

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Норильская

Лист R-46 – Пайтурма

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-46 – Пайтурма

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

УДК 55(084.3)(571.511)

Шнейдер Г. В., Наумов М. В., Берзон Е. И., Гавриш А. В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Норильская. Лист R-46 – Пайтурма. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2018. 389 с. + 6 вкл.

В объяснительной записке обобщены новые материалы по стратиграфии, магматизму, тектонике, истории геологического развития, геоморфологии, полезным ископаемым и закономерностям их размещения северо-западной части Сибирской платформы и южной части Енисей-Хатангского регионального прогиба. Территория охватывает части Среднесибирского плоскогорья и Северо-Сибирской низменности. Специальные разделы по полезным ископаемым расширены за счет рассмотрения нефтегазоносности территории. Комплект геологических карт отражает современный уровень изученности региона.

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

В комплект Госгеолкарты входит компакт-диск с цифровыми копиями карт, базами данных и растровыми копиями графических материалов, не вошедшими в комплект издания.

Табл. 13, ил. 16, список лит. 359 назв., прил. 7.

А в т о р ы

Г. В. Шнейдер (отв. исполнитель), М. В. Наумов, Е. И. Берзон, А. В. Гавриш, К. В. Борисенков, Т. К. Иванова, В. В. Петров, М. А. Чуйко, Д. Н. Иванов, Д. К. Лохов, А. В. Проскурнина, Н. П. Виноградова, А. Г. Шнейдер

Научный редактор *П. Г. Падерин*

Рецензенты *В. А. Радько, Б. А. Трифонов, Д. В. Назаров, С. В. Видик, Е. А. Лебедева, В. А. Царева, Н. П. Пежемская*

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

© Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2018

ВВЕДЕНИЕ

Третье издание Государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 листа R-46 – Пайтурма подготовлено в результате обобщения геологических материалов, полученных за 15-летний период, прошедший после второго издания листа R-(45)–47 – Норильск Государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000. Комплект листа включает геологические карты дочетвертичных и четвертичных образований, полезных ископаемых, закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых, прогноза на нефть и газ. Карты сопровождаются схемами масштаба 1 : 2 500 000: тектонической, глубинного строения, геоморфологической, гидрогеологической и эколого-геологической.

Территория расположена севернее Полярного круга в бассейнах рек Пясины, Хета и Курейка (рис. 1). Она охватывает северную часть Среднесибирского плоскогорья и южную часть Северо-Сибирской низменности, в тектоническом отношении является частями Сибирской платформы и Енисей-Хатангского регионального прогиба. В 60–70 км к западу от границы листа расположен Норильский горнопромышленный район, являющийся крупнейшим в России по запасам медно-никелевых руд с действующими предприятиями по их добыче и переработке. В северной части листа, в пределах Енисей-Хатангского регионального прогиба имеются перспективы открытия месторождений и перспективных проявлений углеводородов.

Работа выполнялась во Всероссийском научно-исследовательском геологическом институте им. А. П. Карпинского по Государственному контракту № АМ-02-34/08 от 14.02.2014 г., по объекту: «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». При составлении карт комплекта и объяснительной записки в полной мере использованы материалы ранее изданных листов Госгеолкарты и геологических отчетов. Основой данных для составления листа являются обобщающие работы геологов Норильской Комплексной ГРЭ (НКГРЭ), Заполярной Комплексной ГРЭ (ЗКГРЭ), ООО «Норильскгеология», ОАО «Красноярскгеолсъемка», ВСЕГЕИ, НПО «Аэрогеология», НИИГА, ЦАГРЭ и др.

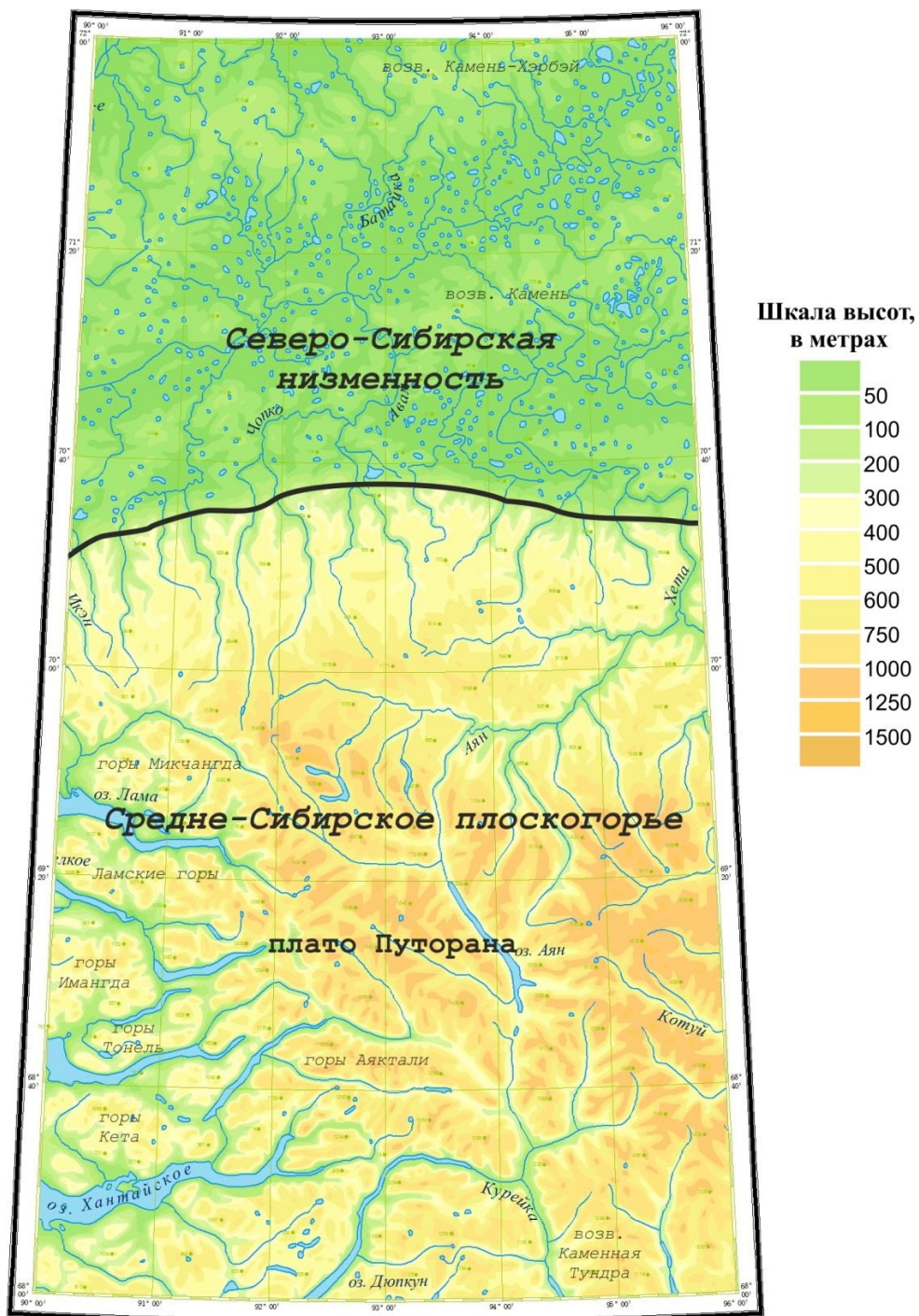


Рис. 1. Схема оргидрографии листа R-46.

Территория листа R-46 ограничена координатами 68–72° с. ш. и 90–96° в. д., административно относится к Таймырскому (Долгано-Ненецкому) муниципальному району Красноярского края. Северная треть листа относится к Северо-Сибирской низменности, является аккумулятивной равниной с абсолютными отметками водоразделов, не превышающими 200–220 м, и низин с абс. отм. до 40–100 м. Для нее характерны слабоврезанные широкие речные долины и многочисленные озера, имеющие главным образом термокарстовое происхождение. Остальная часть площади относится к Среднесибирскому плоскогорью, а в его пределах – к плато Путорана с высотными отметками от 200–500 до 1000–1500 м (максимальная отметка – 1678 м). В западной части плоскогорья имеется ряд небольших изолированных горных массивов высотой 800–1200 м (горы Абагалах, Микчангда, Ламские, Имангда, Кета, Тонель и др.), разделенных речными долинами, глубокими линейными ложбинами, зачастую занятыми крупными озерами.

Гидрографическая сеть района характеризуется большой разветвленностью. Главные водные артерии территории в западной части листа – р. Пяси́на (фрагмент) и ее крупный правый приток р. Дуды́пта, в восточной – р. Хета с притоком р. Аян. Реки южной части принадлежат к бассейну р. Курейка. Горные реки имеют невыработанный ступенчатый продольный профиль, характеризуются сильным течением, изобилуют порогами и водопадами. Продольный профиль равнинных рек относительно выработан, скорость течения не превышает 1 м/с. Большую часть года (с сентября по май) они покрыты льдом, а более мелкие промерзают полностью. Весеннее половодье довольно длительное и приходится на июнь, в июле–августе уровень воды в реках обычно резко понижается. Реки Пяси́на, Хета, Дуды́пта (в низовьях) пригодны для хода катеров и плоскодонных барж.

Озера в пределах Северо-Сибирской низменности многочисленны, в основном преобладают небольшие (до 1 км в поперечнике) неглубокие термокарстовые озера. Наиболее значительные из них – Муклай, Шаман, Голдывул, Собачье, Сохатиное и др. – имеют диаметр до 10 км в поперечнике. В западной части плато Путорана расположены крупные озера – Лама, Глубокое, Собачье, Кета, Кутарамакан, Накомьякен, Хантайское, Дюпкун, в центральной части – оз. Аян. Днища крупных озер находятся ниже уровня моря, а глубина их колеблется от 180 м (оз. Кета) до 254 м (оз. Лама). Озера более 8 месяцев в году покрыты льдом. На многих крупных озерах лед окончательно сходит иногда лишь в середине лета. Замерзание их происходит значительно позднее замерзания рек, чаще всего во второй половине октября.

Климат района резко континентальный, многолетняя мерзлота на территории достигает мощности 1 км, только под руслами наиболее крупных рек развиты талики. В летнее время образуется деятельный слой мощностью до 2 м. Зима суровая, длительностью до 8 месяцев. С конца ноября до конца января длится полярная ночь. Среднегодовая температура от минус 12 до минус 15 °С. Средняя температура самого холодного месяца января составляет –28 °С, а самого теплого месяца июля +12 °С. Колебания температуры от –58 в январе до +35 °С 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. В зимнее

время преобладают восточные ветры (до 40 м/с), а летом обычно северные и северо-западные.

Растительность района принадлежит к зонам лесотундры, горной тундры и тундры. Для лесотундры характерны лиственничные леса с подлеском из кустарника карликовой ольхи и березы. В горных районах лесотундра сменяется поясом горных кустарников (высоты от 200–250 до 600–700 м), а выше – гольцовым поясом, где преобладают каменные россыпи с покровом мхов и лишайников. На равнинах развита тундра, где произрастают карликовые береза, ольха, ива и повсеместно развиты моховой и лишайниковый покровы.

Животный мир беден и относится к категории мигрирующих видов. Среди млекопитающих наиболее распространены лось, бурый медведь, северный олень, полярный волк, песец, заяц, лемминг, редко – овцебык. Летом прилетают птицы (гуси, казарки, утки, различные виды чаек и др.). В реках и озерах водятся омуль, хариус, сиг, чир, муксун, щука.

Район практически не заселен. Коренное население района – долганы, нганасаны, эвенки проживает в поселках Волочанка и Усть-Авам, численность жителей – 500–550 человек в каждом, они занимаются охотой на дикого северного оленя и пушных зверей, рыболовством. Остальные точки поселений нежилые и являются временными рыбацкими или охотничьими пунктами. Административный центр района и крупный речной и морской порт – г. Дудинка на Енисее – находится в 150 км западнее рамки листа. Промышленный центр с развитой горнодобывающей и металлургической промышленностью – г. Норильск с районами Талнах, Кайеркан, Снежногорск – расположен в 75 км к западу от границы листа. С Москвой, Красноярском, Новосибирском, Екатеринбургом и др. Норильск связан авиалиниями (аэропорт Алыкель). Объекты Норильского промышленного района соединены шоссейными дорогами, обеспечены газовым топливом с месторождений левобережья р. Енисей по газопроводу.

Геологическая изученность территории крайне неравномерная. Наиболее полно на всех стадиях изучения исследованиями были охвачены участки западнее границ листа (Норильское и Хараелахское плато, горный массив Имангда) либо восточнее – в низовьях р. Маймеча.

Первые описания геологического строения региона принадлежат А. Ф. Миддендорфу (1860 г.), Ф. Б. Шмидту (1872 г.), Э. В. Толлю (1895 г.), И. А. Лопатину (1897 г.). Начало систематическому геологическому изучению Норильского района положил А. А. Сотников (1919 г.), опубликовавший в г. Томск доклад «К вопросу об эксплуатации Норильского (Дудинского) месторождения каменного угля и медной руды в связи с практическим осуществлением и развитием Северного морского пути», в составлении которого принимал участие Н. Н. Урванцев. В период 1919–1929 гг. Н. Н. Урванцев составил геологические карты района, подсчитал запасы каменного угля, установил наличие в рудах никеля и сопоставил их с канадским месторождением Садбери, открыл месторождения Норильск-I и Норильск-II сульфидных медно-никелевых руд. Впоследствии работы по геологическому изучению района были сосредоточены в Норильском районе, на площади смежного листа R-45, и лишь краевыми частями охватывали территорию листа R-46.

Планомерное изучение низовьев Енисея и Северо-Сибирской низменности началось с 1934 г. геологами треста «Главсевморпуть» с целью поисков месторождений нефти и газа. В 1936 г. была организована Усть-Енисейская экспедиция треста «Главсевморпуть», работавшая до 1954 г., в основном западнее листа, на левобережье р. Енисей. Исследования В. Н. Сакса в районе пос. Усть-Порт на р. Енисей, по рекам Пясины и Агапа с 1939 по 1946 год послужили основанием для разработки стратиграфической схемы четвертичных отложений. Проходка скважин до глубин 2500 м позволила изучить стратиграфию мезозойских отложений. В 1955 г. материалы обобщены и уточнены В. Н. Саксом и З. З. Ронкиной.

С 1937 по 1955 год в районе проводится геологическая съемка масштаба 1 : 1 000 000 сотрудниками Научно-исследовательского института геологии Арктики (НИИГА) и геологоразведочных экспедиций ЗСГУ, ВАГТа, НКГРЭ, ГУСМП В. В. Захаровым (1945 г.), Г. Г. Моором (1949 г.), А. П. Козловой и А. Л. Ставцевым (1953–1954 гг.), Н. Н. Цесаревой и П. Н. Плотниковой (1953 г.), Н. А. Тимашковым (1954 г.) и др. Собранный материал стал основой для составления Государственных геологических карт масштаба 1 : 1 000 000. Для листа R-46,47 геологическая карта, карта полезных ископаемых и объяснительная записка к ним составлены в 1958 г. Я. И. Полькиным, А. М. Виленским и Н. П. Головановым [57]. Авторы приводят стратиграфическое расчленение осадочных отложений до ярусов и свит. Среди нижнетриасовых вулканогенных образований выделены сыверминская, хақанчанская свиты и путоранская серия, которая расчленена на аянскую, хоннамакитскую и неракарскую свиты. Четвертичные образования расчленены на зырянские и сартанские ледниковые и каргинские межледниковые. Выделены силлы и дайки долеритов, отмечены процессы автометаморфизма и контактового воздействия интрузий. В пределах Тунгусской синеклизы выделены мелкие поднятия, впадины и разрывные нарушения, описаны проявления каменного угля, железа и др. Позже (1961, 1964 годы) на основе изучения опорных разрезов Хантайского озера и сборов органических остатков при ГС-200 Я. И. Полькин дополнил и уточнил схему стратиграфического расчленения вулканогенных свит.

Исследования этого периода положены в основу составления сводных геологических карт масштаба 1 : 500 000 разного содержания: Геологическая карта северо-западной части Сибирской платформы (Н. Н. Урванцев); Геологическая карта западной части Сибирской платформы (М. Н. Благовещенская); Металлогеническая карта северо-западной части Сибирской платформы (Ю. Г. Старицкий); Прогнозно-металлогеническая карта северной части Сибирской платформы (Г. И. Кавардин, М. Ф. Лобанов).

В 1955–1968 гг. геологами СНИИГГиМС (С. П. Микуцкий и др.), ВНИГРИ (Г. Д. Кулик, В. Д. Козырев и др.), НКГРЭ (С. Р. Пашкевич) проводились специализированные работы по оценке перспектив нефтегазоносности северо-запада Сибирской платформы. Составлена прогнозная карта нефтегазоносности, даны рекомендации для дальнейших исследований, в районе озер Хантайское, Кета и Кутарамакан проведены структурно-поисковые работы масштаба 1 : 100 000.

Поисковые работы на нефть и газ в 1962–1966 гг. проводились Красноярской конторой разведочного бурения (А. М. Иванов, В. Д. Немцев, Т. И. Харченко и др.). С 1967 г. в бассейне р. Пясины поисковые работы выполнялись трестом «Норильскнефтегазразведка» Тюменского ПГУ. В 1968 г. вблизи западной границы листа открыто Джангодское газовое месторождение и ряд газоконденсатных проявлений. Научно-исследовательские работы проводились сотрудниками ВНИГРИ В. Д. Козыревым, Г. Д. Куликом, Т. К. Баженовой, О. А. Бабозиной и др., которые высоко оценили перспективы северо-запада Среднесибирского плоскогорья и Северо-Сибирской низменности на нефть и газ. Обобщение всех материалов по нефтегазоносности Северо-Сибирской низменности (Енисейско-Хатангского прогиба) было сделано Д. П. Куликовым и В. С. Старосельцевым.

С 1961 по 1972 год часть территории листа покрывается кондиционной геологической съемкой масштаба 1 : 200 000, семь сдвоенных листов геологических карт и карт полезных ископаемых изданы в период 1971–1984 гг. [31, 32, 33, 34, 58, 59, 60]. В результате исследований было выполнено палеонтологически обоснованное расчленение отложений кембрия, ордовика, силура, девона, карбона, перми, триасовых вулканогенных и интрузивных образований. Разрывные нарушения классифицированы по возрасту, глубинам заложения, выделен ряд пликвативных структур различного порядка. Установлены и описаны проявления медно-никелевых руд, пирита, магнетита, ильменита, исландского шпата, угля, строительных материалов, даны рекомендации для продолжения геологических работ.

В 1972 г. была завершена работа по составлению комплекта Государственной геологической карты СССР масштаба 1 : 1 000 000 листа R-(45)–47 (Норильск) под ред. Н. Н. Урванцева и Ф. Г. Маркова [61, 62]. В состав комплекта вошли карты аномального магнитного поля, гравиметрическая, дочетвертичных образований, полезных ископаемых, четвертичных отложений, тектоническая. Комплект издан в 1975 г., но без объяснительной записки.

В период 1970–1976 гг. в пределах Северо-Сибирской низменности НПО «Аэрогеология» провело аэрофотогеологическое картирование (АФГК) масштаба 1 : 200 000 [327, 340]. Материалы этих работ, охвативших всю низменную часть листа R-46, использованы нами для составления КЧО территории. В юго-восточной части листа на плато Путорана аналогичные работы (АФГС) в этот же период выполнены Н. И. Емельяновым, Н. П. Анучкиной и др. [297, 298]. В это же время (1974–1978 гг.) листы R-46-ХІІІ–ХХ, ХХV, ХХVІ, ХХХІ–ХХХІV были охвачены геологическим доизучением в масштабе 1 : 200 000 силами НПО «Аэрогеология» [359], хотя по информативности эти работы оказались близки к АФГК, и принципиально новых данных по району получено не было.

В период 1978–1983 гг. НПО «Аэрогеология» охватило практически всю площадь листа космофотогеологическим картированием масштаба 1 : 1 000 000 [272, 307].

С 1982 по 1987 г. на территории Норильского района под руководством Б. М. Струнина проводилось геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000, охватившее в том числе и площадь листов R-46-ХІІІ, ХІХ, ХХV, ХХХІ [344]. Вслед за этим в 1988–1994 гг. тот же коллектив выполнил ГДП-200 на Дюп-

кунской площади на листах R-46-XX,XXVI,XXXII,XXXIII,XXXIV [343]. В геологических отчетах дана прогнозная оценка территории на различные виды минерального сырья, в первую очередь на сульфидные медно-никелевые и медно-порфиновые руды. Полученные новые материалы позволили авторам уточнить стратиграфические схемы по всем системам фанерозоя, дополнить информацию по интрузивным образованиям, провести структурно-формационное районирование территории. В 1991 г. по результатам геологических съемок и поисковых работ была издана Геологическая карта Норильского рудного района масштаба 1 : 200 000 под редакцией М. Л. Шермана [30]. В 1995 г. по материалам ГДП-200 коллективом ГП «Красноярскгеолсъемка» (Б. М. Струнин, Н. П. Ермаков, Б. Н. Медведев, В. В. Комаров, Т. Н. Корневская, редактор Ю. С. Глухов) был подготовлен к изданию комплект Госгеолкарты-200 (новая серия) на листы R-46-XXXI,XXXII; R-46-XXXIII,XXXIV; Q-46-I,II с единой объяснительной запиской. В комплекте дана прогнозная оценка на полезные ископаемые, охарактеризовано крупное Икэченское проявление меди предположительно медно-порфирового типа, высказана возможность обнаружения интрузивов с медно-никелевым оруденением [47].

В северной оконечности плато Путорана коллективом ПГП «Норильскгеология» в период 1993–1998 гг. проведено ГДП-200 на Авамской площади (1-я очередь) на листах R-46-XVII,XVIII; R-47-XIII,XIV [334]. По итогам работ дана оценка прогнозных ресурсов по категории P₃ и выделены перспективные участки на обнаружение углеводородного сырья, сульфидных медно-никелевых руд, каменной соли и комплекса полезных ископаемых, связанных с щелочно-ультраосновным магматизмом. Листы Госгеолкарты-200 (новая серия) указанных номенклатур подготовлены к изданию в 2001 г. и изданы Картографической фабрикой ВСЕГЕИ в 2006 г. [50]. Этим же коллективом в 1999–2002 гг. проведено ГДП-200 на Авамской площади (2-я очередь) на листах R-46-XIII,XIV; R-46-XV,XVI [336]. На площади установлены проявления сульфидных медно-никелевых руд, самородной меди, угля, исландского шпата, строительных материалов. Для них подсчитаны прогнозные ресурсы по категории P₃ и даны рекомендации для дальнейшего направления поисковых работ. Работы приостановлены в 2002 г. составлением информационного отчета по фактическому состоянию дел.

В период с 1972 г. по настоящее время в Норильском районе и прилегающих территориях осуществлялись крупномасштабные геологические исследования масштабов 1 : 50 000–1 : 25 000. Геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 и поисковые работы на медно-никелевые месторождения проведены на перспективных площадях с целью выявления, в первую очередь, богатых медно-никелевых руд, их львиная доля локализована западнее рамки листа. Из работ, проведенных на листе R-46, необходимо отметить, прежде всего, поисковые работы на Арылахской площади под руководством О. А. Дюжикова [293] на Тальми-Кумгинской площади под руководством В. А. Радько [335], а также обширный комплекс поисковых, геохимических, геофизических работ, проведенных в период 1964–2009 гг. на Микчангдинской площади и обобщенных в отчете В. А. Тетерюка в 2009 г. [345]. Работы в разные

годы сопровождалась геохимическими, геофизическими, геоэкологическими исследованиями и бурением нескольких десятков скважин.

В результате всего цикла крупномасштабных работ произведено детальное расчленение стратиграфического разреза по легенде для листов масштаба 1 : 50 000, разработанной коллективом НКГРЭ под руководством В. А. Люлько [315]. Среди интрузивных пород выделены три условные возрастные группы, сформировавшиеся в три фазы магматизма. Детально исследована Хараелахская рудоносная интрузия и связанное с ней Октябрьское медно-никелевое месторождение. В значительной степени уточнено тектоническое строение района, прослежены зоны глубинных разломов, благоприятные для локализации дифференцированных интрузивов с сульфидным медно-никелевым оруденением. Перечень полезных ископаемых дополнен проявлениями медно-никелевой минерализации, каменных углей, строительных материалов, флюсового сырья, исландского шпата, а также дана прогнозная оценка территории и рекомендации по постановке детальных оценочных работ на перспективных участках.

Исследования по стратиграфии района были проведены А. Б. Гуревичем [286], В. А. Люлько [315], В. Д. Вахрушевым [279] и др. Обобщающие работы по глубинному строению, тектонике, магматизму, полезным ископаемым и металлогении региона во второй половине XX–начале XXI века выполнены В. С. Старосельцевым [222], Д. А. Додиным [82, 83, 84], А. С. Гринсоном [64, 65, 66], О. Н. Симоновым [156], Н. С. Маличем [134, 135, 136, 137, 138], Е. В. Тугановой [244, 245], В. А. Люлько, Ю. Н. Амосовым [316], В. В. Рябовым [206, 207, 208], Л. Г. Майминой [317], Б. М. Струниным [342] и др.

