива. Правый борт долины руч. Крестовый в районе высоты 314
13	Маймеча-котуйский комплекс	Крестовский массив	Сиенит	Циркон	U-Pb (SHRIMP II)	252,6 ± 1,4	Г-29/390	Настоящая работа	99,966° в. д. 70,693° с. ш. Скв. Г-29, глубина – 390 м
14	Маймеча-котуйский комплекс	Крестовский массив	Аплит	Циркон	U-Pb (SHRIMP II)	249,9 ± 5,2	Г-29/283,3	Настоящая работа	99,966° в. д. 70,693° с. ш. Скв. Г-29, глубина – 390 м

№ п/п	Комплекс, свита	Объект датирования (массив, район)	Порода	Минерал	Метод определения	Возраст, млн лет	Авторский номер	Номер по списку литературы или авторский источник	Географическая привязка (координаты в формате г,гг° – с. к. Пулково 42)
15	Маймеча-котуйский комплекс	Центральная интрузия Гулинского гетерогенного массива	Кугдит	Перовскит	U-Pb (SHRIMP II)	260,5 ± 3	A1095/2	Настоящая работа	Скв. Г-16
16	Маймеча-котуйский комплекс	Массив Аттырдык	Якупирангит	Перовскит	U-Pb (SHRIMP II)	243 ± 3,8	AM1073/2	Настоящая работа	100,689° в. д. 70,424° с. ш.
17	Маймеча-котуйский комплекс	Массив Аттырдык	Мельтейгит	Перовскит	U-Pb (SHRIMP II)	243 ± 5	AM1076/1	Настоящая работа	100,687° в. д. 70,426° с. ш.
18	Маймеча-котуйский комплекс	Массив Чангит	Мельтейгит	Перовскит	U-Pb (SHRIMP II)	257 ± 7	M1028/1	Настоящая работа	100,196° в. д. 70,102° с. ш.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение. <i>Г. В. Липенков</i>	3
Стратиграфия	21
Кембрийская система. <i>И. В. Бигун</i>	22
Верхний кембрий и нижний ордовик нерасчлененные. <i>Е. О. Ковалевская</i>	32
Ордовикская система. <i>Е. О. Ковалевская</i>	37
Силурийская система. <i>Е. О. Ковалевская</i>	49
Верхний силур и нижний девон нерасчлененные. <i>Е. О. Ковалевская</i>	68
Девонская система. <i>Е. О. Ковалевская</i>	69
Каменноугольная система. <i>А. Б. Гуревич, Е. О. Ковалевская</i>	73
Пермская система. <i>А. Б. Гуревич</i>	78
Триасовая система. <i>М. С. Мащак, М. В. Наумов, Г. В. Липенков</i>	83
Юрская система. <i>А. Н. Хабаров</i>	109
Верхняя юра и нижний мел нерасчлененные. <i>А. Н. Хабаров</i>	120
Меловая система. <i>А. Н. Хабаров</i>	121
Палеогеновая система. <i>А. Н. Хабаров, Г. В. Липенков</i>	138
Четвертичная система. <i>Д. В. Назаров, О. А. Никольская</i>	141
Интрузивный магматизм	169
Катангский долеритовый комплекс. <i>М. С. Мащак</i>	171
Карамский комплекс троктодолерит-лейногаббродолеритовый гипабиссальный. <i>М. С. Мащак</i>	174
Контайский монцогаббро-монцодиоритовый комплекс. <i>Г. В. Липенков, М. С. Мащак</i>	179
Далдыканский комплекс долерит-феррогаббродолеритовый гипабиссальный. <i>М. С. Мащак</i>	182
Каменский сиенит-меланефелениновый комплекс. <i>М. В. Наумов</i>	183
Авамский трахидолеритовый комплекс гипабиссальный. <i>М. С. Мащак</i>	185
Гулинский дунит-клинопироксенитовый комплекс. <i>Г. В. Липенков</i>	187
Маймеч-котуйский ийолит-карбонатитовый комплекс гипабиссальный. <i>Г. В. Липенков</i>	191
Усть-дельканский лампрофировый комплекс. <i>М. С. Мащак, М. В. Наумов</i>	205
Далбыхский кимберлитовый комплекс гипабиссальный. <i>М. С. Мащак</i>	206

Тектоника и глубинное строение. <i>М. С. Мащак, М. В. Наумов, А. И. Кудряшова</i>	209
История геологического развития. <i>М. С. Мащак, М. В. Наумов</i>	237
Геоморфология. <i>А. В. Герасичева</i>	252
Полезные ископаемые. <i>В. Т. Кириченко</i>	265
Горючие ископаемые	268
Металлические ископаемые	276
Неметаллические ископаемые	323
Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района	348
Минерагеническое районирование. <i>В. Т. Кириченко</i>	348
Прогнозная оценка на твердые полезные ископаемые. <i>В. Т. Кириченко</i>	355
Оценка перспектив нефтегазоносности. <i>А. Н. Ларичев, А. Н. Хабаров, И. В. Бигун, А. И. Кудряшова</i>	373
Гидрогеология. <i>В. В. Петров</i>	395
Эколого-геологическая обстановка. <i>В. В. Петров</i>	400
Заключение. <i>Г. В. Липенков, М. С. Мащак, В. Т. Кириченко, А. И. Ларичев, Д. В. Назаров</i>	404
Список литературы	412
<i>Приложение 1.</i> Список месторождений, проявлений, пунктов минерализации полезных ископаемых, шлиховых и геохимических ореолов и точечных аномалий, показанных на листе R-47 Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000	436
<i>Приложение 2.</i> Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений листа R-47	451
<i>Приложение 3.</i> Таблица впервые выявленных или переоцененных в ходе составления Госгеолкарты прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов (авторская оценка)	453
<i>Приложение 4.</i> Список опорных обнажений и скважин, показанных на КЧО	454
<i>Приложение 5.</i> Список пунктов по листу R-47, для которых имеются определения радиоуглеродного возраста из четвертичных образований ...	456
<i>Приложение 6.</i> Список скважин, показанных на геологической карте	458
<i>Приложение 7.</i> Список пунктов по листу R-47, для которых имеются определения радиоизотопного возраста пород и минералов (дочетвертичные образования)	460

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Норильская

Лист – R-47 – Хета

Объяснительная записка

Редактор *Е. А. Зотова*
Техническое редактирование *О. Е. Степурко*
Верстка *Т. П. Рекант*

Подписано в печать 30.11.2018. Формат 70×100/16. Гарнитура Times New Roman.
Печать офсетная. Печ. л. 29. Уч.-изд. л. 42,8.
Тираж 100 экз. Заказ 41714000

Картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72
Тел. 328-8121, факс 321-8153