В 1996 г. сотрудниками ВСЕГЕИ завершено составление комплекта Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (новая серия) на лист R-(45)–47 под редакцией Е. К. Ковригиной (утвержден НРС МПР РФ 29 марта 1996 г.). Комплект содержит карты дочетвертичных и четвертичных образований, полезных ископаемых и эколого-геологическую схему. В работе обобщены все имеющиеся сведения по стратиграфии, магматизму, тектонике, геоморфологии, истории геологического развития, гидрогеологии, геоэкологической обстановке, полезным ископаемым по состоянию на 1995 г. [51].

Результаты минералого-геохимического и геохронологического исследования пород и руд Норильского района приведены в опубликованных работах ФГУП «ВСЕГЕИ» (О. В. Петров, С. А. Сергеев, Э. М. Прасолов, В. О. Халенев, К. И. Лохов и др.) [175, 176].

В 2006–2009 гг. геологами ООО «Норильскгеология» (Н. И. Кокорин и др.) проанализированы и обобщены геолого-геофизические материалы по территории севера Красноярского края с целью выделения поисковых площадей, перспективных на богатые медно-никелевые руды [301].

Новые взгляды на эволюцию траппового магматизма и рудообразование Норильского района отражены в работах А. Д. Налдретта [166], А. П. Лихачева [128], Н. А. Криволицкой [113, 114], В. А. Радько [192, 193].

Поисковые геологические работы, связанные с оценкой нефтегазоносности территории, являются единичными, распределены крайне неравномерно и

до недавнего времени сводились к проходке параметрических, структурно-поисковых и поисковых скважин. В северо-западной части листа пробурены поисковые Средне-Пясинская (СПс)-1 и -2 [308], Тундровая (Тнд)-1, в северо-восточной части – параметрическая Волочанская (Влч)-1 и поисковая Влч-2. В долине р. Хета пройдены параметрическая Ледянская (Лед)-358 и колонковая Лед-3 скважины [352]. Они связаны между собой единичными сейсморазведочными профилями. В последние годы в связи с поисками нефти и газа на Самоедском лицензионном участке ОАО «Ванкорнефть» пройден куст структурно-колонковых скважин Кст-1–Кст-9 глубиной от 1200 до 1500 м [347], а на Ондодоминском участке – скв. Онд-1 глубиной 1505 м [295]. Обобщение данных о признаках и перспективах нефтегазонасности юрско-меловых образований проведено в научных и тематических работах [13, 299, 305, 306, 311]. Анализ нефтегазонасности среднего и верхнего палеозоя Тунгусской синеклизы на Самоедском ЛУ сделан во ФГУП «ВСЕГЕИ» А. И. Ларичевым, В. И. Чекановым и др. [310].

Геофизическая изученность с разной степенью детальности и разными методами охватывает всю рассматриваемую территорию.

Аэромагнитные съемки разных лет (1949–1965 гг.) в масштабе 1 : 1 000 000 и 1 : 200 000 охватили всю площадь листа, их осуществляли ВАГТ «Главвостокгеология» (П. И. Касаткин, Т. Н. Сироткина), НИИГА (С. М. Крюков, Д. В. Левин), ЗГТ (Е. А. Каспарова, Г. З. Гриневецкий). Крупномасштабными съемками масштаба 1 : 25 000–1 : 50 000 покрыты локальные участки в северной и западной частях плато Путорана и частично охватили Северо-Сибирскую низменность. Работы проводились экспедицией ЗГТ (1964–1965 гг.) и позже (1974–1993 гг.) – Северо-Енисейской геофизической экспедицией Красноярского ГУ. В 1985–1986 гг. Комплексная геофизическая экспедиция НПО «Нефтегеофизика» (С. В. Лапин, Е. Г. Лапина) покрыла всю площадь плато Путорана высокоточной аэромагнитной съемкой масштаба 1 : 100 000, частично съемка того же масштаба в 1990 г. выполнена Северо-Енисейской ГФЭ (Г. Н. Марушко, Н. Ф. Гибадуллина). В 2012–2014 гг. западная часть Северо-Сибирской низменности, включая и северо-западную часть листа R-46, охвачена комплексной аэрогеофизической (аэромагнитной и аэрогеохимической) съемкой масштаба 1 : 100 000 (ООО ГП «Сибирьгеофизика») [348, 349]. Магниторазведочные работы обобщены при составлении ГФО-1000/3 и представлены комплектом карт геофизического и геологического содержания и объяснительной запиской к комплекту [328].

Гравиметрические съемки масштаба 1 : 1 000 000 на всей площади листа R-46 были проведены Красноярским геологическим управлением в период 1958–1965 гг. (А. В. Черный, Я. Б. Беленький, Э. М. Яганцев). С 1962 по 1985 год практически на всей территории листа была выполнена гравиметрическая съемка масштаба 1 : 200 000. Работы проводились Западным геофизическим трестом и Красноярским геологическим управлением (позднее ПГО «Красноярскгеология»). Гравиметрические съемки масштаба 1 : 50 000 выполнялись Красноярским ГУ в 1964 г. в целях прослеживания выходов Арылахской интрузии под четвертичные отложения и оценки перспектив этой интрузии на никеленосность (Е. А. Черевков, С. П. Степанов). С 1974 г. работы проводились Норильской комплексной экспедицией (А. М. Ряскин,

В. В. Гончаренко, К. М. Чехович, В. И. Демидович) на Большеваваамской и Хараелахской мульдах. Данные среднемасштабных гравиметрических съемок были использованы ФГУНПП «Геологоразведка» для создания ГФО-1000/3 листа R-46 (2003 г.). Актуализированная версия ГФО-1000/3 составлена во ВСЕГЕИ в 2015 г. [328].

Сейсморазведочные работы в профильном и площадном вариантах проводились на локальных участках Красноярским ТГУ в северной части листа R-46 методом МОВ. С 1989 г. они продолжены методом МОГТ на Кумгинской, Агапской, Кыстыктахской, Хетской и Хантайской площадях. В последние годы на локальных участках в западной и северной оконечности плато Путорана площадные работы осуществили ОАО «Енисейгеофизика» (В. А. Тимофеев, 2007), ОАО «Башнефтегеофизика» (А. И. Белецкий и др., 2008). В 2012–2015 гг. современную сейсморазведку западной части Северо-Сибирской низменности провели ОАО «Таймыргеофизика» и ООО НПЦ «Геостра» [348, 349]. Она включала 120-кратное МОГТ-2D повышенной глубинности (длина регистрации – 18 с) по увязанной сети профилей. Попутно ООО «Северо-Запад» (Д. В. Яковлев и др.) провело электроразведку МТЗ по отдельным сейсмическим профилям. Сведения о проведенных сейсмогеологических работах обобщены при составлении ГФО-1000/3 [328], помещены в БД к листу в виде схем и каталогов геофизической изученности.

Опорные комплексные геофизические профили, проходящие по территории листа R-46, выполнены методом МГСР: Воркута–Тикси (проект ГОРИЗОНТ), оз. Тенгиз–г. Норильск–море Лаптевых (проект БИГУМ), р. Таз–оз. Лама–р. Янгода (проект РИФТ-III), п-ов Диксон–р. Хилок (проект МЕТЕОРИТ), Агапа–Микчанда и Енисей–Кутарамакан [294, 357, 358].

Электроразведочные работы проводились в модификации ВЭЗ, МТЗ, МТП, ЗСБ и носили маршрутный характер, сосредоточены вдоль западной границы площади, данные обобщены при составлении ГФО-1000/3 [328].

Аэрогамма-спектрометрические работы с современной аэрогеофизической аппаратурой «HummingBird» («Колибри») проведены на Микчангдинском поисковом участке (С. А. Харитонов, О. А. Дудин, 2009 г.), площадь составляет первые сотни км² [345].

Одновременно с выполнением съемок НИИГА проводились палеомагнитные исследования для пород базальт-долеритовой формации (Б. В. Гусев, А. А. Пискарев, Я. И. Польшкин, Л. А. Чайка и др.). Обобщенная характеристика физических свойств геологического разреза приводится во множестве опубликованных и фондовых работ (Г. Г. Ремпель и др., 1979; Э. Н. Линд и др., 1983; С. М. Фивег, 1987; Ю. А. Семин, 1990 и др.) и сведена в ГФО-1000/3 [328].

Геохимическая изученность крайне неравномерна. В пределах плато Путорана во второй половине минувшего века проводились тематические геохимические работы на медь и никель масштабов 1 : 200 000 и 1 : 500 000, а также внemasштабные работы по геохимии интрузивных образований триаса. При производстве ГСР-200 второго поколения проведены геохимические работы масштаба 1 : 200 000, включающие опробование по потокам рассеяния. На площадях, занимаемых Северо-Сибирской низменностью, кондиционные геохимические работы масштаба 1 : 200 000 не проводились.

В период 2011–2013 гг. силами ФГУП «ИМГРЭ» и ООО НТП «СОСНОВ-ГЕОС» проведены работы по составлению геохимической основы Госгеолкарты-1000/3 листа R-46. На основе сбора ретроспективных данных и материалов собственных полевых работ выполнено геолого-геохимическое доизучение территории листа. Основные результаты исследований суммированы на картах геохимической специализации геологических комплексов: ландшафтно-геохимической, прогнозно-геохимической и эколого-геохимической [302].

Гидрогеологическая изученность площади листа неравномерная и в целом не отвечает масштабу 1 : 1 000 000. Наиболее полная и систематизированная информация по гидрогеологии содержится в изданных листах ГГК-1000 новой серии [51]. Работы по ГДП-200 последнего 15-летия (три сдвоенных листа масштаба 1 : 200 000 [334, 336]) и бурение структурно-колонковых скважин на лицензионных участках [295, 347] в незначительной степени дополнили сведения о водоносности комплексов отложений.

Экологическая изученность. Геоэкологическая обстановка территории листа достаточно полно освещена в предыдущем издании ГГК-1000 [51]. Дана характеристика геохимической обстановки, геологических опасностей, а также техногенных загрязнений на основе анализа экзодинамики территории с выделением областей денудации, транспортировки и аккумуляции. Комплект ГГК-1000/2 содержит эколого-геологическую карту по состоянию на 2000 г. Впоследствии специализированные работы проводились только на площади смежного с запада листа R-45 (ГЭК-1000, Ю. О. Мельников и др., 2002) и на ограниченном участке – при поисках на Микчангдинской площади [345]. Важность экологического мониторинга в дальнейшем определяется промышленной деятельностью Норильского промышленного района, непрерывно оказывающего техногенное воздействие на геологическую среду в пределах западной и северной частей плато Путорана.

Обзор основных работ свидетельствует о геологической изученности региона, достаточной для составления геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение).

Основой для составления комплекта карт листа R-46 является Легенда Норильской серии листов на шесть трапеций масштаба 1 : 1 000 000, подготовленная во ФГУП ВСЕГЕИ в 2001 и 2004 гг. (геологический и минерагенический блоки) коллективом авторов под общим методическим руководством главного редактора серии, главного научного сотрудника отдела восточной Сибири ВСЕГЕИ Н. С. Малича. В 2014 г. Легенда Норильской серии актуализирована во ФГУП «ВСЕГЕИ» в отделе Серийных легенд под руководством А. З. Бурского [123].

Лист R-46 обеспечен цифровой топоосновой (ЦТО) масштаба 1 : 1 000 000, составленной в ФГУНПП «Росгеолфонд». Дистанционная основа (ДО) масштаба 1 : 1 000 000 создана в НИИКАМ на основе снимков отечественных космических станций, а также во ФГУП «ВСЕГЕИ» – по материалам Landsat-7. Опережающая геофизическая основа (ГФО) масштаба 1 : 1 000 000, использованная при подготовке материалов к изданию, выполнена во ФГУП «ВСЕГЕИ», опережающая геохимическая основа (ГХО) – во ФГУП «ИМГРЭ». Объект прошел стадию оценки геологической, геохимической, геофизической изу-

ченности и подготовки геологического обоснования работ по созданию ГК-1000/3 [338].

Работа над листом выполнена во ФГУП (с 2016 г. – ФГБУ) «ВСЕГЕИ». В процессе подготовки материалов в 2015 г. проведен ограниченный объем полевых работ, в которых были задействованы специалисты ФГУП «ВСЕГЕИ» Г. В. Шнейдер (отв. исп.), А. В. Зублюк, М. А. Наумов, Д. К. Лохов, Е. И. Берзон, Ф. А. Триколиди, а также М. А. Рогов (ГИН РАН). В ходе полевых работ уточнены: строение вулканогенной толщи триаса; состав, морфология и соотношения с вмещающими базальтоидами гипабиссальных тел каменского и устьдальканского магматических комплексов; состав, соотношения, палеонтологическая характеристика палеогеновых, юрских и нижнемеловых пород. Составлены опорные разрезы различных фаций четвертичных отложений, взяты пробы на геохронологические и палеонтологические определения [339].

Исполнители карт и разделов объяснительной записки указаны в подписях к картам и в содержании записки. Картографическая редакция, составление и оформление макетов, создание цифровых моделей карт выполнены И. В. Котельниковой, А. А. Багаевой и Д. Н. Ивановым, цифровой базы данных – А. Г. Шнейдером, Д. К. Лоховым и А. В. Проскурниной (ФГУП–ФГБУ «ВСЕГЕИ»). Петрографическое описание пород сделано Н. П. Виноградовой. Основные аналитические исследования выполнены в Центральной лаборатории ВСЕГЕИ под руководством В. Н. Топорского и в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ под руководством С. А. Сергеева. Главный редактор Норильской СЛ и научный редактор комплекта – П. Г. Падерин.

СТРАТИГРАФИЯ

На территории листа R-46 установлены: 1) карбонатные породы рифея(?); 2) карбонатно-терригенные образования венда–нижнего палеозоя; 3) морские карбонатные, карбонатно-терригенные и сульфатно-карбонатно-терригенные отложения среднего палеозоя (силур–девон); 4) лагунно-континентальные угленосные породы среднего–верхнего карбона и перми; 5) вулканогенные образования верхней перми и нижнего триаса; 6) терригенные осадки среднего–верхнего триаса, юры, мела и палеогена; 7) рыхлые отложения четвертичной системы. Стратиграфическое расчленение геологических образований проведено согласно СЛ-1000 Норильской серии листов, существующих региональных стратиграфических схем, принятых и утвержденных МСК в 1969–1983, 2004 гг. [196, 197, 198, 199, 200, 201], с учетом дополнений и изменений, внесенных в стратиграфию Норильского района при составлении «Опорной легенды к геологической карте масштаба 1 : 50 000, серия Норильская», рассмотренной СибРМСК в 1993 г. [315], а также последних Постановлений МСК, касающихся уточнения и усовершенствования региональных стратиграфических схем соответствующих систем для Сибирской платформы [184, 185, 186, 187, 188].

В основу районирования территории листа R-46 положен принцип выделения структурно-формационных единиц (областей, зон, подзон) для каждого структурного яруса, соответствующего определенному этапу геологического развития территории. Установленные на листе R-46 геологические образования представляют шесть структурных ярусов (тектонических циклов): позднепротерозойский (рифейский), вендско-ордовикский, силурийско-девонский, среднекаменноугольно-верхнепермский, верхнепермско-триасовый и юрско-кайнозойский. Перечень выделенных для каждого этапа структурно-формационных единиц приведен в табл. 1. При этом, исходя из того, что образования, возникшие в течение четырех ранних этапов, на большей части территории перекрыты мощными толщами мезозойских и кайнозойских пород и изучены лишь по разрезам скважин на ограниченных площадях, а породы рифейского и вендско-нижнепалеозойского этапов установлены в единственном разрезе, где охарактеризованы очень ограниченным объемом kernового материала, они включены в единую схему районирования, отражающую распространение главным образом средне- и верхнепалеозойских отложений. В этой схеме доверхнепермские образования, вскрытые двумя глубокими скважинами на востоке территории листа R-46, отнесены к Аян-Верхнеко-

туйской СФЗ Ленско-Котуйской СФО, а установленные в западной части листа – к периферическим частям Игарско-Норильской СФО.

Таблица 1

Геологическое районирование листа R-46 Норильской серии листов ГГК-1000/3

| Структурный ярус | Система | Структурно-формационная область (СФО) | Структурно-формационная зона (СФЗ) | Структурно-формационная подзона (СФпЗ) |
|-------------------------|------------|---------------------------------------|------------------------------------|--|
| Юрско-кайнозойский | Q | Лено-Енисейская | Усть-Енисейская Хетская | |
| | N | | | |
| | P | | | |
| | K | | | |
| | J | | | |
| Верхнепермско-триасовый | P-T | Северо-Сибирская | | |
| | | I. Турухано-Норильская | Норильско-Хараелахская | Икэнская |
| | | | | Кыстыхтахская |
| | | | | Микчангда-Имангдинская |
| | | II. Анабаро-Тунгусская | Курейско-Ламская | Кетско-Ламская |
| | | | | Хантайско-Дюпкунская |
| | | | | Кулюмбинская |
| | | | | Аян-Верхнекотуйская |
| | | Большееавамская | | |
| | | Среднекаменноугольно-верхнепермский | P | I. Северо-Сибирская |
| C | | | | |
| Силурийско-девонский | D | II. Игарско-Норильская | Норильская | Хараелахско-Микчангдинская Кетско-Ламская |
| | S | | | |
| Вендско-ордовикский | O | III. Ленско-Котуйская | Аян-Верхнекотуйская | |
| | Є | | | |
| Рифейский? | V? | | | |
| | RF? | | | |

РИФЕЙ(?)–ВЕРХНЕПЕРМСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Допалеозойские и палеозойские образования установлены на территории листа R-46 на трех изолированных площадях, существенно различающихся по строению разрезов, составу и фациальной принадлежности пород. Соответственно рассматриваемые отложения отнесены к трем структурно-формационным областям: Северо-Сибирской, Ленско-Котуйской и Игарско-Норильской. В первых двух они вскрыты единичными глубокими скважинами

под верхнепермско-триасовой вулканогенной толщей, и только в Игарско-Норильской СФО, представленной на территории листа своими периферическими частями, палеозойские отложения весьма ограниченно выходят на современную поверхность, а также вскрыты многочисленными скважинами на локальных поисковых площадях.

Игарско-норильская структурно-формационная область

В пределах Игарско-Норильской СФО доверхнепермские породы выходят на эрозионную поверхность на ограниченной территории осевой зоны Рыбнинского поднятия (восточного периклинального замыкания Хантайско-Рыбнинского мегавала) и южного борта Самоедского вала. Однако глубокое бурение (всего в западной части территории листа пробурены 78 скважин, вскрывших подошву вулканогенной толщи) в пределах Ондодоминской, Кыстыктахской, Арылахской, Кумга-Тальминской, Микчангдинской, Глубокоозерской поисковых площадей [281, 293, 295, 296, 318, 321, 335, 345, 347] обеспечило детальное расчленение и типизацию палеозойских отложений, которые включают стратоны от нижнего силура до верхней перми. Более древние образования скважинами, пробуренными до 2014 г., не вскрыты, но они, несомненно, присутствуют, так как пройдены многочисленными скважинами ниже подошвы силура к западу от территории листа R-46, а также, по некоторым сведениям, пройдены скв. Кст-1п в западной части листа [150]. Вскрытые отложения представляют собой силурийско-девонский и среднекаменноугольно-верхнепермский структурные ярусы. Все стратоны, распространенные в Игарско-Норильской СФО, соответствуют легенде, принятой для Норильского района, где описаны их стратотипы и парастратотипы.

КЕМБРИЙСКАЯ–ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМЫ

По кратким сведениям, кембрийские и ордовикские отложения вскрыты параметрической скв. Кст-1п, пробуренной ОАО «Ванкорнефть» на левобережье р. Кыстыктах, на глубинах ниже 2612 м; вскрытая часть разреза завершается загорнинской свитой верхнего ордовика [150]. Подразделение введено в геологический разрез по аналогии с образованиями данного структурного яруса на территории смежного листа R-45, где они охарактеризованы группой скважин на Гремякинской площади [53].

Кембрийско-ордовикские отложения нерасчлененные (Є-О) представлены известняками, доломитами с прослоями мергелей, аргиллитов, алевролитов, песчаников, гипсов и ангидритов. Их суммарная мощность (неполная) превышает 1400 м.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Силурийско-девонские образования представляют собой неполный ряд морских карбонатных, карбонатно-терригенных и сульфатно-карбонатно-терригенных формаций трансгрессивной и регрессивной стадий. Силурийские

отложения вскрыты скважинами в низовьях р. Микчангда и на р. Кыстыхтах, где они представлены всеми четырьмя отделами. Исходя из данных по сопредельной территории [53], нижнесилурийские отложения со стратиграфическим несогласием залегают на отложениях верхнего ордовика (долборский горизонт).

Лландоверийский–венлокский отделы

Отложения нижнесилурийской подсистемы включают четыре свиты, выделенные Ю. И. Тесаковым, Н. Н. Предтеченским и др. [215, 216, 217, 239, 240] на прилегающей с запада территории, где стратотипические разрезы описаны в скв. СП-21 (бассейн р. Валёк) и на р. Лев. Омнутах. На рассматриваемой территории они рассматриваются в составе объединенного стратиграфического подразделения.

Чамбинская, таликитская, омнутахская и хюктинская свиты объединенные (S_1cm-hk) вскрыты единичными скважинами в районе р. Микчангда, а также скв. Кст-1п на Кыстыхтахской площади [150]; для последнего разреза детальная литологическая и палеонтологическая характеристика отсутствует.

Чамбинская свита (по эвенкийскому роду Чамба) вскрыта не на полную мощность (75 м) одной из скважин, пробуренной на р. Нералах в 4 км от западной границы листа. В нижней части свита сложена серыми углистыми и известковистыми аргиллитами, в верхней – глинистыми известняками и мергелями. На основании находок граптолитов в верхней части стратотипического разреза свиты, она относится к моейроканскому горизонту (рудданский и низы аэронского яруса лландоверийского отдела) [215].

Таликитская свита (по р. Таликит) сложена в нижней части преимущественно серыми тонкозернистыми, комковатыми, бугристо-наслоенными известняками с прослоями и линзами мергелей и органогенно-обломочных известняков, в верхней – известковистыми аргиллитами и мергелями. По данным с сопредельной площади, таликитская свита соответствует хаастырскому горизонту (аэронский ярус лландоверийского отдела) [240]. На территории листа вскрыта лишь верхняя часть свиты мощностью 25–30 м, но в стратотипе она составляет 75 м.

В разрезе скв. Кст-1п суммарная мощность чамбинской и таликитской свит составляет 197 м. В основании разреза развиты темно-серые мергели, а большая его часть сложена светло-зеленовато-серыми глинистыми доломитами с прослоями доломитовых мергелей.

Омнутахская свита (по р. Лев. Омнутах) вскрыта двумя скважинами в районе р. Микчангда, где ее полная мощность составляет 154–158 м, а также скв. Кст-1п (105 м). Свита подразделяется на три подсвиты: нижнеомнутахскую – зеленовато-серые известковистые аргиллиты с прослоями органогенных и кремнистых известняков (29–63 м); среднеомнутахскую – детритовые, иногда кремнистые известняки и известковистые аргиллиты и мергели с редкими прослоями органогенных известняков (39–76 м), верхнеомнутахскую – серые известняки и зеленовато-серые мергели с линзами пелитоморфных и органогенных известняков (49–56 м).

Изученные на сопредельной территории фаунистические остатки (главным образом брахиоподы и граптолиты) из омнутахской свиты отвечают верхней части хаастырского горизонта (нижняя подсвита) и агидыйскому горизонту региональной шкалы Сибирской платформы (верхи аэронского–теличский яруссы лландовери) [215].

Хюктинская свита (по хр. Хюкта) представлена биостромными и биоморфными (в основном кораллово-строматопоровыми) доломитизированными известняками с желваковидными включениями кремней. Многочисленные органические остатки представлены табулятами, ругозами, строматопорами, брахиоподами, остракодами, криноидеями и др., позволяющими отнести свиту к хакомскому горизонту (венлокский отдел нижнесилурийской подсистемы). Мощность хюктинской свиты на р. Микчангда – 51–72 м, в скв. Кст-1п – 47 м.

Максимальная вскрытая (неполная) мощность объединенных отложений нижнего силура на Микчангдинской площади составляет 287 м. В скв. Кст-1п полная мощность данного стратона составляет 349 м [150].

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА, ЛУДЛОВСКИЙ И ПРЖИДОЛЬСКИЙ ОТДЕЛЫ– ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Верхнесилурийская подсистема представлена лудловским и пржидольским отделами, хотя последний выделяется условно ввиду отсутствия видимых перерывов в разрезе верхнесилурийско-нижнедевонских отложений. Поскольку верхнесилурийские и нижнедевонские (нижнелохковские) отложения в Норильской СФЗ представляют единый регрессивный цикл осадконакопления, то они картируются в объеме объединенного подразделения, включающего макусскую, постничную, ямпахтинскую и хребтовскую свиты ($S_2-D_{mk÷hr}$). Как и повсюду в Норильской СФЗ, граница между силурийской и девонской системами проводится условно в основании ямпахтинской свиты ввиду полного отсутствия органических остатков в большинстве разрезов. Перечисленные свиты выделены Н. Н. Предтеченским и Ю. И. Тесаковым в 1981–1982 гг. в разрезе скв. СП-21 (лист R-45), где установлены их стратотипы (для макусской свиты – парастратотип, тогда как стратотипическим для нее считается разрез на р. Лев. Омнутах) [215, 217, 240]. На листе R-46 эти свиты вскрыты глубокими скважинами на Микчангдинской и Кыстыхтахской (скв. Кст-1п) площадях.

Макусская, постничная, ямпахтинская и хребтовская свиты объединенные ($S_2-D_{mk÷hr}$).

Макусская свита (по р. Макус в бассейне р. Имангда) характеризуется мелкоциклическим строением с регрессивной направленностью циклитов. В нижней части свиты преобладают серые и темно-серые узловатые массивные и слоистые известняки и карбонатные брекчии, в верхней – буровато-серые массивные доломиты с прослоями глинистых доломитов, доломитовых мергелей и известняков. По фаунистическим остаткам в парастратотипе ма-

кусская свита соответствует тукальскому горизонту (лудловский отдел верхнесилурийской подсистемы). Мощность ее варьирует в пределах 65–100 м.

Постническая свита, названная по руч. Постничный (приток р. Имангда), сложена неравномерно переслаивающимися серыми, пелитоморфными строматолитовыми доломитами, темно-серыми доломитовыми мергелями и светло-серыми тонкокристаллическими ангидритами. По положению в разрезе условно относится к верхам лудловского (лудфордский ярус)–пржидольскому отделу силура [240]. Мощность свиты – 75–97 м.

Ямпахтинская свита, названная по оз. Ямпахта в районе р. Имангда, сложена чередованием пачек горизонтально- и пологоволнисто-полосчатых коричневато-серых доломитовых мергелей и преобладающих плитчатых, реже массивных серых доломитов с редкими прослоями гипсов и ангидритов мощностью до 4 м. Органические остатки не обнаружены. Мощность свиты – 34–76 м.

Хребтовская свита названа по руч. Хребтовый – притоку р. Валёк, представлена неравномерно переслаивающимися серыми, темно-серыми, зеленовато-серыми и красновато-бурыми доломитовыми мергелями, доломитами, гипсами, ангидритами, реже – каменной солью. Нижняя граница свиты четко устанавливается по смене массивных доломитов рыхлыми доломитовыми мергелями. Сульфатные породы составляют не более 15 %; относительно мощный (1,3 м) пласт гипса залегает в основании разреза. В одном из разрезов (скв. МД-48) по всей мощности свиты наблюдаются прослои каменной соли.

Помимо Микчангдинской площади [345] и скв. Кст-1п свита вскрыта также на забое скв. КТ-4 на Кыстыктахской площади [281]. Мощность свиты существенно варьирует – от 9 до 89 м.

По аналогии с фаунистически охарактеризованными отложениями на прилегающей с юго-запада площади (турской свитой), ямпахтинская и хребтовская свиты отнесены к нижней части лохковского яруса нижнего девона (мукдэкэнскому горизонту) [112, 217, 240]. В то же время, существует достаточно обоснованная точка зрения, что граница силура и девона должна быть перенесена в основание зубовского горизонта [145]. Соответственно ямпахтинская и хребтовская свиты в этом случае датируются пржидольской эпохой. Принятие такой точки зрения в частности позволит решить вопрос о неестественно малом объеме пржидольского отдела при том, что существенных перерывов в силурийско-нижнедевонском разрезе не наблюдается.

Вскрытая на листе R-46 мощность объединенного стратиграфического подразделения составляет на Микчангдинской площади 260–308 м [345], в скв. Кст-1п – 259 м [150].

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Девонские отложения представлены всеми тремя отделами (рис. 2). Полоса их распространения под рыхлыми четвертичными образованиями прослеживается вдоль северного и южного бортов плато Хараелах до р. Микчангда,

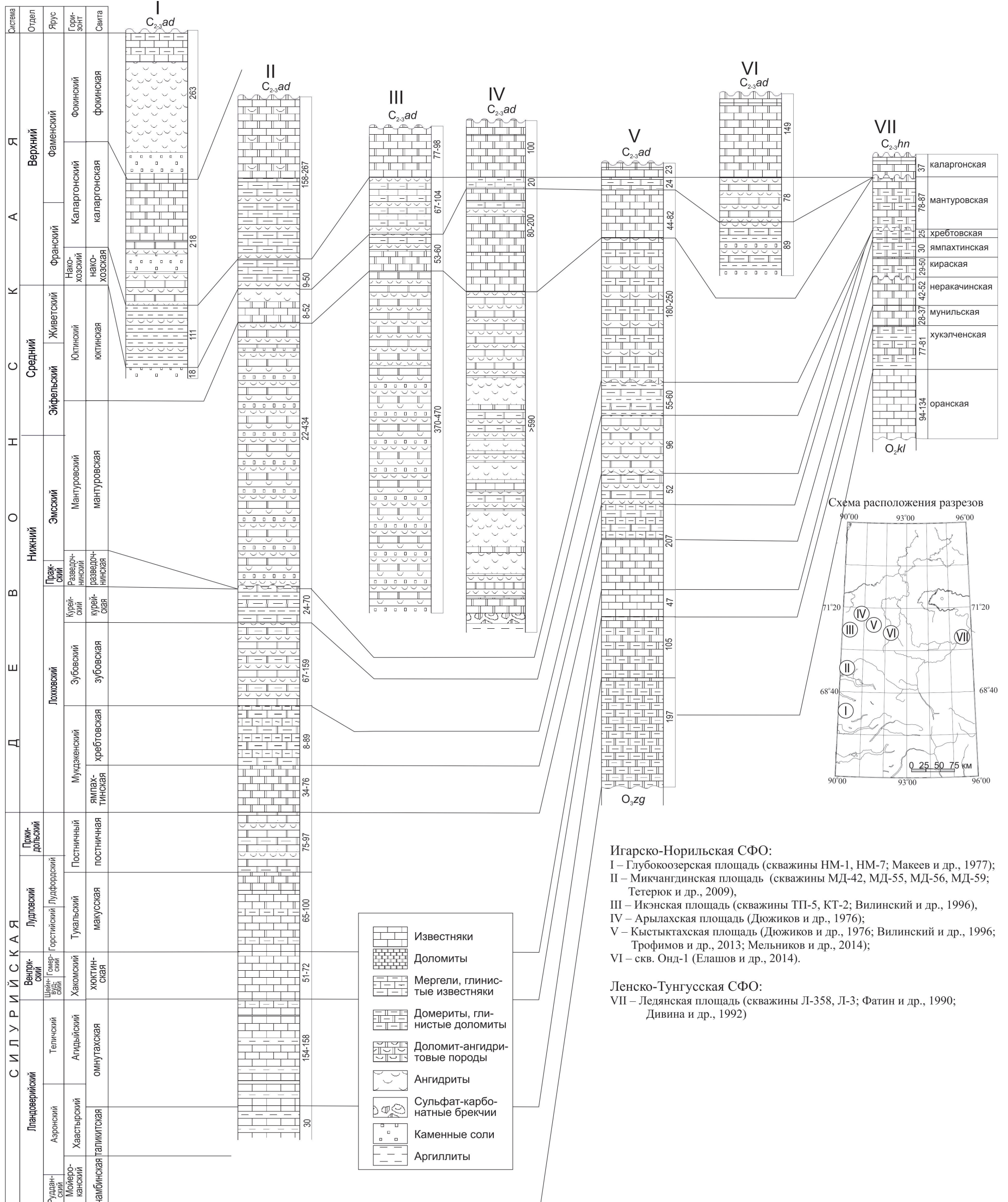


Рис. 2. Схема корреляции разрезов силурийских и девонских отложений на территории листа R-46.

где она поворачивает к югу, окаймляя поле распространения силурийских отложений и подчеркивая перекинальное замыкание положительной доверхнепалеозойской структуры (Микчангдинской антиклинали). На левобережье р. Юж. Икэн (у западной кромки листа) отложения верхнего, среднего и большей части нижнего девона размыты, а среднекаменноугольные породы с угловым и стратиграфическим несогласием перекрывают осадки зубовского горизонта (лохковский ярус). В целом девонские отложения на рассматриваемой территории характеризуются значительной фашиальной изменчивостью и колебанием мощностей. Основным отличием девонского разреза от стратотипической площади является отсутствие разведочнинской и сокращение мощности курейской свиты вследствие предэмского размыва и перерыва в осадконакоплении. По причине слабой палеонтологической охарактеризованности стратиграфическое расчленение разрезов при геологосъемочных и поисковых работах проводилось главным образом литологическими методами [345].

Выделяются два типа разрезов девонских отложений: 1) терригенно-карбонатный на бортах Рыбнинского поднятия (в районе р. Микчангда); 2) сульфатно-терригенно-карбонатный, развитый как к северу (Хараелахско-Икэнская впадина), так и к югу (Ламско-Дюпкунский мегапрогиб). Второй тип характеризуется существенно большими суммарными мощностями отложений, достигающими, вероятно, 2000 м.

Наиболее представительные для листа R-46 непрерывные разрезы девона, достигающие мощности 650 м, вскрыты скважинами (МД-53, МД-55, МД-56) западнее р. Микчангда и ее правого притока – р. Юж. Икэн. Однако на северном борту Норильско-Хараелахского прогиба (Арылахская и Кыстыктахская площади) неполные разрезы даже превышают эту величину (например, скв. КТ-4 – 714 м). Стратотипы всех стратиграфических подразделений выделены в Норильском и Имангдинском районах (к западу от рассматриваемой территории), где девонские отложения отличаются максимальной полнотой разреза и палеонтологической охарактеризованностью [145].

Нижний отдел

Отложения нижнего отдела резко доминируют в разрезе девона, составляя обычно не менее 75–80 % его мощности. Помимо рассмотренных выше ямпахтинской и хребтовской свит, они включают зубовскую, курейскую и мантуровскую свиты, рассматриваемые как типоморфные литостратиграфические единицы для одноименных региональных горизонтов. Разведочнинская свита из разреза выпадает; в бассейне р. Микчангда размыта и верхняя часть курейской свиты.

Зубовская и курейская свиты объединенные (D_1zb+kr)

Зубовская свита выделена Н. Н. Урванцевым в 1939 г.; в качестве лектотипа считаются разрезы скважин на горе Зуб-Маркшрейдерская [145]. На Микчангдинской площади она согласно залегает на хребтовской свите и подразделяется на две подсвиты. Нижняя подсвита сложена серыми, зеленовато-серыми, красновато-бурыми мергелями с прослоями ангидритов и до-

ломитов, локальными пропластками галита; в основании – маркирующий пласт ангидрита («горозубовский горизонт») мощностью 10–23 м. Верхняя подсвета представлена тонким переслаиванием серых, зеленовато-серых доломитовых мергелей и ангидритов с редкими маломощными прослоями доломитов. Мощность свиты на данной площади – 67–159 м.

На Ондодоминской и Кыстыктахской площадях зубовская свита вскрыта, соответственно, в скважинах КТ-4 и Кст-1п, где она залегает на хребтовской свите с размывом. Разрез зубовской свиты здесь (мощностью 187 и 127 м соответственно) сложен переслаивающимися ангидритами и сероцветными мергелями с редкими прослоями глинистых доломитов. В основании свиты – пачка песчаников с прослоями алевролитов и аргиллитов, в кровле – тонкослоистые аргиллиты.

Курейская свита выделена В. В. Меннером на р. Курейка в 1958 г. [151, 152]. Залегает согласно на зубовской свите. На Ондодоминской площади в составе свиты, как и в типовом разрезе, выделяют две подсвиты. Нижняя сероцветная подсвета (до 35 м) сложена темноокрашенными аргиллитами, глинистыми доломитами и мергелями. Верхняя пестроцветная подсвета (до 25 м) представлена тонкослоистыми аргиллитами, доломитовыми мергелями, известковистыми аргиллитами с неопределимыми остатками остракод.

В районе р. Микчангда свита представлена пестроцветными известковистыми аргиллитами и мергелями с редкими тонкими прослоями темно-серых известняков и глинистых доломитов. Для пород характерна тонкослоистая текстура и плитчатая отдельность. Мощность свиты здесь не превышает 59 м, в северо-западном направлении к осевой зоне Рыбнинского вала она полностью выклинивается.

Курейская свита выделяется среди других осадочных отложений Микчангдинской площади повышенными содержаниями ванадия, хрома, меди, цинка, свинца, никеля, фосфора, бария, рубидия и особенно титана [345].

Идентифицированные фаунистические остатки в зубовской и курейской свитах на территории листа R-46 отсутствуют, но, по данным с сопредельной с запада территории, где найдены остатки панцирных рыб, отпечатки ракоскорпионов, брахиоподы, обе свиты датируются лохковским веком [22, 144, 145].

Суммарная мощность объединенных зубовской и курейской свит – до 258 м на р. Ондодоми (скв. КТ-4) и до 194 м на р. Микчангда. Сокращение мощности на последней площади объясняется предэмским и предсреднекаменноугольным размывами, уничтожившими большую часть курейской свиты.

Нижний–средний отделы

Мантуровская и юктинская свиты объединенные ($D_{1-2}mt+jk$).

Мантуровская свита выделена Г. Д. Масловым в 1947 г. [152]. Название дано по месторождению гипсов в Имангдинском районе. Составной стратотип описан в окрестностях г. Норильск, парастратотип – в нижнем течении р. Курейка [143]. Свита с размывом и стратиграфическим несогласием залегает на зубовской или курейской свитах и характеризуется бедностью органическими остатками и резкой фациальной изменчивостью, а также значи-

тельными колебаниями мощностей, местами в несколько раз превышающих характерные для стратотипической площади (160–250 м), что обусловлено соляным диапиризмом. На листе R-46 вскрыта скважинами на Ондодоминской, Арылахской, Микчангдинской и Кета-Ирбэнской площадях.

В составе мантуровской свиты выделяют нижнюю и верхнюю подсвиты. Первая характеризуется относительно выдержанной мощностью (как правило, не превышающей 100–120 м), терригенно-сульфатно-карбонатным составом, более грубым переслаиванием пород и отсутствием прослоев каменных солей. Обычно она сложена несколькими ритмопачками, в нижней части которых наблюдается переслаивание пестроцветных мергелей, а в верхней – зелено- и сероцветных мергелей и доломитов с прослоями ангидритов и гипсов. В основании подсвиты обычно залегает маломощная пестроцветная аргиллито-песчаниковая пачка. В качестве границы подсвит принимается уровень появления осадочных брекчий, замещающих по простиранию пласты каменной соли [145]. Верхняя подсвита отличается существенным повышением роли сульфатных пород, редукцией терригенной составляющей и резкими вариациями мощности за счет локального появления относительно мощных горизонтов сульфатных пород и каменных солей. Она сложена переслаивающимися ангидритами, доломитами, зелено- и сероцветными, реже пестроцветными мергелями с редкими прослоями известняков и горизонтами сульфатно-карбонатных брекчий. Однако обе подсвиты характеризуются сильной фациальной изменчивостью, поэтому их выделение во многих разрезах представляется условным.

В нижнем течении р. Ондодоми вскрывается преимущественно нижняя часть мантуровской свиты. Она сложена в нижней и средней частях неравномерным переслаиванием сероцветных известковистых мергелей, ангидритов, глинистых доломитов, сульфато-карбонатных брекчий. В основании свиты отмечается увеличение терригенной составляющей песчано-алевритовой размерности, прослои черных аргиллитов, «галечки» фосфоритов. Верхняя часть свиты представлена ритмичным переслаиванием сероцветных известковистых мергелей, глинистых известняков, доломитов, карбонатных брекчий, «белых» доломитов. В кровле залегает горизонт карбонатных брекчий (21–28 м) с известково-глинистым цементом.

Западнее, в районе озер Арылах (скв. AP-15) терригенная составляющая редуцирована; наблюдается грубое (в нижней и средней частях) и тонкое (в верхней) переслаивание ангидритов, доломитов, ангидрит-доломитовых пород, аргиллитов, известняков, сульфатно-карбонатных брекчий. Ангидриты составляют до 40 % разреза. В средней части вскрытого разреза установлен горизонт (18 м) органогенных битуминозных известняков с многочисленными остатками строматопорат *Amphipora* sp., *Amphipora* cf. *vesiculosa* Riab, *Stromatorella* sp., *Idiostroma* sp., а также криноидей [293].

На восточном борту Рыбнинского поднятия, в районе р. Микчангда, роль сульфатных и соленосных пород в разрезе мантуровской свиты существенно повышается. Последний состоит здесь из переслаивающихся ангидритов, доломитов и мергелей с горизонтом (до 10 м мощностью) конгломератобрекчий, состоящих из обломков карбонатно-глинистых и глинистых пород в основании; однако в наиболее мощных разрезах каменные соли преобладают;

толщина их слоев достигает 160–194 м (скважины МД-10, МД-42, МД-59). Соли от светло-серых до серо-желтых, красно-бурых цветов, с прослоями мергелей, ангидритов, глинистых доломитов; содержание хлористого натрия составляет 97–81 % [356].

По сравнению с вышележащими подразделениями девона, породы мантуровской свиты отличаются повышенными содержаниями цинка и особенно стронция.

В принятой в настоящее время региональной стратиграфической схеме девонских отложений Сибирской платформы (В. И. Краснов и др.) на основании находок в нижней части свиты на сопредельной территории (лист R-45) фрагментов позвоночных, крупных артродир, двоякодышащих рыб и лучеперых, а также верхнеэмских СПК [4] мантуровская свита отнесена к эмскому ярусу нижнего девона – нижней части эйфельского яруса среднего девона, как это и трактовалось в схеме Матухина и др. [143, 145]. Верхняя часть свиты палеонтологически не охарактеризована. Ранее в региональной стратиграфической схеме (1982 г.) возраст мантуровского горизонта был определен в интервале эйфельского и ранней части живетского веков [199].

Мощность свиты резко меняется даже в пределах ограниченных площадей: так, в районе р. Микчангда она сокращается от 434 м (скв. МД-59 на левобережье р. Юж. Икэн) в северо-западном направлении до полного выклинивания на расстоянии около 4 км; на р. Ондодоми она составляет 180–433 м, а на Арылахской площади локально превышает 585 м (скв. АР-15). Максимальный вертикальный интервал мантуровской свиты (902 м, при этом подошва не вскрыта) наблюдается в скв. АР-115 в северо-западном борту Икэнской впадины [335], однако половина этого интервала занята интрузиями пясинского, нижнефокинского, нижнеталнахского и оганерского комплексов, количество которых достигает 15.

Юктинская свита (по руч. Юкта в бассейне р. Кондромо) выделена Н. Э. Шульц в 1956 г. [151]. Стратотип определен в районе р. Кунтыкахи [144, 145]. Вскрыта скважинами в тех же районах, что и мантуровская свита, согласная граница с которой проводится по исчезновению в разрезе ангидритов, которые вновь появляются только в средней части юктинской свиты. Однако по характеру фациальной изменчивости последняя близка к верхнедевонским отложениям.

Выделяют два типа разреза свиты. На Микчангдинской и Арылахской (южнее Северо-Хараелахского разлома) площадях наблюдается сульфатно-карбонатный тип разреза, в котором выделяют три пачки. Нижняя пачка (мощность 26–44 м) сложена кавернозными и брекчиевидными доломитами и известняками, вверху – с прослоями ангидритов и известковистых аргиллитов. Среднюю пачку (36–55 м) составляют доломиты с многочисленными остатками кораллов, строматороидей и криноидей. Верхняя пачка (22–30 м) сложена ангидритами с прослоями серых доломитов и доломитовых мергелей и тонкими прослойками черных глинистых доломитов, обогащенных органическим веществом. На Кета-Ирбэнской площади (скв. НМ-7), где вскрыта лишь верхняя пачка юктинской свиты, в ангидритах отмечаются пласты каменной соли. Такой же тип разреза вскрыт и скв. Онд-1 в верховьях р. Ондодоми. Подобный разрез близок к стратотипическому, отличаясь повышен-

ными мощностями (до 52 м в районе р. Микчангда и до 126 м на Арылахской площади).

К северу от Северо-Хараелахского разлома и к востоку от Кыстыхтахского разлома разрез юктинской свиты существенно иной. Он представлен мощной (до 190–240 м) толщей доломитов, доломитистых известняков, карбонатных и глинисто-карбонатных брекчий, при этом последние слагают до 35 % разреза.

В доломитах средней части свиты определен богатый комплекс раннеживетских кораллов: *Dendrostella trigemme* (Culust.), *Thamnopora* cf. *polyforata* (Betleth), *Thamnopora* cf. *cervicornis* (Blainv.), *Alveolitella* cf. *fecunda* (Salee), *Pachyfavosites* sp., *Pseudomicroplasma* sp., *Tabulophyllum* sp., *Acantophyllum* sp., *Ptenophyllum* sp., а также фораминиферы *Bisphaera* cf. *angulata* Reitl., *Caligella antropovi* (Lip.), *Earlandia cannulaeformis* Reitl. и др. [293]. Эти определения согласуются с более представительными данными по сопредельным территориям, где юктинская свита датирована по комплексу кораллов и конодонтов интервалом от начала эйфельского до живетского веков среднего девона [145].

Распределение мощностей юктинской свиты отличается от такового для мантуровской свиты достаточно выдержанными значениями. На Микчагдинской площади мощность свиты обычно варьирует в пределах 35–50 м, на Ондодоминской составляет 44–82 м; максимальные значения (до 240 м), как и для мантуровской свиты, зафиксированы на Арылахской площади.

Суммарная мощность объединенных мантуровской и юктинской свит достигает 500 м в районе р. Микчангда, но на Арылахской площади локально превышает 700 м.

Верхний отдел

В составе верхнего девона в Норильской СФЗ выделяют накохозскую свиту франского, каларгонскую свиту франского–фаменского ярусов и фокинскую свиту фаменского яруса. На геологической карте накохозская и каларгонская свиты показаны объединенными.

Накохозская и каларгонская свиты объединенные (D₃nk+kl).

Накохозская свита выделена Г. Д. Масловым и В. С. Нестеровским в 1960 г., названа по руч. Накохоз – правому притоку р. Имангда [152]. Полные разрезы свиты вскрыты всеми скважинами на Ондодоминской площади, но на Арылахской и Микчагдинской площадях она во многих случаях эродирована в предпозднепалеозойско-раннемезозойское время.

Накохозская свита огласно залегает на юктинской и характеризуется двумя типами разреза. На борту Самоедского вала представлен бессульфатный тип разреза. В нижнем течении р. Ондодомии преобладают пестроцветные (светло-серые, светло-зеленые, буровато-розовые) мергели и глинистые доломиты, присутствуют также карбонатные брекчии с глинистым цементом. В районе оз. Арылах они сменяются глинистыми и песчанистыми известняками, при этом мощность свиты остается незначительной (10–23 м), однако в западном направлении она резко возрастает до 104 м (скв. КТ-2 на западной границе листа R-46).

В южном и восточном направлениях разрез нахохозской свиты приобретает сульфатно-терригенно-карбонатный тип, при этом отмечается существенное возрастание ее мощности. Для Микчангдинской площади характерно чередование прослоев пестроцветных мергелей, доломитовых мергелей и ангидритов, но увеличение мощности свиты незначительно (от 19 до 37 м). Отмечаются горизонты глинисто-карбонатных брекчий, цементирующим материалом которых служит известковистый углисто-песчано-глинистый материал.

Восточнее (скв. Онд-1 в верховьях р. Ондодоми) и южнее оз. Лама (скв. НМ-7) количество ангидритов повышается до 20–30 %, появляются пласты каменной соли, которые во втором случае достигают 3–4 м мощности. Мощность свиты в названных скважинах составляет 78 и 111 м соответственно.

Породы нахохозской свиты в целом отличаются повышенными содержаниями ванадия, циркония и бария.

В породах встречаются растительный детрит, отпечатки флоры, остатки среднедевонских фораминифер *Parathuramina cushmani*, *Vicinisphaera angulata* и др. [293]. По положению в разрезе между палеонтологически охарактеризованными юктинской и каларгонской свитами нахохозская свита отнесена к нижней части франского яруса верхнего девона [199], хотя иногда помещалась на уровень верхнего подъяруса живетского яруса [145].

Каларгонская свита (по руч. Каларгон) выделена Г. Д. Масловым и М. А. Смирновым в 1947 г. [151] в районе г. Норильск. В пределах Самоедского вала и Кыстыктахского поднятия (Арылахская и Ондодоминская площади) представлена лишь нижняя (мощностью до 110–131 м) не охарактеризованная палеонтологически часть свиты, сложенная переслаиванием сероцветных доломитов, известняков, мергелей, карбонатных брекчий. Верхняя часть свиты эродирована.

Южнее, на восточном склоне Рыбнинского поднятия (Микчангдинская и Кета-Ирбэнская площади) свита характеризуется карбонатно-сульфатным составом, причем как количество ангидритов, так и мощность свиты увеличиваются с севера на юг. Разрез представлен чередованием ангидритов, доломитов, с подчиненной ролью известняков, каменной соли и аргиллитов. Мощность ангидритовых прослоев – до 13 м. В пределах локальных площадей часто выделяют три подсвиты (им придается ранг свит в составе каларгонской серии) [335, 345] снизу вверх: североталнахскую (известняково-доломитовую), представленную серыми доломитами с прослоями карбонатных брекчий, ангидритов и известняков (мощность 64–80 м); луговскую (81–140 м), сложенную переслаиванием известняков и подчиненных доломитов, локально с пачками ангидрит-доломитовых пород; тулаекскую (13–47 м), состоящую из доломитов. Суммарная мощность каларгонской свиты в районе р. Микчангда варьирует от 158 до 267 м.

На бортах Икэнской впадины каларгонская свита вмещает интрузии нижнефокинского и нижнеталнахского комплексов, тогда как наиболее распространенные тела пясинского и оганерского комплексов залегают как стратиграфически выше (в тунгусской серии), так и ниже (в нижне-среднедевонских отложениях).

В геохимическом отношении для каларгонской свиты характерна циркониево-марганцевая специализация.

По комплексу палеонтологических остатков на сопредельных площадях [144], возраст каларгонской свиты трактуется как позднефранкий–раннефаменский.

Общая мощность объединенных накахозской и каларгонской свит увеличивается с севера на юг: в районе р. Икэн она достигает 201 м, на р. Микчангда – 280 м, а в скв. НМ-1 южнее оз. Глубокое – 328 м.

Фокинская свита (D_3fk) выделена Г. Д. Масловым в 1964 г. на р. Фокина. В качестве стратотипа принят разрез по скв. С-12 западнее г. Норильск. Залегают согласно на каларгонской свите [145]. На территории листа R-46 она большей частью эродирована в предсреднекаменноугольное время и установлена только в разрезах южнее оз. Лама. Полная мощность свиты вскрыта скв. НМ-7 южнее оз. Глубокое. По сравнению со стратотипическим разрезом, в составе свиты здесь существенно преобладают ангидриты (51 %), особенно в ее нижней (198 м) части. Подчиненно присутствуют зеленовато-серые доломитовые мергели (24 %), незначительно – аргиллиты, доломиты и известняки; последние залегают в эрозионной кровле свиты. К низам свиты приурочен пласт каменной соли мощностью 35 м.

На сопредельной с запада площади в доломитизированных известняках верхней части свиты установлен богатый комплекс фауны, позволяющий датировать фокинскую свиту второй половиной фаменского века [228].

Мощность свиты по скв. НМ-7 – 252 м.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ ОТДЕЛ–ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА, ТАТАРСКИЙ ОТДЕЛ

Отложения нижнего карбона на листе R-46 отсутствуют, и на эрозионной поверхности, образованной различными горизонтами девона (от зубовского до фокинского), залегают мощная ритмически построенная терригенная угленосная формация, выделяемая в объеме тунгусской серии. Она описана во всех скважинах, вскрывших подошву вулканогенной толщи в Игарско-Норильской СФЗ; более того, в 32 из них пересечены полные разрезы тунгусской серии (главным образом на Микчангдинской площади). Характерной чертой этого стратиграфического подразделения является насыщенность разреза субпластовыми и секущими гипабиссальными интрузиями базитов, объем которых составляет часто 20–40 % разреза серии.

Тунгусская серия (C_2-P_3tn). Название предложено И. П. Толмачевым еще в 1912 г. для верхнепалеозойских отложений района р. Ниж. Тунгуска [241]. Оно считалось устаревшим [225], но было восстановлено в Норильском районе в ходе геологосъемочных работ для угленосных лагунно-континентальных отложений среднекаменноугольного–позднепермского возраста. Выходы серии на дневную поверхность узкой (2–4 км) полосой окаймляют поле вулканогенной толщи нижнего триаса. По палеонтологическим, литолого-фациальным и ритмо-стратиграфическим критериям (при ведущей роли последних) тунгусская серия расчленена на шесть свит: адылканскую, тал-

нахскую, далдыканскую, шмидтинскую, кайерканскую и амбарнинскую [315], которые могут быть выделены в конкретных разрезах (рис. 3). Однако, ввиду слабой обнаженности, относительно небольшой мощности свит, обилия секущих и пластовых интрузий долеритов, отсутствия маркирующих горизонтов, а также недостаточной представительности материалов бурения для прослеживания границ свит по латерали, тунгусская серия на геологической карте и разрезах показана нерасчлененной.

Адылканская свита (по руч. Адылкан) выделена Ю. Г. Гором в 1975 г. в районе г. Норильск [46]. Голостратотип определен на Кайерканском угольном месторождении и в естественных обнажениях по руч. Далдыкан. В пределах листа свита вскрыта скважинами в Хараелахском прогибе и на восточном борту Хантайско-Рыбнинского поднятия. Она залегает на эродированной поверхности девонских отложений, с базальными конгломератами незначительной (до 0,5 м) мощности [72, 343]. Ранее данные отложения рассматривались как нижняя подсвита руднинской свиты [293].

В строении свиты выделяют 3–4 ритма, начинающихся с конгломератов, гравелитов или грубозернистых песчаников, сменяющихся вверх по разрезу песчаниками, линзовидно-полосчатыми алевро-глинистыми породами и заканчивающихся алевролитами и аргиллитами. Обломочный материал в конгломератах представлен кварцем, кварцитами, аргиллитами и карбонатными породами. В породах отмечается тонкая вкрапленность и мелкие (до 2 см) конкреции сульфидов железа, крупные кальцитовые и доломито-кальцитовые конкреции. По всему разрезу отмечаются маломощные прослои каменного угля и растительный детрит, иногда – определяемые растительные остатки.

Максимальная мощность адылканской свиты зафиксирована южнее оз. Глубокое (скв. НМ-7 – 123 м), где в свите залегает два мощных (75 и 58 м) силла долеритов. Севернее, на левобережье р. Микчангда, она падает до 56 м, а в западном и северном направлениях еще более уменьшается вплоть до полного выклинивания.

На Арылахской площади Е. Е. Дюжиковой и Р. Т. Коненковой установлены верхнекаменноугольные СПК *Cyclobaculisporites trichacantus* Lub. (Lub.) et Dibn., *Remysporites psilopterus* Lub. (Lub.), *Faveolatisporites perforates* Lub. et Dibn. и др. Комплексом органических остатков, установленных на сопредельных площадях, отложения адылканской свиты датируются средним–поздним карбоном [199] и относятся к катскому горизонту.

Талнахская свита названа по Талнахскому угольному месторождению, выделена Ю. Г. Гором в 1969 г. со стратотипом на Кайерканском месторождении угля. Свита залегает согласно на адылканской свите либо на участках выклинивания последней, с размывом на девонских отложениях.

В составе свиты преобладают темно-серые, зеленовато-серые песчаники; в подчиненном количестве развиты алевролиты, аргиллиты, редкие прослойки глинистых или доломитизированных известняков. Для алевролитов и аргиллитов характерно присутствие углистых и известковистых разностей. В основании свиты – пачка светло-серых мелкозернистых кварц-полевошпатовых слюдястых песчаников. Породы обладают разномасштабной горизонтальной, волнистой, косоволнистой слоистостью, часто со следами взмучивания и ходами илоедов.

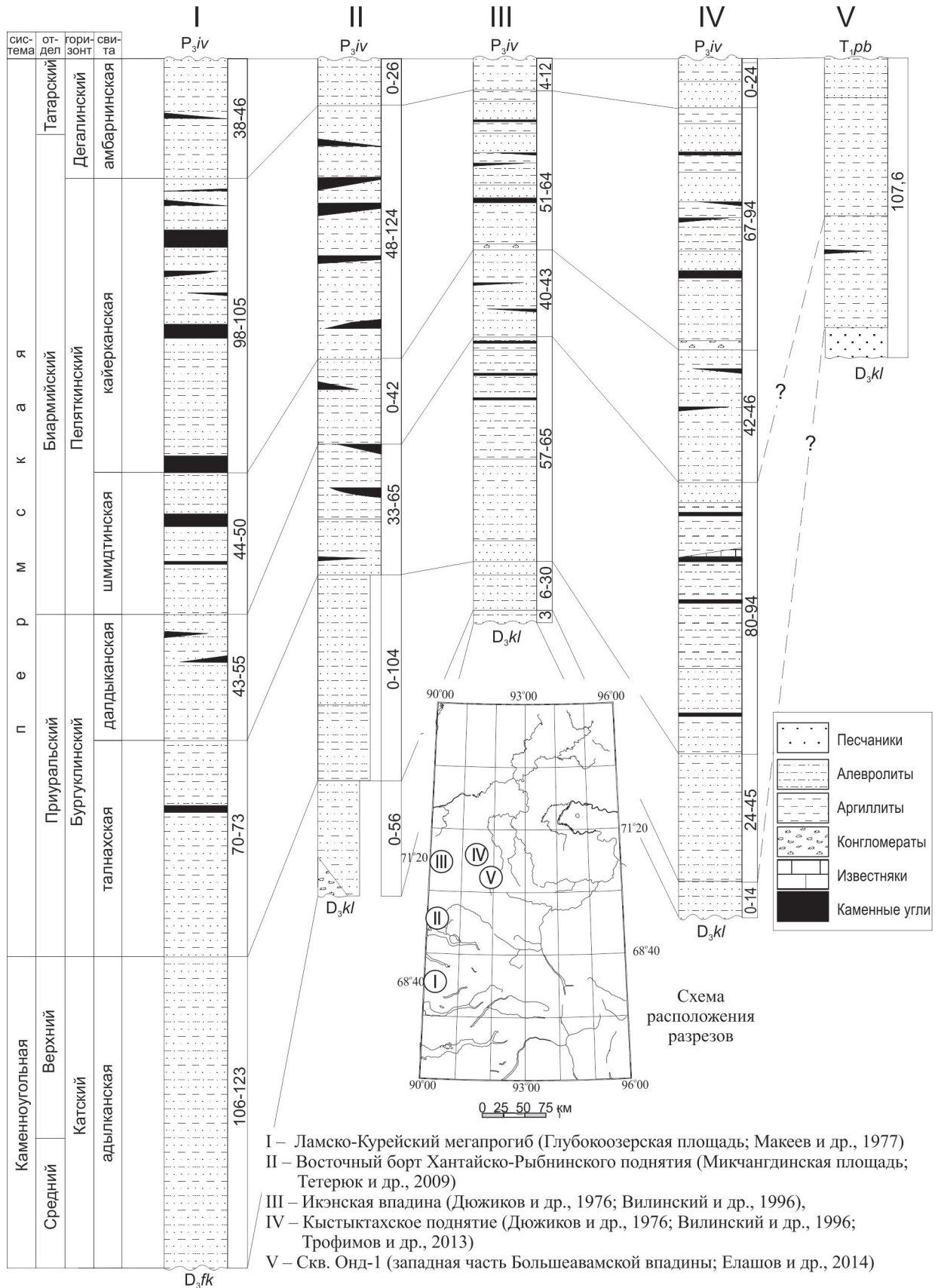


Рис. 3. Схема корреляции разрезов тунгусской серии на территории листа R-46.

Фаунистические остатки в свите на площади листа не установлены. На Арылахской площади установлены раннепермские СПК *Remysporites granifer* (Ibr.) Lub. et Dibn., *Cordaitina rotata* (Lub.) Samoil. По комплексу двустворок, брахиопод, мшанок, флоры и СПК, диагностированных на сопредельной с запада территории, талнахская свита датируется ранней пермью [45, 72].

Распределение мощностей близко к таковому для адылканской свиты. Максимальные мощности свиты установлены скважинами в бассейне р. Микчангда (скв. МД-41, 100 м) и южнее оз. Глубокое (скв. НМ-7, 73 м). На Арылахской, Кыстыхтахской и Ондодоминской площадях они не превышают 60 м.

Далдыканская свита (по р. Далдыкан в окрестностях г. Норильск) выделена Ю. Г. Гором в 1963 г. со стратотипом на Далдыканском месторождении угля. В отличие от нижележащих свит тунгусской серии, она развита повсеместно на разбуренных площадях. Нижняя граница свиты проводится по пачке брекчиевидных песчаников в кровле талнахской свиты. Свита сложена ритмическим чередованием мелкозернистых песчаников кварц-полевошпатовых и граувакковых, алевролитов, аргиллитов, углистых алевролитов, включает 1–5 пластов каменного угля рабочей мощности (Елисеев, 1982). Слоистость пород косая, косоволнистая, линзовидная. В основании развиты разнозернистые полимиктовые песчаники.

Породы свиты насыщены крупномерными растительными остатками (*Tai-myria longifolia* Chachl., *Koretrophillites* cf. *longifolia* Gor), а также остатками раковин двустворок, которые позволяют датировать далдыканскую свиту второй половиной приуральского отдела перми [44, 72, 199].

Мощность свиты изменяется на Микчангдинской и Кета-Ирбэнской площадях в пределах 33–65 м, на Арылахской и Кыстыхтахской – 16–96 м.

Шмидтинская свита (по горе Шмидта в районе г. Норильск) выделена В. А. Хахловым в 1952 г. [251]. Залегает с незначительным внутриформационным размывом на далдыканской свите, характеризуется выдержанностью литологического состава и мощности. В основании свиты залегает пачка полимиктовых песчаников с линзами гравелитов. Выше она сложена ритмичным чередованием песчаников, гравелитов и конгломератов, алевролитов, аргиллитов, углистых пород и 1–3 пластов угля. Обломки в конгломератах окатаны, состоят из кремнистых, карбонатно-глинистых, эффузивных пород и кварца.

На Арылахской площади свита охарактеризована среднепермским комплексом растительных остатков (*Phillopites hoori* (Schm.) Sal., *Noeggerathiosis derzhjavinii* Neub.), а Е. Е. Дюжиковой и Р. Т. Конненковой установлены споры и пыльца VIII палинозоны [293].

Шмидтинская свита не имеет повсеместного развития на рассматриваемой территории, выклиниваясь в осевой зоне Рыбнинского поднятия. Максимальная ее мощность на Микчангдинской площади (42 м) установлена на северном берегу оз. Лама (скв. МД-10), в наиболее удаленной точке от палеоподнятия. Севернее, на Арылахской и Кыстыхтахской площадях мощность свиты весьма выдержана в пределах 40–50 м.

Кайерканская свита выделена В. А. Хахловым и Н. Н. Урванцевым в 1956 г. по разрезам на р. Кайеркан. Стратотип – на Кайерканском угольном месторождении. Залегает с размывом на шмидтинской свите и в пределах

листа схожа с ней по закономерностям распространения. Вместе с тем, от других свит тунгусской серии кайерканская свита отличается повышенной мощностью и максимальной угленосностью, а также наибольшим ареалом распространения и максимальной грубозернистостью. Увеличение мощности и угленосности происходит на фоне сокращения общей мощности тунгусской серии по мере приближения к осевой части Рыбнинского поднятия.

В строении свиты преобладают разнородные полимиктовые и кварцево-полевошпатовые песчаники с плавающей галькой и гравием. Алевролиты, аргиллиты и их углистые разности занимают подчиненное положение и сосредоточены в основном в средней части разреза. В основании залегает пачка средне-крупнозернистых песчаников с линзами и прослоями гравелитов и конгломератов. В составе свиты фиксируются пласты каменного угля, представляющего полуматовыми, матовыми и блестящими разностями, мощностью до 9 м в районе Самоедского вала и до 20 м на Микчангдинской площади.

По комплексу растительных остатков (*Paracalamites* sp., *Noeggerathiopsis* cf. *kajerkanensis* Gor), определенных Ю. Г. Гором, кайерканская свита относится к пеляткинскому горизонту биармийского отдела перми [46]. Видовой состав спор и пыльцы [293] также представлен преимущественно среднепермскими видами.

Мощность свиты изменяется от 48 до 124 м, характеризуясь максимальными колебаниями на Микчангдинской площади; в северной части Норильской СФЗ она несколько падает и нигде не превышает 94 м (рис. 3).

Амбарнинская свита (по р. Амбарная) выделена Н. Н. Урванцевым в 1956 г. Свита представляет надугольную субформацию (толщу угленосной формации). Она с размывом залегает на подстилающей кайерканской свите и с размывом перекрывается вулканитами верхней перми–триаса. Колебания мощности амбарнинской свиты (от 0 до 59 м) обратны таковым талнахской и шмидтинской свит. В южной части территории листа (северный берег оз. Хантайское) суммарная мощность кайерканской и амбарнинской свит достигает 150 м [47].

Для состава свиты характерны полимиктовые и олигомиктовые средне-грубозернистые песчаники с линзами гравелитов и конгломератов, сменяющиеся вверх по разрезу мелкозернистыми разностями, часто с пестрой окраской за счет примеси пирокластического материала.

Палеонтологические остатки в свите на территории листа не обнаружены. На сопредельных площадях в ней определены пресноводные пеллециподы, остатки флоры, споры и пыльца XI палинозоны [72, 199], позволяющие отнести свиту к дегалинскому горизонту татарского отдела верхней перми.

По сравнению с подстилающими девонскими отложениями тунгусская серия отличается увеличением содержания большинства микроэлементов – Ni, Cu, Cr, V, Zr, Ba, Pb, Zn и особенно – титана.

Мощность тунгусской серии достаточно выдержана на севере Норильской СФЗ, в районе Самоедского вала, изменяясь от 175 до 410 м. В более южных районах она колеблется значительно сильнее, характеризуясь минимальными значениями (134 м) в пределах Рыбнинского поднятия и резко возрастая к югу и востоку от него, достигая 327 м на левобережье р. Микчангда (скв. МД-41) и более 450 м южнее оз. Глубокое (скв. НМ-7). На этих площадях разрез тун-

гусской серии наиболее насыщен интрузиями ергалахского и оганерского комплексов, составляющих до 40 % его мощности.

Ленско-котуйская структурно-формационная область

Аян-Верхнекотуйская структурно-формационная зона

Стратиграфический разрез доверхнепермских отложений Аян-Верхнекотуйской СФЗ изучен по разрезу двух глубоких скважин (Л-358 и Л-3), пробуренных в верховьях р. Хета [352]. Здесь установлены отложения, охватывающие временной интервал, предположительно, от рифея до позднего карбона. Выделение стратиграфических единиц докембрия и нижнего палеозоя и их описание осуществлено Т. А. Дивиной и др. [79, 80]. При этом стратификация выделенных докембрийских толщ основана на положении их в разрезе относительно фаунистически охарактеризованных отложений и сопоставлении с изученными ранее разрезами северо-западного Прианабарья [198, 253]. Вскрытый в скв. Л-358 разрез по вещественному составу пород, мощностям, характеру биоты хорошо сопоставляется с описанными восточнее, в пределах Котуй-Маймечинской СФЗ.

РИФЕЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Аяклинская толща (RF?ak) выделена в разрезе скв. Л-358 в инт. 3522–3996 м. Названа по р. Аякли. Верхняя граница толщи проводится по подошве пачки красноцветных кварцевых песчаников в основании вендских(?) отложений. Нижняя граница не вскрыта.

Толща представлена серыми и темно-серыми, в отдельных прослоях зеленоцветными массивными и тонкослоистыми известняками, интенсивно перекристаллизованными, местами доломитизированными (до 45 %), на отдельных участках сохранившими первичную сгустково-водорослевую структуру. Породы окремнены и ангидритизированы, в них отмечаются включения пирита, стилолитовые швы. Характеризуется низкими монотонными значениями естественной радиоактивности с единичными всплесками. Толща пересечена 5 телами долеритов суммарной мощностью 110 м.

Фаунистические остатки в толще не обнаружены. Условно аяклинская толща отнесена к рифею и сопоставлена с билляхской серией Западного Прианабарья. Вскрытая мощность – 364 м.

ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА

Константиновская толща (V?kn) выделена в скв. Л-358 в инт. 3420–3522 м и названа по правому притоку р. Аякли. Залегает на размытой поверхности аяклинской толщи, верхняя граница проведена по подошве пачки доломитовых мергелей.

Толща сложена в основании пачкой красноцветных кварцевых песчаников, в нижней половине – серо- и зеленоцветными доломитами и глинистыми

доломитами с прослоями алевропесчаников, алевроаргиллитов; в верхней – сероцветными доломитами и глинистыми разностями с прослоями доломитовых аргиллитов. Встречаются линзы сульфатов, редкие включения пирита, стяжения кремней, стилолитовые швы, в порах песчаников – битуминозные оторочки.

Фаунистических остатков в толще не обнаружено, условно она отнесена к венду и параллелизуется со старореченской свитой Прианабарья. Граница условно рифейских и вендских отложений проведена по данным каротажа: последние отличаются резким увеличением значений естественной радиоактивности (ГК), а также дифференцированности кривых КС и нейтронного гамма-каротажа (НГК).

Мощность толщи по скв. Л-358 – 102 м.

ВЕНДСКАЯ–КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМЫ

Тамакская толща (V-Є₁tm) выделена в скв. Л-358 в инт. 3264–3420 м. Название толщи – по урочищу на правом берегу р. Хета. В ее составе преобладают серые и темно-серые доломиты и слабоглинистые, сульфатоносные доломиты. В кровле и подошве толщи присутствуют прослои доломитовых мергелей и аргиллитов, в средней части – известняков и глинистых известняков.

Органических остатков в толще не обнаружено. По положению в разрезе она отнесена к нерасчлененным венд-кембрийским отложениям и параллелизуется с немакит-далдынской свитой северо-западного Прианабарья [79].

Мощность толщи по скв. Л-358 – 156 м.

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

В разрезе скв. Л-358 вскрыт наиболее полный для Анабаро-Котуйской области и, по-видимому, непрерывный разрез кембрия, в котором выделены все три отдела, представленные карбонатными породами [79]. Данные отложения отнесены к Ледянской структурно-фациальной подзоне, а описанные здесь разрезы стратонов рассматриваются как стратотипические для описанных ниже хетской, ледянской, тамуканской, арыканской и хибарбинской свит. Возрастная привязка выделенных свит дается в соответствии со схемой, разработанной И. Я. Гогиным и др., утвержденной МСК в 2016 г. [188].

Хетская свита (Є₁ht) выделена в инт. 3050–3264 м. Название – по р. Хета. Сложена серыми слоистыми кавернозными доломитами с реликтами органогенных структур, более обильными в верхней части толщи. В пустотах, по трещинам, в виде гнезд присутствует ангидрит. Характерны многочисленные стилолитовые швы с примазками глинисто-битуминозного материала, включения пирита.

В свите найдены моллюски *Barskovia hemisimmetrica* Gol., *Nomgoliella sinistrovolutilis* Miss., *Igorella* sp., *Securiconus* sp., *Anabarella* cf. *plana* Vost.; хиолиты *Spinulitheca* cf. *billingsi* (Sys.); ангустиокреиды *Kugdatheca voluta* Miss., *Cambrotubulus decurvatus* Miss., *C. conicus* Miss., *Kugdatheca voluta* Miss., характерные для нижней половины томмотского яруса нижнего кем-

брия Сибирской платформы. Возраст свиты установлен в объеме томмотский ярус–нижняя половина атдабанского яруса раннего кембрия. Мощность свиты по скв. Л-358 – 214 м.

Ледянская свита (\mathcal{C}_{1ld}) выделена в инт. 2724–3050 м и названа по Ледянскому своду. Свита сложена характерными желтовато-белыми кавернозными, местами сахаровидными доломитами замещения с теньевыми реликтами водорослевых, иногда мшанкоподобных структур. Характерны стяжения кремней и замещение ими доломитов, стилолитизация карбонатов, наличие кристаллов ангидрита в порах выщелачивания.

В свите определены остатки губок *Cjulanciella* sp., широко распространенных на Сибирской платформе в тойонском ярусе нижнего кембрия. В современной региональной стратиграфической схеме свита соответствует верхней половине атдабанского–тойонскому ярусам нижнего кембрия. Мощность свиты по скв. Л-358 – 326 м.

Тамуканская свита (\mathcal{C}_{2tm}) выделена в инт. 2249–2724 м. Название дано по руч. Тамукан (приток р. Хета). Сложена органогенно-детритовыми известняками, пятнисто доломитизированными, 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. Породообразующими являются водоросли типа гирванелл, хиолиты. Тамуканская свита четко отличается от нижнекембрийских доломитов повышенной естественной радиоактивностью и значительным увеличением дифференцированности кривых КС и НГК.

В свите определены разнообразные органические остатки. В нижней части свиты (гл. 2640–2645 м) собраны трилобиты *Chonaranomocare bidjensis* Poletaeva forma *sirbinica* Rep., *Peronopsis* sp., *Kounamkites* sp.; беззамковые брахиоподы *Stilpnoreteta* sp., *Protoreteta* sp., *Acrothele* sp., *Clivosolingula* sp.; губки *Sardospongia* cf. *triradiata* Mostler, *S. triplexa* Fedorov sp. nov., отвечающие амгинскому ярусу. Средняя часть (гл. 2600–2614,5 м) охарактеризована трилобитами *Corynexochus* aff. *macrophthalmus* Lerm., *C. tersus* Laz., *Pseudonomocarina plana* N. Tchern. и др.; ханцеллоридами *Archiasterella pentactina* Sdzuy, *Chanzelloria* cf. *maroccana* Dore et Reif, конодонтами *Hertzina* sp., а также губками, хиолитами, брахиоподами, указывающими на нижнюю часть майского яруса. В верхней части свиты (гл. 2293–2301 м) обнаружены трилобиты *Vega plana* Pol., *Buitella buitensis* Laz., *Popigaia popigaica* Egorova, *Kontrastina samodiica* Rosova, *Sacha alata* Egorova и др.; губки *Probetractina polymorpha* Reif, *Dodecaactinella furcata* Mostler, *D. oncera* (Mostler), характерные для верхней части майского яруса.

Палеонтологические данные позволяют отнести тамуканскую свиту к среднему кембрию в объеме амгинского и майского ярусов, а границу между названными ярусами провести на гл. 2605 м [79]. Мощность свиты по скв. Л-358 – 475 м.

Арыканская свита (\mathcal{C}_{2-3ark}) выделена в инт. 1901–2249 м и названа по руч. Арыкан (приток р. Хета). Сложена светлоокрашенными серыми и буровато-серыми доломитами с прослоями (до 0,6 м) и гнездами ангидритов белого и светло-серого цветов. В разрезе преобладают тонко-мелкокристаллические массивные доломиты с реликтовой сгустково-водорослевой струк-

турой, чередующиеся с глинисто-алеуритистыми тонкослоистыми доломитами, встречаются оолитовые, микрофитолитовые, а в нижней части – строма-толитовые разности. Свита характеризуется низкими значениями КС, ГК, НГК с очень незначительной амплитудой их значений, резко отличаясь по этим параметрам от подстилающих и перекрывающих отложений.

В свите на гл. 2122 м обнаружены конодонты *Phakelodus tenuis* (Mull.) и губки *Hyalostellia clinopentactinoides* Butl., *Konyrium* sp. nov. По положению в разрезе, вещественному составу и геофизическим данным арыканская свита ранее параллелизовалась с атырдахской свитой Котуй-Маймечинской СФЗ [79]. В современной региональной стратиграфической шкале свита соответствует аюссоканскому, сакскому и нижней части аксайского яруса. Мощность свиты по скв. Л-358 – 348 м.

Хибарбинская свита (Є₃hb) выделена в инт. 1780–1901 м. Название дано по р. Хибарба (приток р. Аякли). Верхняя граница свиты проведена по пачке алеуритов в подошве бысыоряхской свиты.

Свита сложена плитчатыми серыми и пестроцветными доломитами, тонко переслаивающимися между собой; микро-, тонко- и мелкозернистыми глинистыми доломитами, доломитовыми алеуритистыми аргиллитами. Местами породы ангидритизированы. Встречаются внутриформационные обломки доломитов и домеритов, подводно-оползневые текстуры.

Органические остатки не обнаружены. По положению в разрезе, вещественному составу и петрофизическим характеристикам хибарбинская свита первоначально была отнесена к верхней части верхнего кембрия (верхняя часть сакского–аксайский ярусы) и параллелизовалась с томпокской свитой Котуй-Маймечинской СФЗ [79]. В современной региональной стратиграфической схеме [188] она соответствует верхней части аксайского яруса. Мощность свиты по скв. Л-358 – 121 м.

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ – ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Отложения ордовикской системы без видимого перерыва продолжают кембрийский разрез. Нижняя терригенно-карбонатная их часть отнесена к бысыоряхской и устькурахской свитам, выделенным Н. П. Головановым в 1960 г. [41] в Маймечинской структурно-фациальной зоне; по стратиграфическому положению она соответствует ильтыкской свите Игарско-Норильской СФЗ [105, 171]. Вышезалегающие пестроцветные карбонатно-терригенные отложения первоначально были отнесены к кунтыкахинской и мойеронской свитам среднего ордовика Маймечинской СФЗ [80]. В связи с тем, что состав отложений в скважинах Ледянской площади существенно отличается от разрезов стратотипической местности, они в 1995 г. при составлении легенды Маймеча-Котуйской серии листов ГК-200 [333] Т. А. Дивиной и Ю. А. Тесаковым были выделены под собственными названиями (мегунская и кайялакская толщи, позднее, в 2003 г., переведены в ранг свит) с соответствующим обособлением Ледянской стратиграфической площади. При этом мегунская и кайялакская свиты рассматриваются как разнофациальные стратиграфические аналоги кунтыкахинской и моейронской свит [171]; по стратигра-

фическому положению они отвечают гурагирской и ангирской свитам Игарско-Норильской зоны [53, 171]. Необходимо отметить, что, хотя мегунская и кайялакская свиты (в ранге толщ) включены в Норильскую СЛ-1000/3 [123], они не вошли в региональную стратиграфическую схему ордовика Сибирской платформы, утвержденную бюро МСК в качестве унифицированной в 2013 г. [105, 187].

Бысыюряхская и устькурунахская свиты объединенные (O_3-O_2bs+uk).

Бысыюряхская свита названа по р. Бысы-Юрях (приток р. Маймеча). Стратотип свиты расположен на р. Маймеча, южнее устья р. Куранах [171]. Вскрыта скв. Л-358 в инт. 1524–1780 м. Подразделяется на две подсвиты.

Нижняя терригенно-карбонатная подсвита (127 м) представлена бежево-серыми, серыми доломитами и глинистыми доломитами, на отдельных интервалах окремненными пестроцветными (от зелено-серых до красно-коричневых) аргиллитами, местами кварцевыми и доломитистыми серыми алевролитами, зелено-серыми мергелями, прослоями ангидритов. Верхняя карбонатная подсвита (129 м) сложена серыми доломитами глинистыми ангидритизированными, местами окремненными; ангидритами, красно-коричневыми доломитовыми мергелями.

Палеонтологических остатков в свите не обнаружено. По положению в разрезе она относится к верхнему кембрию–нижнему ордовику в интервале мансийского, лопарского и нийского горизонтов. В стратотипическом районе (бассейн р. Маймеча) в нижней части свиты встречены остатки гастропод и моноплакофор раннего ордовика [333].

Мощность бысыюряхской свиты по скв. Л-358 – 256 м.

Устькурунахская свита названа по руч. Куранах, в устье которого на р. Маймеча расположен ее стратотип [171]. Свита вскрыта скв. Л-358 в инт. 1325–1524 м, где ее верхняя граница проведена по кровле доломитов.

Свита сложена светло-серыми доломитами, известковыми и глинистыми доломитами, на отдельных интервалах с включениями кремней, белыми и серыми ангидритами. Отмечаются частые стилолитовые швы. Характеризуется низким (по отношению к вышележащим породам) значением КС с незначительно большей амплитудой его значений; более низким значением естественной радиоактивности.

В рассматриваемом разрезе палеонтологические остатки неизвестны. В смежных районах свита содержит мшанки и брахиоподы, позволяющие отнести ее к угорскому горизонту нижнего ордовика и кимайскому горизонту среднего ордовика [171].

Мощность устькурунахской свиты по скв. Л-358 – 199 м.

Общая мощность объединенных бысыюряхской и устькурунахской свит – 455 м.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Мегунская и кайялакская свиты объединенные (O_2mg+kl).

Мегунская свита (по р. Мегун – притоку р. Аян) выделена в скв. Л-358 (инт. 1122–1325 м, при этом большую часть интервала – 141 м – занимает ин-

трузия оливиновых габбродолеритов) и Л-3 (инт. 918,8–1000 м); последний разрез считается стратотипическим [171]. Верхняя граница в скв. Л-3 проводится по подошве аргиллитов кайялакской свиты, а в скв. Л-358 – по подошве известняков оранской свиты.

Свита представлена пестроцветными, бурыми и серыми песчаниками и алевропесчаниками кварцевыми и доломитистыми; бурыми и пестроцветными доломитами, часто песчанистыми, глинистыми, сульфатизированными; пестроцветными доломитовыми мергелями; глинистыми известняками; алевролитами красно- и пестроцветными; пестроцветными аргиллитами, часто доломитистыми. Отмечаются включения ангидрита и гипса.

Для свиты характерны повышенные содержания меди, никеля, хрома, ванадия, марганца, пониженные – фосфора.

В прослоях известняков в кровле свиты в скв. Л-3 обнаружены табуляты *Cryptolichenaria miranda* Sok., характерные для муктэйского горизонта; остальная часть толщи, по сходству с байкитскими песчаниками, условно коррелируется с вихоревским горизонтом дапинского яруса среднего ордовика.

Мощность мегунской свиты – от 62 до 81 м.

Кайялакская свита (по р. Кайялак в бассейне р. Хета) установлена только в разрезе скв. Л-3 (инт. 889,6–918,8 м – стратотипический разрез), а в скв. Л-358 отсутствует вследствие прединдустриального размыва [50]; по другим данным, мощность кайялакской свиты здесь составляет 30 м [226]. Характер соотношений с мегунской свитой достоверно не установлен. Верхняя граница проводится по подошве известняков оранской свиты.

Свита представлена серыми глинистыми, известковыми доломитами, зелено- и красноцветными аргиллитами; светло-серыми доломитистыми известняками. Для нее характерны повышенные содержания меди, кобальта, хрома, ванадия, свинца, цинка, марганца, фосфора, пониженные – стронция.

В кайялакской свите обнаружены брахиоподы *Evenkina anabarensis* (Andr.), *Atelelasma peregrinum* (Andr.), *Platymena amara* (Andr.) и конодонты *Ptiloconus gracilis* sp., *Dichognathus typicus* (Br. et M.), *Stereoconus* cf. *bikostatus* Mosk., *Cordylodus primus* (Br. et M.) (определения Г. Г. Абаимовой), характерные для волгинского горизонта Сибирской платформы (дарривильский ярус) [80, 171, 352].

Мощность кайялакской свиты – 29,2 м. Суммарная мощность мегунской и кайялакской свит – 91–110 м.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Силурийские отложения представлены непрерывным разрезом, включающим находящиеся в согласном залегании оранскую, хукэлченскую, мунильскую, неракачинскую и кираскую свиты; первые две иногда объединяют в охукскую, последние три – в мукирскую серии. Все местные серии и свиты выделены Ю. И. Тесаковым и Т. А. Дивиной в 1994 г. по материалам скважин Л-2, Л-3 и Л-358 [215]; в качестве стратотипических для всех подразделений представлены разрезы по скв. Л-3.

Оранская и хукэлченская свиты объединенные (S_{on+hkl}). Название – по рекам Оран (бассейн р. Хета) и Хукэлче (правый приток р. Аян). Стратотипы – в инт. 795,2–889,6 м и 717,3–795,2 м в скв. Л-3.

Оранская свита, кроме того, выделена в скв. Л-358 в инт. 977–1111 м. Залегает со стратиграфическим несогласием на среднем ордовике. В стратотипе оранская свита разделена на три части.

Нижняя часть (30 м) представлена монотонной толщей серых и бежево-серых известняков, в разной степени глинистых и окремненных. Средняя часть (44 м) сложена серыми комковатыми известняками и доломитистыми биокластическими и биоморфными (кораллово-криноидными), часто окремненными известняками. Верхняя часть свиты (19 м) представлена серыми известняками доломитистыми, известняками биокластическими комковатыми тонкозернистыми с прослоями глинистых известняков, мергелей доломитистых. Породы избирательно окремнены (по ракушечникам и остаткам коралловых колоний). В подчиненном количестве присутствуют доломитовые аргиллиты. По всему разрезу отмечаются включения пирита.

Для оранской свиты характерны пониженные содержания (по сравнению с выше- и нижележащими отложениями) бария, меди, хрома, ванадия, галлия, кобальта, лития, иттербия, фосфора и бора и только цинка – повышенные.

В нижней части свиты обнаружены брахиоподы: *Aegiria norilskensis* (Lop.), *Septatrypa* cf. *magna* Nikif., *Protatrypa alia* (Nikif.); табуляты *Calamopora alveolaris* Goldf., *Mesofavosites dualis* Sok.; конодонты *Panderodus unicostatus* (Br. et M.). В средней части – брахиоподы: *Meristina lacrima* Nikif., *Strophomena kulumbensis* Lop., *Leptostrophia tilikensis* Lop., *Alispira* sp., табуляты *Angaropora hisingeri* Jones, *Parastriatopora rhizoides* Sok., *Cateniopora escharoides* Lam., *Mesofavosites dualis* Sok., *Calamopora alveolaris* Goldf., *Propora tubularis* (Lonsd.). В верхней части – брахиоподы *Brevilamnulella undatiformis* (Rozm.) *Cryptothyrella* sp., *Eocoelia* cf. *hemisphaerica* (Sow.) *Septatrypa* aff. *pentagonalis* Nikif., *Coolinia gorbiyatchensis* (Lop.), *Leptostrophia tali-kitensis* Lop., *Alispira* sp. indet., *Pentamerus oblongus* Sow.; табуляты *Cystihalysites mirabilis* (Tchern.); *Calamopora alveolaris* Goldf., *Cateniopora escharoides* Lam., *Mesofavosites dualis* Sok., *Taxopora xenia* Sok. et Tes., *Propora tubularis* (Lonsd.). По приведенным палеонтологическим остаткам, оранская свита относится к мойероканскому и нижней половине хаастырского горизонтов Сибирской платформы (нижняя часть лландоверийского отдела).

Мощность оранской свиты увеличивается с юга на север от 94 м (скв. Л-3) до 134 м (скв. Л-358).

Хукэлченская свита в стратотипе расчленена на три подсвиты, в отличие от скв. Л-358, где она установлена в инт. 896–977 м.

Нижняя подсвита (25 м) представлена мергелями, доломитовыми мергелями, доломитовыми аргиллитами зеленоцветными и пестроцветными с прослоями органогенных известняков серых комковатых и комковато-слоистых; в подчиненном количестве присутствуют доломиты. Средняя подсвита (27 м) сложена мергелями доломитовыми и аргиллитами зеленоцветными с прослоями доломитов, известняков бурых и серых с комковатой и комковато-слоистой текстурой, в различной степени глинистыми. Верхняя подсвита (26 м) представлена в нижней части мергелями, доломитовыми мергелями, аргилли-

тами, доломитовыми аргиллитами зеленоцветными; в верхней – битуминозными доломитами, глинистыми доломитами и массивными, комковатыми и комковато-слоистыми известняками.

Для свиты характерны повышенные содержания меди, никеля, кобальта, хрома, галлия, пониженные – стронция.

В породах хукэлченской свиты найдены брахиоподы: *Alispira gracilis* Nikif., *A. rotundata* Nikif. et T. Modz., *A. tenuicostata* Nikif., *Coolinia gorbitchensis* Lop., *Eocoelia hemisphaerica* Sow., *Isorthis neocrassa* (Nikif.), *Mendacella tungussensis* Nikif., *Pentamerus oblongus* Sow., *Protatrypa lepidota* Nikif. et T. Modz., *Rafinesquina inaequicostata* Lop.; *Pentlandina subcostatula* Lop., *Protatrypa septentrionalis* (Nikif.), *Stegerhynchus tungussensis* Lop., *Strophodonta polaris* Andr.; *Leptostrophia andreevae* Lop. и др.; табуляты *Favosites gothlandicus* Lam., *F. moyeroensis* Sok. et Tes., *Mesofavosites dualis* Sok., *Multisolenia tortuosa* Fritz, *Subalveolitella repentina* Sok.; *S. volutus* Sok. et Tes., *Taxopora xenia* Sok. et Tes. и др.; остракоды *Dalliella decorata* Neck., *Sibiritia wiluensis* (F. Schmidt), *Costaegira hastata* Abush.; строматопоры *Labechia venusta* Yavor. Комплекс фауны позволяет отнести свиту к верхней части хаастырского–агидыйскому горизонтam Сибирской платформы, отвечающим аэронскому и теличскому ярусам лландоверийского отдела.

Мощность хукэлченской свиты составляет 78–81 м. Суммарная мощность объединенных оранской и хукэлченской свит составляет 172–215 м.

Мунильская и неракачинская свиты объединенные ($S_{1-2mn+nr}$). Названы по рекам Муниль (приток р. Аян) и Неракачи (истоку р. Муниль). Стратотипы – в инт. 688,6–717,3 м и 637,0–688,6 м в скв. Л-3.

Мунильская свита сложена доломитами кремовыми, светло- и темно-серыми органогенными тонко-среднекристаллическими, пористыми и пористо-кавернозными. Встречаются прослои глинистых доломитов. Текстуры пород от мелковолнистослоистых до пятнистых, реже полосчатые; отмечаются брекчиевые структуры. Развита реликты первично-осадочных структур, в основном биокластических. Для пород характерен очень сильный запах битума и выделения капельно-жидкой нефти.

Для доломитов свиты характерны пониженные содержания бария, иттербия, стронция и бериллия.

В мунильской свите найдены строматопоры *Clavidiactyon cylindricum* (Yavor.), *Ecclimadictyon fastigiatum* (Nich.), *Parallelostroma ornata* Mori, *Plumatalinia densa* Mori, *Stromatopora sibirica* Riab., *Syringostromella dragynovi* (Yavor.), *Yavorskinia aspectabilis* (Yavor); табуляты *Mesosolenia festiva* Tchern., *Multisolenia tortuosa* Fritz, *Sapporopora favositoides* Ozaki, *Subalveolites subulosus* Sok. et Tes., позволяющие отнести свиту к хакомскому горизонту Сибирской платформы, отвечающему шейнвудскому и гомерскому ярусам венлокского отдела.

Мощность мунильской свиты варьирует от 29 (скв. Л-3) до 37 м (скв. Л-358).

Неракачинская свита в стратотипе расчленена на две части. Нижняя часть (20,6 м) представлена доломитами кремово-серыми и серыми, в разной степени глинистыми тонко-мелкозернистыми. Текстура пород тонкоплитчатая и листоватая, горизонтально-волнистая, часто брекчиевидная. Отмечаются стро-

матопоровые и кораллово-строматопоровые постройки, желваки кремней, стилолитовые швы. Верхняя часть (31 м) сложена доломитами серыми слабоблинистыми мелкозернистыми, местами битуминозными, листоватыми и тонкоплитчатыми, тонковолнистыми. В разрезе скв. Л-358, помимо глинистых доломитов, появляются доломитовые мергели, местами сульфатизированные.

Для доломитов свиты характерны высокие содержания бария, стронция и лития.

В нижней части свиты определены табуляты *Cystihalysites mirabilis* Tchern., *Favosites moyeroensis* Sok. et Tes., *Parastriatopora tebenjkovi* Tchern., *Sapporipora favositoides* Ozaki, *Subalveolites subulosus* Sok. et Tes., синрингопоры *Syringopora fascicularis* Goldf.; строматопоры *Labechia condensa* Yavor; в верхней части – брахиоподы *Plectatrypa wenlokiana* Lop., *Strophodonta omnutakhensis* Lop.; двустворки *Megalomus* sp. Эти определения позволяют отнести неракачинскую свиту к тукальскому горизонту Сибирской платформы, отвечающего горстийскому ярусу лудловского отдела.

Мощность неракачинской свиты – 42–52 м, а объединенных мунильской и неракачинской свит – 79–80 м.

ВЕРХЕСИЛУРИЙСКАЯ ПОДСИСТЕМА–ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Кираская, ямпахтинская и хребтовская свиты объединенные (S₂-D_{1kr-hr}).

Кираская свита выделена Ю. И. Тесаковым и Т. А. Дивиной в 1994 г. со стратотипом в скв. Л-3 (инт. 607,5–637,0 м). Название – по р. Кира (приток р. Хета). Согласно залегает на неракачинской свите.

Свита представлена доломитами серыми (с бежевым оттенком), массивными или линзовидно-полосчатыми, тонкоплитчатыми, тонко-среднезернистыми, в разной степени сульфатизированными (до гипс-ангидрит-доломитовой породы), часто с реликтами биокластических структур, прослоями кавернозными; глинистыми доломитами серыми и зеленовато-серыми; в подчиненном количестве присутствуют мергели, ангидриты, доломитовые аргиллиты.

В свите найдены брахиоподы *Morinorhynchus proprius* (Lop.), *Strophodonta omnutakhensis* Lop.; конодонты *Plektospathodus* sp., *Panderodus* sp., *Lonchodina* sp., что позволяет относить свиту к постничному горизонту Сибирской платформы, отвечающему верхней части лудловского и пржидольского отделам верхнесилурийской подсистемы.

Мощность кираской свиты – от 29 м (скв. Л-3) до 50 м (скв. Л-358).

Ямпахтинская свита установлена в инт. 577,0–607,5 м скв. Л-3 [50]. По сравнению с Норильской СФЗ, состав свиты отличается появлением мергелей и еще меньшей ролью сульфатов. Она сложена мергелями, пестроцветными доломитовыми мергелями, глинистыми доломитами с прослоями доломитов. Слоистость пород горизонтальная.

В геохимическом отношении свита не имеет существенных характерных черт, отличаясь лишь высокими содержаниями стронция и бора, повышенными – лития.

Мощность ямпахтинской свиты – 30 м.

Хребтовская свита установлена в инт. 551,5–577,0 м скв. Л-3 [50]. Сложена пестроцветными доломитовыми мергелями и глинистыми доломитами, реже – мергелями и сульфатизированными аргиллитами.

Мощность хребтовской свиты изменяется от 13 до 25 м.

Палеонтологические остатки в ямпахтинской и хребтовской свитах не обнаружены. В скв. Л-2 к востоку от рассматриваемой территории в ямпахтинской свите найдены конодонты и табуляты, определения которых позволяют отнести ямпахтинскую свиту к мукдэкэнскому горизонту лохковского яруса нижнего девона.

Общая мощность объединенных кираской, ямпахтинской и хребтовской свит варьирует от 72 (скв. Л-3) до 103 м (скв. Л-358).

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Девонские отложения представлены лишь редуцированными нижним и верхним отделами и отличаются резко сокращенными (по сравнению с Норильской СФЗ) мощностями (рис. 2), существенно меньшей ролью сульфатных пород и отсутствием каменных солей. Суммарная мощность девона в разрезах скважин Л-3 и Л-358 не превышает 250 м. Отложения зубовского, курейского, разведочнинского, юктинского, нахохозского и фокинского горизонтов полностью выпадают из разреза.

Нижний отдел

Мантуровская свита ($D_{1-2}mt$) выделена в инт. 464,5–551,5 м разреза скв. Л-3, где со стратиграфическим несогласием залегает на нижнем девоне. Первоначально по положению в разрезе и литологическому составу данные пестроцветные отложения были отнесены к сидинской свите [352] по аналогии с Верхнекотуйско-Виллойканской СФЗ, но позднее сопоставлены с верхнемантуровской подсвитой [145]. В отличие от Игарско-Норильской СФО, свита здесь представлена сульфатно-карбонатным типом разреза и сложена пестроцветными мергелями и доломитовыми мергелями с прослоями доломитов и песчаников, известняками, глинистыми известняками с редкими прослоями алевролитов. Каменная соль встречается в виде только маломощных прослоев и линз. В средней части разреза отмечается горизонт сероцветных доломитов, часто кавернозных, с интервалами ангидритов и сульфатно-карбонатных брекчий.

Для нижней части свиты характерны повышенные содержания цинка, кобальта, ванадия, хрома, марганца, бериллия, стронция, ниобия, бора и галлия, для верхней – ниобия и иттербия.

Палеонтологические остатки в свите не установлены. На сопредельных территориях фаунистически обосновано отнесение мантуровской свиты к эмсскому ярусу – нижней части эйфельского яруса нижнего девона.

Мощность мантуровской свиты составляет 78–87 м.

Верхний отдел

Каларгонская свита (D_3kl) установлена в инт. 374,8–464,5 м разреза скв. Л-3. Залегает со стратиграфическим несогласием на мантуровской свите, верхняя часть разреза размыта. Состав свиты аналогичен таковому в Норильской СФЗ. Сохранившаяся нижняя ее часть сложена сероцветными доломитами, глинистыми доломитами, реже известковистыми доломитами, гипс-ангидритовыми породами, известняками, доломитовыми мергелями, редкими прослоями аргиллитов, алевролитов и песчаников, горизонтами карбонатных брекчий.

В скв. Л-3 в свите найдены конодонты *Hindeodella subtilis* Ulrich et Bassler. Эти, а также найденные в скв. Л-2 палеонтологические остатки позволяют относить рассматриваемые отложения к верхней части франского яруса верхнего девона.

Для каларгонской свиты характерны пониженные содержания цинка, марганца, бора и лития, повышенные – бериллия.

Мощность свиты вследствие интенсивного размыва незначительна и меняется от 74 м (скв. Л-3) до 26 м (скв. Л-358).

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Каменноугольная система представлена терригенными отложениями, отнесенными к ханарской свите [352], с размывом перекрывающей каларгонскую свиту.

Ханарская свита (C_{2-3hn}) выделена А. Б. Гуревичем в 1979 г. из состава отложений, относившихся ранее к бургу克林ской свите нижней перми. Название – по р. Ханар на северо-востоке Тунгусского бассейна. Стратотип свиты составной, установлен в скважинах СП-15, ГСП-4 и СП-10 восточнее территории листа R-46, на Ханарской поисковой площади.

На листе R-46 ханарская свита установлена в скв. Л-3 (инт. 235,5–374,8 м) и Л-358 (инт. 420–596 м) на Ледянском поднятии, где представлена чередованием пачек переслаивающихся черных, темно-серых алевролитов, аргиллитов, углистых алевролитов и углистых аргиллитов, светло-серых песчаников олигомиктовых, реже полимиктовых, тонко-среднезернистых; отмечаются редкие линзы известняков, вкрапленность и желваки пирита. Слоистость пород горизонтальная волнистая, реже косая, ровная. Как и для тунгусской серии, существенную роль играют субпластовые интрузии оливинсодержащих долеритов, составляющие до 30–50 % разреза.

Ханарская свита характеризуется повышенными содержаниями меди, никеля, кобальта, хрома, титана, ванадия, иттербия, циркона, олова, свинца, цинка, фосфора и пониженными – стронция и лития.

В ханарской свите из разреза скв. Л-3 обнаружены СПК *Cyclobacillsporites gibberulus*, *Turrissporites pyramidalis* (Lub.), *T. glaber* (Medv.), *Verrucosisporites rubiginosus* Lub., *Acanthotriletes spircsus* Lub. и др., сопоставимые, по заключению В. В. Круговых, с палинокомплексами нижней части катского горизонта Тунгусского бассейна, что датирует вмещающие отложения средним–верхним карбоном [352].

Мощность ханарской свиты уменьшается в северном направлении от 127 м в скв. Л-2 (восточнее рамки листа R-46) до 107 м в скв. Л-3 и 66 м в скв. Л-358.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

На дневной поверхности в пределах листа и в разрезах скважин Л-3 и Л-358 терригенные образования перми достоверно не вскрыты. Однако в углистых алевролитах, залегающих в кровле субпластового тела долеритов на гл. 243 м в скв. Л-3, прорывающего близкие по составу породы ханарской свиты, выделены СПК *Leiotriletes extensus* (Lub.) Siv., *Granisporites acutus* (Andr.) Drjag., *Verrucosisporites lyctis* (Andr.) Drjag., *Lycospora permica* Inos., *Ginkgocycadophytus caperatus* (Lub.) Sam., *Luberisaccites rugulifer*, характерные, по заключению В. В. Круговых, для верхней перми [352]. Учитывая этот факт, пермские отложения показаны на геологическом разрезе ниже подошвы вулканогенного разреза в северной части Аян-Верхнекотуйской СФЗ по аналогии с расположенными восточнее площадями, где они выделены в объеме палеонтологически охарактеризованных котуйской (P_1) и потокойской (P_{2-3}) свит [51].

Котуйская и потокойская свиты объединенные ($P_{1-3kt+pt}$) показаны только на разрезе. Свиты сложены на сопредельной с востока площади песчаниками, алевролитами, аргиллитами с прослоями каменных углей и редко – туфов. Суммарная мощность котуйской и потокойской свит в среднем течении р. Котуй (восточнее рамки листа R-46) составляет до 400–450 м; на рассматриваемой территории, исходя из геолого-структурных построений, может достигать 200–300 м.

Северо-сибирская структурно-формационная область

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Терригенные отложения, подстилающие вулканогенную толщу в Енисей-Хатангском прогибе, вскрыты двумя глубокими скважинами на Волочанской нефтегазопроисследовательской площади [305]. Их неполная мощность составляет около 600 м. Подошва не установлена. По результатам интерпретации сейсмогеологических разрезов [348], мощность палеозойских осадочных образований в Енисей-Хатангском прогибе может достигать нескольких километров, достигая максимума (до 7–8 км) в осевой части Рассохинско-Балахнинского мегавала (на Тундринском поднятии). В связи с залеганием под нижнетриасовыми(?) вулканогенными образованиями и по аналогии с другими площадями Енисей-Хатангского прогиба вскрытые на забое скважинами Влч-1 и Влч-2 отложения считаются условно средне-верхнепермскими без отнесения к конкретным литостратиграфическим подразделениям.

Средняя–верхняя пермь нерасчлененная ($P_{2-3?}$). Разрез имеет трехчленное строение [51], сверху вниз:

| | |
|---|-------|
| 1. Неравномерное переслаивание серых алевролитов, мелко- и среднезернистых песчаников (в т. ч. вулканомиктовых), темно-серых до черных слюдистых аргиллитов. Наблюдается косая и линзовидно-волнистая слоистость с углами наклона до 30–45° | 406 м |
| 2. Алевролиты кварцево-полевошпатовые серые до темно-серых, массивные или слоистые, с редкими маломощными прослоями аргиллитов и разнозернистых песчаников (в т. ч. вулканомиктовых) | 102 м |
| 3. Песчаники полевошпатово-кварцевые разнозернистые серые, текстура преимущественно массивная. Прослой массивных темно-серых до черных аргиллитов. В нижней части разреза появляются прослой битуминозных пелитоморфных известняков | 204 м |

Палеонтологически данные отложения не охарактеризованы. По литологическому сходству они могут быть условно сопоставлены с верхнекожевниковской и мисайлапской свитами восточных районов Енисей-Хатангского прогиба [55] или с байкурской свитой казанско-северодвинского возраста, выделяемой в Озеротаймырско-Южнобыррангской СФЗ Горного Таймыра [56]. Мощность – более 600 м.

ВЕРХНЕПЕРМСКИЕ–ТРИАСОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Верхнепермские–триасовые образования занимают более 60 % территории листа R-46 и определяют ее металлогеническую специфику. Они слагают возвышенное плато – Путорана, Сыверминское и Хараелахское, у северного подножия которых погружаются под юрско-меловые осадки Енисей-Хатангского прогиба, где вскрыты отдельными скважинами под мощным чехлом мезозойско-кайнозойских терригенных отложений. За исключением вскрытых единичными параметрическими скважинами в Енисей-Хатангском прогибе в подошве юрского разреза терригенных отложений, предположительно средне-позднетриасового возраста, рассматриваемый структурный ярус представлен вулканогенными и резко подчиненными вулканогенно-осадочными породами, образующими единую четко стратифицированную толщу, традиционно именуемую «туфолавовая толща». Она представляет собой чередование лавовых покровов и маломощных горизонтов туфов, туффитов и осадочных пород, причем эффузивные фации составляют более 90 % [101, 102, 208, 315], а туфы – не более 1 % [193]. Около 10 % приходится на туфогенно-осадочные и осадочные отложения. В общем разрезе выделены более 200 лавовых покровов мощностью до 60–100 м, которые хорошо картируются по мощным миндалекаменным зонам, и около 30 туфогенно-осадочных горизонтов мощностью от 0,1–0,2 до 10–20, редко до 60–80 м. Отдельные покровы или пачки покровов прослеживаются на сотни километров и считаются маркирующими [148], играя существенную роль при расчленении и корреляции вулканогенных образований. В целом толща представлена преимущественно лавами толеит-базальтового состава; субщелочные базальтовые и пикрит-базальтовые лавы составляют примерно 4–6 и 0,4–1 % объема толщи соответственно [208].

Породы туфолавовой толщи с резкой границей залегают на верхнепермских отложениях. На этой границе нет следов существенного размыва подстилающих пород, а локальное отсутствие в подошве вулканитов терриген-

ной амбарнинской свиты обусловлено фрагментарностью ее первичного пространства [335]. В то же время, на сопредельной с запада территории (в Норильском районе) на контакте наблюдаются признаки катастрофического уничтожения флоры и в целом экосистемы палеозойской эры (обугленные вертикально стоящие стволы кордаитовых и т. п.). Кроме того, там же местами наблюдается переслаивание осадочных пород и туфов на границе между тунгусской серией и нижней свитой вулканогенной толщи [38]. Вдоль северного склона плато Путорана вулканогенные породы трансгрессивно перекрываются юрскими и меловыми морскими осадками. Вскрытая мощность вулканогенного разреза достигает 3,2 км на плато Хараелах в западной части листа (в Икэнской мульде); в его центральной части (в пределах Тунгусской синеклизы) она оценивается в 1–2 км.

Вследствие своих генетических особенностей породы туфолавовой толщи весьма слабо насыщены крупномерными остатками флоры и фауны, поэтому палеонтологические критерии при ее расчленении играют вспомогательную роль. Соответственно основными критериями выступают вещественный состав, структурные особенности пород, морфологические особенности строения свит и чачек, их соотношения с выше- и нижележащими подразделениями, непосредственное прослеживание геологических тел, их границ и маркирующих горизонтов по простирацию [193].

Вопросы расчленения и корреляции вулканогенных образований северо-запада Сибирской платформы детально разрабатывались многими исследователями (Н. Н. Урванцев, Б. Н. Рожков, В. К. Котульский, М. Н. Годлевский, В. С. Голубков, О. А. Дюжиков, Г. Д. Маслов, Е. Н. Ленкин, Я. И. Полькин, Ю. И. Томановская, Н. Н. Нагайцева, В. М. Лебедев, Н. К. Могучева, Г. Н. Садовников, Ю. И. Дараган-Суцов и др.). Стратиграфическая схема вулканогенной толщи утверждена Третьим межведомственным региональным стратиграфическим совещанием в 1978 г. [196] на основе унифицированных для Тунгусской синеклизы стратиграфических схем, построенных на выделении и расчленении региональных горизонтов по совокупности литолого-петрографических, тектоно-магматических и палеонтологических особенностей [86, 164, 183, 232, 247 и др.]. Значительный вклад внесла схема, разработанная специалистами Норильской КГРЭ КТГУ в процессе средне- и крупномасштабной геологической съемки в Норильско-Хараелахском районе [315]. В соответствии с данными [196], вулканогенные образования (за исключением ивакинской свиты) считаются нижнетриасовыми (без выделения подразделений ОСШ более дробных, чем отдел). По комплексу литофациальных, минералогических и палеонтологических данных стратиграфические подразделения вулканической толщи соотнесены с уровнями верхнепермского гагарьеостровского и нижнетриасовых 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 оленёвскими отложениями мезозойских прогибов [81].

Кроме того, в соответствии с данными [315] и дополнением к серийной легенде, при расчленении вулканогенной толщи учитывается принцип цикличности ее формирования. В начале каждого цикла выделяются периоды

интенсивного извержения лав, а в конце – длительные перерывы с образованием туфогенно-осадочных толщ, часто содержащих палеонтологические остатки [40, 102, 174, 193, 249 и др.]. Поэтому возраст свиты определяется только по палеонтологическим комплексам туфогенно-осадочной пачки верхней части разреза. Необходимо отметить, что по вопросу о количестве и объемам тектоно-магматических циклов (фаз, стадий и т. д.) нет единого мнения; выделяют от 3 до 10 одноранговых циклов.

К среднему–верхнему триасу условно отнесены терригенные отложения, вскрытые скважинами в основании юрского разреза Енисей-Хатангского регионального прогиба.

Тем не менее, стратиграфия и возраст туфолаковой толщи остаются дискуссионной проблемой вследствие отсутствия надежных и представительных радиологических датировок, фрагментарности палеонтологически охарактеризованных уровней разреза и невыдержанностью стратиграфических единиц по латерали; под вопросом остается обоснованная привязка вулканогенных стратонев к ОСШ. Имеются достаточные основания полагать, что нижняя граница вулканогенной толщи с подстилающими терригенными отложениями, так же, как и граница палеофита и мезофита, является асинхронной [97, 205, 214 и др.]. Рядом исследователей отмечался фациальный переход между вулканогенной ивакинской и терригенной дегалинской свитами татарской перми [164]. В связи с асинхронностью границы палеофита и мезофита, смешения пермских и раннетриасовых флор в стратонах нижней части вулканогенного разреза, обнаружения среднетриасовых СПК и других органических остатков в ее верхней части, отнесение всей вулканогенной толщи (выше ивакинской свиты) к нижнему триасу основывающееся на установленном раннетриасовом возрасте корвунчанской флоры и, соответственно, содержащих ее вулканокластических пород [81, 159, 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 [24, 336 и др.]. К настоящему времени эти данные, однако, не получили отражения в утвержденных стратиграфических схемах.

С другой стороны, на основании многочисленных находок в туффитах пермских фаунистических и флористических остатков продолжают существовать представления о позднепермском возрасте нижней половины вулканогенного разреза, охватывающей тутончанский и двурогинский горизонты [209, 210]. Такие представления отчасти поддерживаются современными палеомагнитными исследованиями в связи с изменениями в глобальной шкале магнитной полярности, согласно которой граница перми и триаса проходит в нижней части ортозоны прямой полярности [158].

На основании смены полярности магнитного поля с обратной на прямую в базальтоидах кровли ивакинской свиты последнюю традиционно относят к верхней перми, а все вышележащие вулканогенные образования – к индскому и оленёкскому ярусам нижнего триаса [73, 126, 262, 265]. Однако в настоящее время, ввиду выявления множества палеомагнитных аномалий (вплоть до присутствия объектов с прямой и обратной полярностью в одном лавовом потоке) в приронамагнитной части разреза выше ивакинской свиты, так

же, как и случаев появления прямой полярности в последней, а также сопоставления с глобальной магнитостратиграфической шкалой, появилась тенденция сдвигать границу перми и триаса в основание моронговской свиты, т. е. двурогинского горизонта [158]. Для магнитостратиграфии подобные смещения границ (на многие сотни метров в стратиграфическом разрезе) не представляют проблемы, поскольку одновременно палеомагнитные данные привлекаются для обоснования экстремальной кратковременности формирования всей вулканогенной толщи на территории Сибирской платформы. Согласно этим представлениям, формирование этой толщи мощностью до 3600 м (в Хараелахской мульде на листе R-45) заняло не более 0,1–1,0 млн лет [73, 125, 158, 263, 269 и др.]. Существующие фрагментарные ^{40}Ar – ^{39}Ar и U–Pb датировки магматических пород Норильского района и Тунгусской синеклизы [258, 259, 266, 270, 271] варьируют в пределах 247–252 млн лет, привязывая формирование вулканогенной толщи к пермо-триасовому рубежу. Обобщение геохронологической информации приводит к выводу, что формирование вулканогенной толщи и комагматичных интрузий укладывается в инт. 251,9–251,4 млн лет [258]. В то же время, многочисленные геологические и палеонтологические данные, так же как и результаты представительного изотопного датирования мафитовых интрузий Норильско-Хараелахской зоны [133, 260, 331], 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 [123, 315], заключающаяся в выделении циклостратиграфических подразделений (рис. 4), отражающих эволюцию вулканизма в различных структурно-формационных зонах.

Районирование верхнепермско-триасовых вулканогенных образований проведено на основании закономерностей пространственного распространения всех магматических комплексов, поскольку вулканогенные породы тесно связаны с интрузиями того же возраста. Выделены три структурно-формационные области развития вулкаников: 1) Северо-Сибирская, отвечающая Енисей-Хатангскому рифтогенному прогибу, где триасовые образования перекрыты мощной толщей юрско-кайнозойских отложений; 2) Норильско-Туруханская, соответствующая зоне краевых поднятий и впадин Сибирской платформы (Игарско-Норильской полого-складчатой области), ограниченной с востока Имангда-Летнинской дизъюнктивной зоной. На рассматриваемой территории данная СФО представлена Норильско-Хараелахской структурно-формационной зоной, охватывающей одноименный рифтогенный прогиб; 3) Анабаро-Тунгусская, соответствующая Тунгусской синеклизе. В пределах последней области выделены Курейско-Ламская, Аян-Верхнекотуйская и Большеавамская структурно-формационные зоны, различающиеся по специфике магматизма на отдельных стадиях формирования вулканогенной толщи. Две последние характеризуются однотипным вулканогенным разрезом, но резко различаются по составу и характеру интрузивного магматизма на заключительных стадиях верхнепермско-триасового этапа развития. Курейско-Ламская

| Сис-тема | Горизонт | Норильско-Туруханская СФО | | Анабаро-Тунгусская СФО | | | |
|--|--|--------------------------------|--|--------------------------------|---|-------------------------------------|---|
| | | Норильско-Хараелахская СФЗ | | Курейско-Ламская СФЗ | Большеавамская СФЗ Аян-Верхнекотуйская СФЗ | | |
| Я в о с а р и т Пермская | Путоранский | самоедская свита T_{sm} | | | | | |
| | | кумгинская свита T_{km} | | | | | |
| | | хараелахская свита T_{hr} | верхнехараелахская подсвита T_{hr_2} | | | неракарская свита T_{nr} | верхненеракарская подсвита T_{nr_2} |
| | | | нижнехараелахская подсвита T_{hr_1} | | | | нижненеракарская подсвита T_{nr_1} |
| | | мокулаевская свита T_{mk} | верхнемокулаевская подсвита T_{mk_2} | | | хоннамакитская свита T_{hm} | верхнехоннамакитская подсвита T_{hm_2} |
| | нижнемокулаевская подсвита T_{mk_1} | | нижнехоннамакитская подсвита T_{hm_1} | | | | |
| | Двурогинский | моронговская свита T_{mr} | | аянская свита T_{an} | | Шадринский маркирующий горизонт | |
| | | | | | | водопадная свита T_{vd} | |
| | | надеждинская свита T_{nd} | | | | правобоярская свита P_3-T_{iv} | |
| | | туклонская свита T_{tk} | | хаканчанская свита T_{hk} | | | |
| гудчихинская свита T_{gd} | | | | | | | |
| сыверминская свита T_{sv} | | | | | | | |
| Гагарье-островский | ивакинская свита P_3iv | | | | | | |

Рис. 4. Стратиграфическое расчленение верхнепермско-нижнетриасовой вулканогенной толщи.

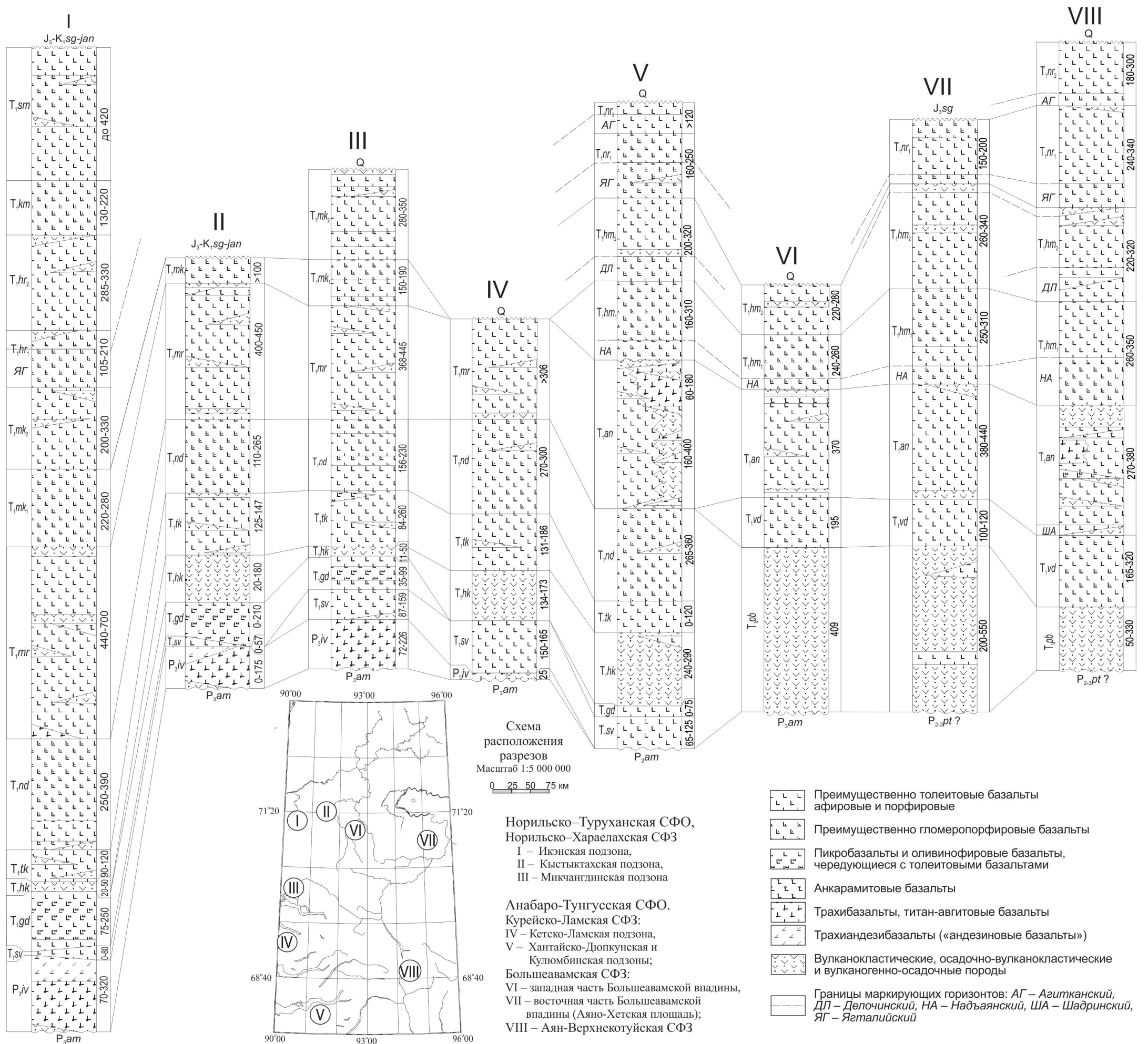


Рис. 5. Схема сопоставления разрезов верхнепермско-нижнетриасовой вулканогенной толщи.

зона представляет область разрезов, переходных от норильского (Норильско-Хараелахская СФЗ) к путоранскому типу (Аян-Верхнекотуйская СФЗ).

В принятых в настоящее время стратиграфических схемах и легендах [123, 196, 315, 333], включая дополнения к ним, в объеме вулканогенной толщи на рассматриваемой территории выделяются 15 свит. В Норильско-Хараелахской и частично в Курейско-Ламской СФЗ нижняя, ивакинская, свита соотнесена с гагарьеостровским горизонтом, сыверминская, гудчихинская, ха-канчанская, туклонская, надеждинская – с тутончанским, моронговская – с двурогинским, мокулаевская, хараелахская, кумгинская и самоедская – с путоранским. В Анабаро-Тунгусской СФО к тутончанскому горизонту относится правобоярская свита, к двурогинскому – водопадная и аянская, к путоранскому – хоннамакитская и неракарская. По петрографическим и петрогеохимическим параметрам нижнюю часть вулканогенной толщи (от ивакинской до надеждинской свиты) часто рассматривают как дифференцированную серию, а верхнюю часть (от моронговской/аянской до самоедской свиты) – как недифференцированную серию лав. Множественность наименований свит во многом обусловлена историческими причинами, заключающимися в использовании различных стратиграфических схем разными геологическими организациями при среднемасштабном картировании, поэтому высказывались предложения по унификации стратиграфической номенклатуры (в частности, объединения под одним названием надеждинской и водопадной, мокулаевской и хоннамакитской, хараелахской и неракарской свит) ввиду сходства их состава и стратиграфического положения [164, 323, 336]. Однако Межведомственным стратиграфическим совещанием 1978 г. [196] все эти термины рекомендованы к использованию для различных структурно-фациальных площадей.

Схема сопоставления разрезов вулканогенной толщи для различных СФЗ приведена на рис. 5. Немаловажную роль при корреляции разрезов играют т. н. маркирующие горизонты [148], наиболее значимыми из которых выступают надьяанский в подошве путоранского горизонта и ягталийский в подошве неракарской/хараелахской свиты; в качестве маркирующего горизонта может рассматриваться и кумгинская свита в полном объеме [97]. Данные горизонты сложены преимущественно 1–3 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.

Норильско-Хараелахская структурно-формационная зона

К Норильско-Хараелахской СФЗ относится поле развития магматических пермско-триасовых образований в северо-восточной части одноименного рифтогенного прогиба и его флангов, а также прилегающие краевые части Тунгусской синеклизы и Кыстыктахская зона разломов. В пределах всей этой территории, вплоть до зоны Кета-Ирбэнского разлома, вулканы остаются однотипными по особенностям строения и состава [343]. Вторым фактором выделения зоны в предложенном объеме является широкое развитие различ-

ных по составу и возрасту (от позднепермских до ранне-среднетриасовых) интрузивных комплексов, характерных для Норильского рудного района. Однако строение разрезов отдельных свит не выдержано по простиранию и мощности, вследствие чего выделены три подзоны: 1) Икэнская, отвечающая одноименной мульде и характеризующаяся наиболее мощным (до 3000 м) и полным вулканогенным разрезом; 2) Микчангдинская, охватывающая восточный и частично западный борт Хантайско-Рыбнинского поднятия, где верхняя часть разреза в значительной степени эродирована; 3) Кыстыхтакская, включающая территорию восточнее Кыстыхтаксской зоны разломов (Кыстыктахское поднятие) и представляющая переходную зону к разрезам Анабаро-Тунгусской области, характеризующуюся резкими вариациями соотношений тех или иных литостратиграфических единиц в строении вулканогенного разреза.

Вулканогенный разрез в Норильско-Харалахской СФЗ включает ивакинскую, сыверминскую, гудчихинскую, хаканчанскую, туклонскую, надеждинскую, моронговскую, мокулаевскую, харалахскую, кумгинскую и самоедскую свиты [315].

Особенностью Норильско-Харалахской СФЗ является наличие значительного объема материалов поискового бурения, вскрывшего разрезы вулканогенной толщи на ряде площадей (Арылахской, Кыстыктахской, Ондодоминской, Микчангдинской, Кета-Ирбэнской) и позволяющего, наряду с многочисленными выходами пород на дневную поверхность, моделировать и сравнивать представительные разрезы толщи и отдельных ее составных частей для различных участков [31, 32, 33, 164, 193, 208, 323, 336, 343, 345, 354, 359]. Однако ни одна из скважин не вскрыла полный разрез туфолавоваевой толщи; максимальная вскрытая мощность составляет 2309 м (скв. ТК-5 [335] в междуречье Икэна и Абагалаха). Соответственно полная мощность толщи в Икэнской мульде, с учетом сейсмических данных [346], может быть оценена не менее чем в 3000 м.

Ивакинская свита (P_3^{iv}) выделена Г. Д. Масловым и др. в 1958 г. на Норильском плато в бассейне одноименного ручья. В ее состав включены умереннощелочные базальтоиды, повсеместно в Норильском районе залегающие в основании вулканогенной толщи. Выходит на поверхность и подсечена скважинами в северном борту Икэнской мульды и на бортах Хантайско-Рыбнинского мегавала. Залегаёт со стратиграфическим несогласием на пермских угленосных образованиях, главным образом амбарнинской свиты.

Разрез на территории листа R-46 существенно лавовый, туфогенно-осадочные породы и туфобрекчии составляют, как правило, менее 5 %. Количество отдельных покровов достигает 25, причем верхние миндалекаменные зоны составляют 20–50 % и даже 65 % мощности покровов (скв. Кст-9 на Кыстыхтаксской площади). В основании свиты, как правило, залегают псефитовые туфы и туфобрекчии мощностью до 7 м, в кровле залегаёт маломощный горизонт туффитов с верхнепермской флорой, ранее относимый к основанию сыверминской свиты [193]. На р. Микчангда агломератовые туфы в основании свиты образуют мощную (до 50 м) пачку, быстро выклинивающуюся по простиранию, фиксируя локальный вулканический аппарат. Они представ-

ляют собой пестроцветные породы, состоящие из угловатых и слабоокатанных обломков пород тунгусской серии, афировых и порфириновых долеритов, девитрифицированного вулканического стекла. Относительно мощная (25 м) пачка туфобрекчий пересечена также в скв. НМ-1 на восточном борту Имангдинской мульды.

В целом строение разреза свиты весьма изменчиво по простиранию. На различных площадях выделяют от 2 до 4 пачек [335, 343 и др.].

В северной части Икэнской мульды и на бортах Микчангдинской антиклинали выделяют две пачки. Нижняя пачка (мощностью до 240 м на первой из названных площадей и до 100 м – на второй) сложена покровами (до 10) высокотитанистых трахибазальтов мощностью от 3 до 32 м (в среднем около 15 м) с редкими горизонтами тонкослоистых тефроидов (тонкопереслаивающихся туфоаргиллитов, туфоалевролитов, туфопесчаников) мощностью не более 2,5 м. В кровле пачки обычно появляются до 7 часто выклинивающихся потоков порфириновых или афировых титанавгитовых базальтов мощностью 3–22 м, в среднем 7 м, с прослоями тефроидов, суммарная мощность их увеличивается к востоку, достигая 77 м [193, 335]. В кровле – тонкий (обычно 0,2–0,3 м) горизонт вишнево-бурых тефроидов. Верхняя пачка (мощностью до 135 м в Икэнской мульде и до 122 м – на Микчангдинской площади) представлена трахиандезиобазальтами, имеющими исторически сложившееся наименование «андезиновые базальты», покровы которых достигают мощности 42 м (в среднем 16,5 м); в кровле покровов обычны горизонты лавобрекчий.

В Кыстыктахской подзоне наблюдается сокращенный разрез, представленный нижней пачкой, в котором доминируют титанавгитовые пойкилофитовые (3–6 покровов) и порфириновые базальты.

Трахибазальты – порфириновые породы, сложенные мелкими вкрапленниками плагиоклаза An_{48-55} , погруженными в основную массу с пилотакситовой до мелкопойкилофитовой и офитовой, редко долеритовой или толеитовой структурой. Она состоит (%) из плагиоклаза An_{48-55} – 50–70, титанавгита – 10–30, продуктов девитрификации стекла – 10–15, титаномагнетита – 4–6, апатита – 2–4. Реже присутствуют афировые и олигопорфириновые разновидности.

Титанавгитовые базальты характеризуются хорошо выраженной пойкилофитовой структурой, реже отмечаются олигофировые и гломеропорфириновые разновидности (с вкрапленниками не только лабрадора An_{60-68} , но и оливина). Пойкилофитовая основная масса сложена (%) плагиоклазом An_{38-55} – 40–60, титанавгитом – 20–40, оливином – 3–10, хлоритизированным стеклом – 3–12, титаномагнетитом – 3–5, апатитом – до 1.

«Андезиновые базальты» имеют характерную порфириновую, в основной массе тонкозернистую интерсертальную или микродолеритовую структуру. Вкрапленники представлены (%) андезином или лабрадором An_{45-60} – 55–65, титанавгитом – 10–20, измененным стеклом – 7–15, титаномагнетитом – 3–5, апатитом – 1–3.

Базальтоиды ивакинской свиты характеризуются высокими содержаниями титана, щелочей, фосфора, бария, циркония, стронция, рубидия и ниобия и низкими содержаниями магния, кальция, хрома, меди, никеля, ванадия [336, 343, 344]. Все эти параметры более выражены в трахибазальтах и в меньшей степени – в титанавгитовых и андезиновых базальтах (табл. 2, 3).

Таблица 2

Средние составы вулканогенных пород (мас. %)

| СФЗ | Норильско-Хараелахская | | | | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|------------------------|-------------------------|---------------------------------|---------------|---------------|----------------------|-----------|---------------|------------|-------------|---------------|--------------|------------|---------------|-----------|
| Свита | ивакинская | | | сывер-минская | гудчихинская | | | хаканчан-ская | туклонская | | надеж-динская | моронговская | | | |
| Лито-логия | Тра-хиба-зальт | Титан-авгитовый базальт | Титан-авгито-вый андези-базальт | Базальт | Пикро-базальт | Оливино-вый ба-зальт | Теффо-иды | Базальт | Базальт | Мик-чангдит | Базальт | Базальт | Анка-рамит | Трахи-базальт | Теф-роиды |
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 |
| SiO ₂ | 47,54 | 46,31 | 52,00 | 48,08 | 46,46 | 47,89 | 51,49 | 49,02 | 49,41 | 48,40 | 50,69 | 48,65 | 46,03 | 47,53 | 48,51 |
| TiO ₂ | 1,85 | 2,91 | 2,45 | 1,13 | 1,29 | 1,16 | 0,90 | 1,00 | 1,01 | 0,58 | 0,99 | 1,31 | 2,17 | 3,23 | 1,11 |
| Al ₂ O ₃ | 16,35 | 15,42 | 13,82 | 14,90 | 10,68 | 14,85 | 14,57 | 15,69 | 15,62 | 12,59 | 15,18 | 15,07 | 11,81 | 14,30 | 14,99 |
| Fe ₂ O ₃ | 5,26 | 6,67 | 6,01 | 4,21 | 5,56 | 4,22 | 2,36 | 3,66 | 3,81 | 3,07 | 3,78 | 4,77 | 5,86 | 6,61 | 7,01 |
| FeO | 6,67 | 7,29 | 7,90 | 6,05 | 7,32 | 6,27 | 6,17 | 6,73 | 6,14 | 6,83 | 6,98 | 6,89 | 7,44 | 6,47 | 4,63 |
| MnO | 0,17 | 0,18 | 0,20 | 0,17 | 0,19 | 0,16 | 0,15 | 0,17 | 0,17 | 0,16 | 0,16 | 0,19 | 0,19 | 0,16 | 0,21 |
| CaO | 6,13 | 8,08 | 5,58 | 9,62 | 8,63 | 10,09 | 7,10 | 10,53 | 10,45 | 9,79 | 10,53 | 11,02 | 10,73 | 5,25 | 6,89 |
| MgO | 6,84 | 4,88 | 3,40 | 8,49 | 13,30 | 8,85 | 7,85 | 7,58 | 6,88 | 11,94 | 6,71 | 7,77 | 10,40 | 8,62 | 7,46 |
| Na ₂ O | 3,40 | 3,21 | 3,29 | 2,28 | 1,43 | 2,49 | 4,01 | 2,70 | 2,52 | 1,59 | 2,24 | 1,90 | 1,77 | 3,99 | 2,10 |
| K ₂ O | 1,56 | 1,57 | 2,69 | 0,68 | 0,27 | 0,45 | 1,46 | 0,55 | 0,58 | 0,90 | 0,83 | 0,45 | 0,51 | 0,62 | 1,88 |
| P ₂ O ₅ | 0,29 | 0,66 | 0,74 | 0,17 | 0,13 | 0,12 | 0,11 | 0,09 | 0,15 | 0,08 | 0,17 | 0,16 | 0,24 | 0,42 | 0,14 |
| ппп | 3,95 | 2,66 | 1,59 | 3,12 | 4,55 | 3,20 | 3,20 | 1,86 | 2,88 | 4,23 | 1,54 | 1,61 | 2,85 | 2,55 | 4,23 |
| Sum | 100,02 | 99,84 | 99,67 | 98,89 | 99,81 | 99,75 | 99,37 | 99,57 | 99,61 | 100,16 | 99,81 | 99,80 | 100,01 | 99,75 | 99,16 |
| n | 8 | 16 | 5 | 5 | 16 | 15 | 3 | 9 | 17 | 14 | 35 | 16 | 31 | 1 | 4 |

| СФЗ | Норильско-Харалахская | | | | | | | | Аян-Верхнекотуйская/Большеавамская | | | | | | |
|--------------------------------|-----------------------|-------------------|---------------|--------------|----------|-----------------|------------|---------------|------------------------------------|-----------------|---------|-------------------|-------------------|-------|--------------------------|
| Свита | мокулаевская | | | хараелахская | | кумгин- ская | самоедская | | правобояр- ская | водопад- ная | аянская | | | | нижнехон- намакитская |
| Литоло- гия | Базальт | Пикро- базальт | Тефро- иды | Базальт | Тефроиды | Базальт | Базальт | Тефрои- ды | Туф | Базальт | Базальт | Пикро- базальт | Трахи- базальт | Туф | Базальт |
| | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 | 25 | 26 | 27 | 28 | 29 | 30 |
| SiO ₂ | 48,89 | 42,10 | 47,80 | 48,50 | 41,06 | 48,38 | 48,00 | 57,61 | 52,22 | 49,46 | 48,64 | 42,43 | 50,35 | 47,38 | 48,32 |
| TiO ₂ | 1,30 | 4,02 | 1,60 | 1,47 | 0,79 | 1,54 | 1,48 | 1,26 | 0,98 | 1,14 | 1,25 | 2,35 | 2,16 | 1,32 | 1,44 |
| Al ₂ O ₃ | 15,24 | 8,19 | 13,76 | 15,37 | 18,77 | 15,46 | 15,39 | 14,05 | 14,54 | 15,05 | 15,20 | 7,94 | 14,01 | 14,55 | 15,27 |
| Fe ₂ O ₃ | 4,71 | 3,97 | 8,64 | 5,14 | 7,44 | 5,04 | 5,01 | 10,91 | 5,19 | 4,19 | 4,59 | 5,51 | 7,84 | 6,96 | 5,58 |
| FeO | 7,55 | 11,78 | 3,73 | 7,81 | 0,43 | 7,89 | 8,00 | 1,23 | 2,65 | 6,81 | 7,12 | 8,72 | 6,51 | 4,74 | 6,96 |
| MnO | 0,19 | 0,18 | 0,17 | 0,19 | 0,05 | 0,19 | 0,19 | 0,13 | 0,11 | 0,18 | 0,19 | 0,15 | 0,25 | 0,21 | 0,19 |
| CaO | 10,78 | 8,00 | 8,30 | 10,48 | 24,74 | 10,88 | 10,37 | 3,63 | 5,38 | 11,15 | 11,19 | 8,48 | 7,92 | 10,03 | 10,60 |
| MgO | 7,10 | 13,11 | 6,60 | 6,96 | 1,23 | 6,40 | 6,84 | 3,47 | 5,57 | 7,20 | 7,25 | 18,45 | 3,58 | 7,08 | 7,18 |
| Na ₂ O | 2,31 | 1,00 | 2,53 | 2,39 | 0,10 | 2,48 | 2,19 | 2,40 | 3,66 | 2,24 | 2,13 | 1,16 | 3,02 | 2,08 | 2,03 |
| K ₂ O | 0,41 | 0,43 | 1,23 | 0,39 | 0,05 | 0,42 | 0,75 | 2,61 | 1,17 | 0,46 | 0,40 | 1,05 | 2,01 | 0,54 | 0,35 |
| P ₂ O ₅ | 0,16 | 0,36 | 0,15 | 0,17 | 0,08 | 0,20 | 0,16 | 0,16 | 0,12 | 0,12 | 0,14 | 0,43 | 0,56 | 0,13 | 0,14 |
| ппп | 1,44 | 7,05 | 5,95 | 1,14 | 6,12 | 1,00 | 1,10 | 2,31 | 8,13 | 1,47 | 1,40 | 3,55 | 1,90 | 4,50 | 1,58 |
| Sum | 100,09 | 100,19 | 100,46 | 100,01 | 100,86 | 99,87 | 99,49 | 99,76 | 99,71 | 99,45 | 99,49 | 100,22 | 100,10 | 99,50 | 99,63 |
| n | 32 | 1 | 11 | 27 | 2 | 17 | 25 | 3 | 5 | 19 | 63 | 3 | 5 | 4 | 49 |

| СФЗ | Аян-Верхнекотуйская | | | | Курейско-Ламская | | | | | | | Сибирская платформа | | | |
|--------------------------------|----------------------|-----------|-------------|-----------|------------------|-----------|--------------|--------------|------------|--------------------|--------------|---|---|--------------------------------------|-----------|
| | верхнехоннамакитская | | неракарская | | хоннамакитская | аянская | | надеждинская | туклонская | гудчихинская | сыверминская | Средний базальт севера Тунгусской синеклизы | Средний базальт Норильско-Хареевского прогиба | Средний базальт Тунгусской синеклизы | |
| Литоология | Базальт | Тефroidы | Базальт | Базальт | Базальт | Базальт | Трахибазальт | Базальт | Базальт | Оливиновый базальт | Метабазальт | | | 42 | 43 |
| | 31 | 32 | 33 | 34 | 35 | 36 | 37 | 38 | 39 | 40 | 41 | 42 | 43 | 44 | 45 |
| SiO ₂ | 48,58 | 49,74 | 48,43 | 47,60 | 46,61 | 47,51 | 49,59 | 48,86 | 48,70 | 46,76 | 49,02 | 49,53 | 49,81 | 48,25 | 1,76 |
| TiO ₂ | 1,36 | 1,35 | 1,43 | 1,39 | 1,23 | 1,12 | 2,20 | 1,02 | 0,81 | 1,07 | 1,63 | 1,30 | 1,24 | 1,18 | 0,60 |
| Al ₂ O ₃ | 15,69 | 14,91 | 15,21 | 15,55 | 15,21 | 15,14 | 13,51 | 14,98 | 14,69 | 15,61 | 14,46 | 15,92 | 15,27 | 15,47 | 1,21 |
| Fe ₂ O ₃ | 4,88 | 8,14 | 4,47 | 4,57 | 5,12 | 3,74 | 14,59 | 3,44 | 2,63 | 4,08 | 3,12 | 5,01 | 4,57 | 4,84 | 2,77 |
| FeO | 8,10 | 3,79 | 8,93 | 7,95 | 7,23 | 7,95 | | 7,30 | 6,06 | 6,48 | 6,98 | 7,69 | 7,83 | 7,64 | 3,13 |
| MnO | 0,18 | 0,18 | 0,21 | 0,20 | 0,19 | 0,18 | 0,23 | 0,16 | 0,13 | 0,15 | 0,14 | 0,17 | 0,20 | 0,18 | |
| CaO | 10,35 | 5,95 | 9,84 | 10,43 | 11,20 | 11,56 | 8,08 | 11,57 | 12,42 | 10,51 | 7,38 | 11,04 | 11,34 | 10,78 | 1,07 |
| MgO | 7,31 | 6,12 | 7,52 | 7,23 | 6,88 | 7,39 | 3,76 | 6,24 | 5,42 | 8,13 | 5,93 | 7,22 | 7,16 | 6,90 | 0,60 |
| Na ₂ O | 2,33 | 3,67 | 2,49 | 1,94 | 1,94 | 1,71 | 3,53 | 1,75 | 1,33 | 2,02 | 3,39 | 1,86 | 2,12 | 2,20 | 0,21 |
| K ₂ O | 0,39 | 1,71 | 0,63 | 0,22 | 0,21 | 0,28 | 1,88 | 0,41 | 0,18 | 0,55 | 0,98 | 0,26 | 0,48 | 0,42 | 0,08 |
| P ₂ O ₅ | 0,14 | 0,13 | 0,23 | 0,13 | 0,14 | 0,15 | 0,54 | 0,13 | 0,07 | 0,13 | 0,22 | | | 0,15 | 0,01 |
| ппп | 1,15 | 4,07 | 0,89 | 2,01 | 3,20 | 2,41 | 2,22 | 3,00 | 6,02 | 3,80 | 5,94 | | | | |
| Sum | 100,13 | 99,74 | 100,28 | 99,23 | 99,11 | 99,14 | 100,13 | 98,82 | 98,46 | 99,27 | 99,20 | 100,00 | 100,02 | 98,01 | |
| n | 48 | 14 | 15 | 32 | 131 | 14 | 5 | 24 | 4 | 6 | 19 | | | | |

Примечание. **1–23** – использованы данные из [31, 32, 58, 88, 208, 281, 293, 335, 336, 345]. **24–33** – использованы данные М. В. Наумова, А. В. Зублока, Д. К. Лохова [339], а также данные из [50, 58, 59, 297]. **34–41** – по данным [343]. **42, 43** – средние составы платобазальтов северо-западной (**42**) и северной (**43**) частей Сибирской платформы [102]; **44, 45** – средний состав базальтов Тунгусской синеклизы: средние значения (**44**) и стандартные отклонения (**45**) [124].

Таблица 3

Средние содержания микроэлементов (10^{-4} %) в стратиграфических подразделениях вулканогенной толщи

| СФЗ | СФпЗ | Свита | Породы | № п/п | Cu | Ni | Co | Cr | V | Ba | Sr | Zr | Pb | Zn | Y | La | Nb | |
|--|------------------|------------------|-------------------|-------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|------|----|--|
| Норильско-Хараслаховская | Икэнская | P _{3iv} | Ум.-щел. базальты | 1 | 48 | 40 | 24 | 51 | 168 | 300 | 282 | 64 | 5,0 | 62 | | | | |
| | | T _{3sv} | Базальты | 2 | 90 | 50 | 45 | 90 | 290 | 140 | 90 | 20 | | | | | | |
| | | T _{3gd} | Базальты | 3 | 58 | 14 | 4 | 32 | 810 | 300 | 150 | 100 | 8,0 | 55 | | | | |
| | | T _{1gd} | Пикробазальты | 4 | 100 | 330 | 80 | 350 | 200 | 250 | 300 | 70 | 0,3 | 125 | | | | |
| | | T _{1tk} | Базальты | 5 | 82 | 82 | 57 | 250 | 163 | 233 | 333 | 73 | 6,7 | 147 | | | | |
| | | T _{1nd} | Базальты | 6 | 85 | 70 | 56 | 114 | 154 | 326 | 257 | 68 | 8,3 | 128 | | | | |
| | | T _{1mr} | Базальты | 7 | 118 | 120 | 52 | 98 | 171 | 175 | 221 | 64 | 2,4 | 125 | | | | |
| | | T _{1mr} | Анкарамиты | 8 | 60 | 170 | 58 | 480 | 320 | | 140 | 60 | | | | | | |
| | | T _{1mk} | Базальты | 9 | 168 | 158 | 50 | 130 | 170 | 125 | 148 | 69 | 0,8 | 166 | | | | |
| | | T _{1mk} | Тефроида | 10 | 127 | 92 | 35 | 129 | 174 | 181 | 120 | 80 | 1,8 | 93 | | | | |
| | | T _{1hr} | Базальты | 11 | 147 | 123 | 56 | 130 | 188 | 148 | 211 | 74 | 0,7 | 168 | | | | |
| | | T _{1hr} | Тефроида | 12 | 152 | 101 | 51 | 109 | 185 | 200 | 278 | 61 | 2,9 | 108 | | | | |
| | | T _{1km} | Базальты | 13 | 142 | 99 | 63 | 125 | 204 | 152 | 183 | 69 | 0,9 | 194 | | | | |
| | | T _{3sm} | Базальты | 14 | 174 | 129 | 57 | 135 | 197 | 106 | 113 | 73 | 1,6 | 191 | | | | |
| | | T _{3sm} | Тефроида | 15 | 122 | 95 | 40 | 107 | 143 | 100 | 117 | 95 | 8,5 | 122 | | | | |
| | Миканглинская | P _{3iv} | Ум.-щел. базальты | 16 | 80 | 40 | 20 | 50 | 210 | 360 | 230 | | | 80 | 10 | | | |
| | | T _{3sv} | Базальтоиды | 17 | 70 | 60 | 30 | 180 | 230 | 320 | 280 | | | 70 | 10 | | | |
| | | T _{3gd} | Базальтоиды | 18 | 120 | 150 | 40 | 310 | 230 | 200 | 200 | | | 70 | 10 | | | |
| | | T _{1hk} | Тефроида | 19 | 80 | 70 | 30 | 210 | 190 | 330 | 260 | | | 60 | 10 | | | |
| | | T _{1tk} | Базальтоиды | 20 | 100 | 60 | 30 | 210 | 230 | 190 | 200 | | | 60 | 10 | | | |
| | | T _{1nd} | Базальтоиды | 21 | 110 | 50 | 30 | 80 | 250 | 220 | 230 | | | 70 | 10 | | | |
| | | T _{1mr} | Базальтоиды | 22 | 140 | 100 | 40 | 120 | 250 | 140 | 200 | | | 90 | 10 | | | |
| Аян-Верхне-котуйская и Больше-авамская | T _{1pr} | Туфы (10) | 23 | 62 | 70 | 32 | 180 | 197 | 308 | 203 | 131 | 8,6 | 76 | 22 | 20,1 | 9,0 | | |
| | T _{1pd} | Базальты (4) | 24 | 98 | 99 | 48 | 138 | 260 | 195 | 234 | 105 | 3,6 | 91 | 25 | 12,4 | 6,0 | | |
| | T _{1pn} | Базальтоиды (29) | 25 | 121 | 112 | 51 | 138 | 277 | 116 | 204 | 89 | 3,0 | 93 | 23 | 8,9 | 4,6 | | |
| | T _{1pm} | Базальты (29) | 26 | 134 | 108 | 49 | 156 | 289 | 93 | 196 | 79 | 2,3 | 93 | 25 | 7,7 | 4,0 | | |
| | T _{1pr} | Базальты | 27 | 73 | 77 | 32 | 158 | 166 | 122 | 112 | 59 | 4,4 | 83 | 6 | 42,0 | 11,9 | | |

Примечание. 1, 3, 5–7, 9–15, 27 – средневзвешенные содержания по данным PCA [50, 281, 336]; 2, 4, 8 – по данным [293]; 16–22 – по данным [345]; 23–26 – данные М. В. Наумова, А. В. Зублюка, Д. К. Лохова (ICP-OES) [339].

Титанавгитовые базальты в целом отличаются от трахибазальтов и андезибазальтов пониженной щелочностью и магнезиальностью и повышенным содержанием титана. Наиболее высокие содержания щелочей наблюдаются в андезибазальтах верхней пачки за счет повышения роли калия ($\text{Na}/(\text{K}+\text{Na})$ в среднем составляет 0,65, тогда как в умереннощелочных базальтах – 0,75–0,80). В петрохимическом аспекте, в первую очередь, по более высокой щелочности и магнезиальности, а также повышенному Na/K отношению, вулканы ивакинской свиты четко отличаются от поздних умереннощелочных базальтоидов двурогинского горизонта (т.н. «юряхской толщи», а также отдельных тел трахибазальтов на других уровнях аянской и хоннамакитской свит). По петрохимическим параметрам в качестве комагматов титанавгитовых базальтов и андезибазальтов верхней пачки могут рассматриваться оливинсодержащие интрузии пясинского комплекса, трахибазальтов – интрузии ергалахского комплекса.

Максимальные значения мощности ивакинской свиты (306 м в скв. AP-123) отмечаются в северном борту Икэнской мульды, но постепенно она падает по простиранию в восток-северо-восточном направлении. В пределах Кыстыктахской подзоны мощность свиты, по данным бурения, резко варьирует (от 0 до 212 м), но все же ее развитие прослеживается вдоль северного борта Сибирской платформы вплоть до р. Ондодоми (скв. КТ-3, где мощность свиты достигает 175 м, тогда как всего в 3,2 км восточнее – в скв. КТ-4 ивакинская свита выпадает из разреза). В Микчангдинской подзоне мощность свиты варьирует в пределах 115–226 м, в восточной части Имангдинской мульды падает до 27–40 м.

Возраст ивакинской свиты на сопредельной с запада территории однозначно определен по растительным остаткам и пеллециподам как поздняя пермь (гагарьеостровский горизонт) [51, 53]. Данные по СПК из туфобрекчии в основании ивакинской свиты в районе оз. Арылах, где заметную роль играют споры форма-родов *Nigrisporites*, *Syclogranisporites*, *Apiculatesporites*, *Entilissa* [293], и с южного берега оз. Лама, где выявлены споры *Asonotriletes microrugosus* (Lbr.) Waltz., *Reticulina angulosa* и пыльца *Zonoletes rotates* Lub. и др., соответствуют этому определению. Однако в последнее время в разрезах свиты на северном берегу оз. Лама в туфогенно-осадочных породах кровли свиты установлены не только татарский комплекс кордаитовых с *Annularia*, но и нижнетриасовые (тутончанские) СПК с *Todites korvunchanica* [24].

Позднепермский возраст подтверждается и палеомагнитными характеристиками (обратная полярность [214]), если изменение знака полярности магнитного поля считать, в соответствии с традиционными представлениями, характеристикой границы перми и триаса.

В разрезе тутончанского горизонта нижнего триаса достаточно отчетливо выделяются две части, соответствующие определенным тектоно-магматическим этапам [102, 174, 249 и др.]. К нижней части тутончанского горизонта относятся сыверминская, гудчихинская и хаканчанская свиты, к верхней – туклонская и надеждинская свиты.

Сыверминская, гудчихинская и хаканчанская свиты объединенные ($T_{sv} \div hk$), представляющие собой нижнюю часть тутон-

чанского горизонта, они показаны на геологической карте объединенными из-за их сокращенной мощности на северо-восточной и восточной перифериях Норильско-Хараелахской зоны, где они занимают крутые склоны Сыверминского и Хараелахского плато. Кроме того, между этими свитами нередко наблюдаются фациальные переходы и скользящие границы, а также переходные типы разрезов, вследствие чего объемы свит после их выделения неоднократно пересматривались. Более того, эти свиты вместе с вышележащей туклонской в ареале озер Лама и Глубокое уже выделялись ранее в качестве единой глубокоозерской толщи [122]. Поскольку литологический состав свит достаточно различен, данный стратон разнообразен по набору пород: он включает афировые и порфиоровые базальты и оливиновые базальты, пикробазальты, туфы, туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты; его разрез контрастно меняется по простиранию в зависимости от относительной роли составляющих его свит.

Сыверминская свита выделена Я. И. Полькиным в 1957 г. в районе оз. Хантайское, где описаны ее первые разрезы [181]. Позднее объем свиты был существенно изменен, но она сохранилась под тем же названием. В настоящее время к сыверминской свите относят монотонную толщу афировых базальтов, залегающих на туффитах кровли ивакинской свиты. Залегает она согласно на последней, но в северо-восточной части Норильско-Хараелахского прогиба свита местами выпадает из разреза. Нижняя граница свиты проводится по подошве первого покрова базальтов с толеитовой структурой, залегающего на андезиновых базальтах. Кроме того, породы сыверминской свиты резко отличаются от выше- и нижележащих свит низкими значениями индуктивной и остаточной намагниченности.

Свита представлена относительно однородной пачкой из 10–20 маломощных (от 2 до 30 м) покровов афировых базальтов; редко присутствуют олигогломеропорфиоровые базальты и их лавобрекчии. Прослой пирокластических и туфогенно-осадочных пород отсутствуют. Базальты характеризуются толеитовой, интерсертальной, интерсертально-пойкилоофитовой и пойкилоофитовой структурами, наблюдающимися совместно почти в каждом покрове и отражающими степень раскристаллизации его краевых и внутренних зон. Породы состоят (%) из плагиоклаза An_{35-63} –36–55, авгита $En_{25-44}Wo_{33-38}Fs_{17-28}$ –14–30, оливина – 0–17, хлоритизированного стекла – 15–40, рудных оксидов – 2–8.

Для свиты характерен зеленокаменный облик лав вследствие изменения (главным образом хлоритизации, карбонатизации) пород и большая мощность миндалекаменных зон (в среднем 1/3 мощности покровов, часто до 2/3). В миндалинах отмечается гематит, апофиллит, кварц, халцедон. В то же время, в северо-восточной части Норильско-Хараелахского прогиба базальты относительно свежие.

В петрохимическом аспекте породы сыверминской свиты являются переходными от умереннощелочных базальтоидов ивакинской свиты к базальтам нормального ряда остальной части разреза. Они принадлежат к нормальному ряду, но с повышенным содержанием щелочей; кроме того отмечаются пониженные содержания Ca, Fe, Cu, Ni, Co, V, Ba, Zr (табл. 2, 3). При этом, базальты отличаются высокой магнезиальностью (K_{Mg} 0,61–0,71).

Ископаемые органические остатки в сыверминской свите, естественно, не обнаружены. В соответствии с принятой для Норильской группы листов опорной легендой [315] свита отнесена к тутончанскому горизонту нижнего триаса.

Мощность сыверминской свиты в целом в Норильско-Хараелахской зоне увеличивается с севера на юг. На северном борту Икэнской мульды она не превышает 20–80 м (местами свита и вовсе выпадает из разреза), в Кыстыхтахской зоне составляет 0–57 м; в Микчангдинской подзоне – 87–159 м, на востоке Кетско-Имангдинской зоны (скважины НМ-1 и НМ-7) – 150–165 м. Восточнее Кыстыхтахской зоны разломов свита выклинивается.

Гудчихинская свита выделена Г. Д. Масловым в 1958 г. на горе Гудчиха на Норильском плато. Она включает интервал разреза вулканогенной толщи, характеризующийся преобладанием высокомагнезиальных базальтов (оливиновых базальтов и пикробазальтов). Выходит на поверхность в северном борту Икэнской мульды, но главным образом вскрыта скважинами во всех трех подзонах Норильско-Хараелахской СФЗ. В основании свиты – горизонт тефроидов мощностью 1–5 м, залегающий местами непосредственно на андезитобазальтах ивакинской свиты. Свита без видимого несогласия перекрывается туффитами хаканчанской свиты, хотя нередко верхняя граница фациальная.

В опорной легенде масштаба 1 : 50 000 Норильского района гудчихинская свита расчленена на три подсвиты, однако такая градация в практике не используется из-за латеральной невыдержанности разреза. В конкретных разрезах Икэнской мульды обычно выделяют две пачки.

Нижняя пачка мощностью от 35 до 90 м включает базальты порфиоровые (оливинофиоровые и плагиофиоровые) – до 4 покровов, реже гломеропорфиоровые, иногда толеитовые и пойкилоофитовые. Верхняя пачка (до 160–195 м) сложена преимущественно оливиновыми базальтами и пикробазальтами, слагающимися до 15 покровов с единичными маломощными (3–4 м) потоками толеитовых базальтов. Мощность покровов крайне не выдержана по простиранию, что свидетельствует об их быстром выклинивании. Миндалекаменные зоны составляют не более ¼ мощности покровов.

В отличие от лавовых разрезов Хараелахской мульды, в Икэнской мульде в нижней части обеих пачек появляются до четырех маломощных вулканокластических горизонтов, в том числе горизонт туффитов в основании; впрочем, суммарная доля этих горизонтов не превышает 4 % разреза как нижней, так и верхней пачки. Тефроиды в нижней части свиты содержат до 60–80 % витрокластов и до 10–20 % обломков базальтов.

Базальты верхней пачки гудчихинской свиты характеризуются наибольшим средним содержанием магния по сравнению с любыми другими породами туфолавоваыи толщи. По этому критерию выделяют оливиновые базальты (8–12 % MgO) и пикробазальты (более 12 % MgO). Оливиновые базальты составляют до 50–75 % разреза, пикробазальты – до 25–50 %. Макроскопически оливиновые и пикритовые базальты различаются лишь содержанием оливина и стекла. Структура этих пород порфиоровидная, пойкилитовая, порфиоровая, полифиоровая, гломеропорфиоровая. В оливиновых базальтах вкрапленники (до 10 %) представлены плагиоклазом An_{60–75}, сростками и отдельными кристаллами оливина и клинопироксена, а также псевдоморфозами по

оливины; в пикробазальтах – измененным магнезиальным оливином Fa_{15-25} . Структура основной массы толеитовая, долеритовая, пойкилоофитовая, офитовая, призматически-офитовая. В основной массе (%): плагиоклаз An_{45-75} – 15–40, клинопироксен $En_{35-40}Wo_{41-45}Fs_{17-20}$ – 10–30, оливин – 10–60, измененное стекло – 5–40, рудные оксиды – 3–5. Иногда большая часть пород сложена вторичными минералами (серпентин, тальк, хлорит, кальцит и др.)

Базальты нижней пачки характеризуются гломеропорфировой или полифировой структурой. Они отличаются от высокомагнезиальных базальтов большим содержанием плагиоклаза (45–60 %), меньшим – оливина (0–15 %); иногда присутствует апатит.

По химическому составу все базальты гудчихинской свиты относятся к нормальному ряду. Кроме того, породы верхней пачки высокомагнезиальных базальтов характеризуются низкими содержаниями щелочей, глинозема, бария, стронция, циркония, кальция, рубидия, пониженными – титана и экстремально высокими содержаниями магния, хрома, никеля, кобальта (табл. 2, 3). Пикробазальты обнаруживают латеральную зональность и весьма неоднородны по своей магнезиальности: наиболее высокие ее значения установлены на Микчагдинской площади, понижаясь в северном и южном направлениях. Однако в целом магнезиальность этих пород ($K_{Mg} = 0,66$ в среднем) не превышает таковую для сыверминских базальтов и лишь незначительно выше, чем у базальтов нижней пачки ($K_{Mg} = 0,62$ в среднем). Тем не менее петрохимические параметры верхней пачки позволяют уверенно отличать эти базальты от других пород туфолавоваго толщи и сопоставлять с интрузиями нижнефокинского комплекса, распространенными в пределах всего Норильского района.

Мощность свиты закономерно падает от 260 м на севере Икэнской мульды до 90 м в районе р. Микчангда, где пикробазальты играют подчиненную роль в разрезе свиты: здесь наблюдаются лишь 1–3 покрова этих пород суммарной мощностью до 24 м. Далее на юг вдоль восточного края Норильско-Харалахской СФЗ, в районе верховьев р. Имангда, гудчихинская свита фациально замещается туфобрекчиями хаканчанской свиты. В Кыстыктахской подзоне, как и для других свит, мощность гудчихинской свиты испытывает значительные колебания (от 0 до 91 м), связанные с расщеплением покрова на отдельные потоки; в наиболее восточной части подзоны (скв. КТ-4) происходит ее полное выклинивание.

В СПК из туфогенных прослоев гудчихинской свиты на прилегающей с запада территории ведущая роль принадлежит позднепермским формам, однако характерно появление и раннетриасовых видов. В туффитах, подстилающих пикробазальты на Арылахской площади, также выделены гладкие споры позднепермских папоротникообразных (*Leiotrieletes*, *Asonaletes*, *Selaginella*, *Osmunda* и др.) [293]. В то же время, в туффитах на ручьях Пикритовый и Неприступный (район р. Микчангда) Ю. И. Томановской были найдены остатки *Cladophlebis* sp. – характерной формы нижнетриасовой корвунчанской флоры Тунгусского бассейна [32].

Согласно Решениям [196] и Норильской СЛ-1000 [123], гудчихинская свита относится к нижнему триасу (тутончанскому горизонту).

Хаканчанская свита выделена Я. И. Полькиным в 1959 г. со стратотипом на р. Хаканча, впадающей с юга в оз. Хантайское [181]. Она представлена преимущественно разнообразными вулканокластическими породами и в этом отношении является надежным маркирующим горизонтом, фиксирующим перерыв в эффузивной деятельности. Впервые в качестве маркирующего этот горизонт был выделен Б. Н. Рожковым в 1938 г. и с этого времени часто именовался «второй рожковский горизонт».

Хаканчанская свита сложена разнообломочными (от псаммитовых до агломератовых) туфами основного состава, туффитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами и редкими маломощными потоками базальтов. Туффиты свиты согласно залегают на оливиновых базальтах гудчихинской свиты и согласно перекрываются пойкилоофитовыми базальтами туклонской свиты.

Облик вулканокластических пород и их мощность весьма изменчивы. В отличие от всех других вулканогенных свит, в пределах вулканических депрессий мощность хаканчанской свиты минимальна, но к периферическим частям Норильско-Хараелахской зоны она резко возрастает, а туффиты сменяются туфобрекчиями.

В пределах Икэнской мульды, по сравнению с более западными частями Норильско-Хараелахского прогиба (где ее мощность составляет 13–25 м), хаканчанская свита включает подчиненные лавовые покровы и характеризуется за счет этого большей мощностью – 25–35 м. Она сложена алевропсаммитовыми слоистыми туффитами с 1–2 покровами олигопорфировых базальтов. Отмечаются прослои туфобрекчий, гравелитов и конгломератов. Туффиты состоят (%) из неокатанных и полуокатанных обломков кварца (20–40), базальтов и долеритов (5–40), пеплового материала (25–40), плагиоклаза (2–5), пироксена (0–3); цемент в значительной степени карбонатный.

Базальты хаканчанской свиты представлены в северной части территории оливиновыми разностями. Они характеризуются обычно пойкилоофитовой, реже оливинофировой структурой, основная масса в последнем случае долеритовая. Породы содержат (%) вкрапленники оливина – до 15, в основной массе плагиоклаз An_{45-65} – 35–50, клинопироксен – 10–40, оливин – 5–10, стекло – 5–15, рудные оксиды – 3–5.

По химическому составу базальты хаканчанской свиты принадлежат к нормальному ряду с повышенным содержанием магния, что сближает их с породами верхней пачки гудчихинской свиты.

К югу от Икэнской мульды свита сохраняет туфолавовый облик с явным преобладанием туффитов, но мощность ее увеличивается в районе р. Микчангда до 34–60 м, за счет большего участия пирокластических и эффузивных фаций. В составе свиты здесь залегают 1–3 маломощных невыдержанных покрова пойкилоофитовых и толеитовых базальтов. На руч. Пикритовый закартирован горизонт глыбовых туфов мощностью не менее 14 м, указывающий на существование здесь вулканического центра [32].

Восточнее р. Кыстыктах мощность свиты резко увеличивается до 150–320 м за счет туфобрекчий и туфов при общем уменьшении мощности разреза нижележащих свит, фиксируя фациальный переход к правобоярской свите, характерной для Анабаро-Тунгусской СФО. В составе свиты здесь доминируют туфы базальтов, главным образом алевропсаммитовые с прослоями

псефитовых. Мощность туфовых горизонтов – до 29 м, покровов оливиновых базальтов – до 17 м [347].

Суммарная мощность сыверминской, гудчихинской и хаканчанской свит колеблется от 96 до 264 м в Икэнской подзоне, от 200 до 400 м в Кыстыктахской и от 190 до 280 м в Микчангдинской. В разрезе одной из скважин (МД-41) на последней площади данное подразделение вместе с ивакинской свитой полностью выпадает из разреза, и базальты туклонской свиты залегают непосредственно на тунгусской серии. Такая аномалия может быть объяснена только проявлением шарьяжной тектоники в Имангда-Летнинской зоне разломов.

К верхней части тутончанского горизонта относятся туклонская и надеждинская свиты, которые в Норильско-Хараелахской СФЗ рассматриваются в составе объединенного стратиграфического подразделения в связи с зафиксированными на Хараелахском плато фациальными переходами между ними [164].

Туклонская и надеждинская свиты объединенные (T_{tk+nd}).

Туклонская свита выделена Я. И. Полькиным в 1961 г. со стратотипом на руч. Тукло на Сыверминском плато. В современном понимании туклонская свита включает пачку афировых базальтов с прослоями туффигов и туфогенно-осадочных пород, согласно залегающую на туффитах хаканчанской свиты и согласно перекрытую порфиоровыми базальтами надеждинской свиты. Однако граница с последней носит фациальный характер и является скользящей [164], что обуславливает правомерность отнесения этих свит к одной стратиграфической единице. Туклонской свите Икэнской мульды соответствует нижняя часть нижней пачки надеждинской свиты Хараелахской мульды [193]; эта позиция обуславливала предложения рассматривать образования туклонской свиты в качестве нижнего подразделения надеждинской [164, 293].

Туклонская свита распространена в Икэнской мульде и вдоль западного борта Тунгусской синеклизы. На дневную поверхность она выходит по р. Икэн, в бассейне р. Микчангда, а также на склонах Сыверминского плато.

Базальты туклонской свиты имеют зеленокаменный облик и повышенную миндалекаменность и по внешнему облику напоминают породы сыверминской свиты. При первичном описании обычно различают пойкилоофитовые и толеитовые базальты. Среднее количественное соотношение базальтов с пойкилоофитовой структурой, базальтов с толеитовой структурой и туффигов/туфогенно-осадочных пород в составе туклонской свиты составляет 6:3:(0,5–1). Однако в зоне переходных к пугторанскому типу разрезов восточнее Кыстыктахской зоны разломов появляются и относительно мощные (до 17 м) горизонты туфобрекчий, а их количество может составлять 10–12 % [293].

В Икэнской мульде, по сравнению с Хараелахской, где развит лавовый тип разреза с участием порфиоровых базальтов, последние отсутствуют, в то время как тонкослоистые вулканокластические образования алевро-псаммитовой (изредка псефитовой) размерности составляют 6–8 % разреза, образуя до четырех маломощных (до 2,5 м) горизонтов. Насчитывается до 9 лавовых покровов мощностью от 2 до 30 м с широким развитием миндалекаменных зон, составляющих до 60 % мощности покровов. В Микчангдинской подзоне как

мощность свиты, так и количество покровов увеличиваются; последнее может достигать 22 [32], появляются оливинофировые разновидности базальтов.

Пойкилоофитовые базальты характеризуются интерсертально-пойкилоофитовой структурой, толеитовые – гиалопилитовой, толеитовой, реже офитовой и порфириовидной. Минеральный состав обеих разновидностей близок (%): плагиоклаз An_{50-75} – 30–45, пижонит-авгит $En_{46-57}Wo_{38-40}Fs_{5-14}$ – 25–45, оливин – 0–10, хлоритизированное стекло – 10–30 (иногда до 55), рудные оксиды – 2–5, редко апатит. Вторичные изменения выражаются в карбонатизации, альбитизации, развитии хлоритов, пренита, цеолитов и палагонита. Оливин полностью замещается иддингситом, карбонатом, магнетитом. Миндалины выполнены кварцем, агатом, халцедоном, хлоритом, палагонитом.

По химическому составу афировые базальты туклонской свиты принадлежат к нормальному ряду с пониженным содержанием титана, железа, меди, никеля и повышенным калия, циркония, стронция, что сближает их с породами надеждинской свиты и позволяет сопоставлять с некоторыми интрузиями оганерского комплекса. Туффиты отличаются от базальтов высоким содержанием щелочей, особенно калия, повышенной глиноземистостью, низким содержанием кальция.

В южной части Норильско-Хараелахской зоны в составе туклонской свиты появляются специфичные высокомагнезиальные базальты (наиболее магнезиальные породы региона с $K_{Mg} = 0,71$ в среднем), отличающиеся по составу и структуре от всех иных базальтоидов вулканогенной толщи и получившие название «микчангдиты».

Наиболее детально изучен аномальный разрез туклонской свиты на левобережье р. Микчангда [85, 208, 344]. Общая мощность разреза – 265 м; в нижней части он сложен 6 покровами пойкилоофитовых базальтов с двумя прослоями туффитов. В верхней части, среди толеитовых базальтов, залегает дифференцированный покров высокомагнезиальных базальтов. Разрез Микчангдинского покрова следующий (снизу вверх).

1. Афировые базальты с микроделеритовой структурой 12–15 м
2. Расслоенный горизонт оливин-пироксенофировых пикробазальтов, в котором наблюдается чередование прослоев со структурой спинифекс (мощностью до 0,25 м) и кокардовой структурой (до 1,5 м). В основной массе породы имеют офитовую, порфириовидную и пойкилоофитовую структуру. Общий состав (%): плагиоклаз (An_{65-82} ; An_{50-75}) – 20–30, клинопироксен (Fs_{11-22}) – 35–55, оливин (Fa_{25-35}) – 0–19, ортопироксен (Fs_{2-4}) – до 25–30, рудные минералы – 2–5, стекло – 5 18–20 м
3. Магнезиальные базальты с порфириовидной и офитовой структурой, в верхней части с пойкилоофитово-интерсертальной структурой; состоят (%) из плагиоклаза An_{50-65} – 40–50, клинопироксена – 25–30, оливина – 5–20, рудного минерала – 2–5, стекла – 5–20 28–35 м
4. Миндалекаменные базальты и лавобрекчии 18–25 м

Общая мощность покрова – до 95 м, но в юго-восточном направлении она быстро падает до 12–15 м.

По химическому составу микчангдиты значительно отличаются от гудчихинских пикробазальтов, главным образом по более высоким содержаниям крем-

незема, глинозема, калия и существенно пониженным – титана; по содержанию магния они также уступают пикробазальтам (табл. 2).

Другие тела микчангдитов, залегающие в толеитовых базальтах прикровлевой части туклонской свиты, установлены по левому притоку р. Юж. Икэн, где на поверхности обнажены только фрагменты дендритовых и сферолитовых пироксенофировых базальтов, и на горе Сундук (южный берег оз. Глубокое). В последнем случае покров оливинофировых базальтов имеет мощность 20 м [208].

Мощность туклонской свиты, как и количество покровов в ее составе, в общем случае падает с северо-востока на юго-запад в связи с фаціальным замещением полифировыми базальтами нижней части надеждинской свиты. В Икэнской мульде она составляет 91–120 м [293], в Кыстыктахской зоне разломов – 66–147 м [347], в Микчангдинской мульде – 84–260 м [345] вследствие появления аномальных разрезов с микчангдитами, фиксирующими близжерловые зоны палеовулканов. В Кыстыктахской подзоне (на западном борту Большеавамской впадины) свита, как и другие члены дифференцированной серии, быстро выклинивается на восток, замещаясь образованиями правобоярской свиты.

Раннетриасовый возраст туклонской свиты установлен по спорово-пыльцевому комплексу из туффитов на северном берегу оз. Лама, где установлены споры *Leiotriletes nigritletella* (Lub.), *Acanthotriletes setiger* K.-M., *Lophotriletes polypyrenua* (Lub.), *L. cf. notatus* Lub., а также пыльца *Cordaitina stenolimbata* (Lub.) K.-M. и др. [290]. Комплекс аналогичен таковому в нижнем триасе Нордвикского района.

Надеждинская свита выделена Г. Д. Масловым в 1962 г. на горе Надежда Норильского плато. Она как согласно перекрывает, так и фаціально замещает туклонскую свиту; в последнем случае она без размыва залегает на туффитах хаканчанской свиты. Для надеждинской свиты в целом характерен существенно лавовый тип разреза с резким преобладанием порфировых базальтов и очень незначительным количеством туфогенно-осадочных пород (не более 2 %) во всем ареале ее распространения в Норильско-Хараелахской зоне, в отличие от туфолавового разреза согласно перекрывающей ее моронговской свиты. В качестве нижней границы свиты принимается подошва нижнего горизонта порфировых базальтов, но в Кыстыктахской подзоне границей туклонской и надеждинской свит служит мощный (до 26 м) туфогенный горизонт [281]. Верхняя граница фиксируется сменой порфировых базальтов афировыми или же (при развитии афировых базальтов в верхах надеждинской свиты) по выдержанному туфогенно-осадочному горизонту в основании моронговской свиты.

Базальты надеждинской свиты широко развиты в Норильско-Хараелахской СФЗ, где подсечены всеми скважинами и обнажены на поверхности в структурных уступах гор. Разрезы свиты сложены в основном базальтами с полифировой, порфировой (мелкопорфировой) и гломеропорфировой структурами, которые в сочетании с тонкозернистыми структурами основной массы (микродолеритовой, долеритовой, интерсертальной) придают породам характерный «надеждинский» облик. В районе оз. Глубокое и на южном берегу

оз. Хантайское появляются единичные потоки умереннощелочных («андезитовых») базальтов.

В принятой для Норильской группы листов опорной легенде [315] свита расчленена на три пачки; однако в Икэнской и Микчангдинской подзонах, где разрез свиты сокращен, она картируется как нерасчлененная. В нижней части свиты (60–80 м) развиты полифировые базальты, в которых количество вкрапленников достигает 20 %. Основная часть свиты (240–280 м) сложена мелкопорфировыми и олигогломеропорфировыми базальтами с редкими прерывистыми прослоями алевро-псаммитовых туффитов и подчиненных средне-, крупнообломочных кристалло-литовитрокластических туффов, мощность которых не превышает 4 м. Однако в единичных разрезах (скв. Ар-13 на севере Икэнской мульды; скв. НМ-1 в Имангдинской мульде) в верхней части свиты залегает невыдержанный горизонт туфобрекчий мощностью 7–9 м. В Микчангдинской подзоне появляются прерывистые покровы афировых базальтов с толеитовой и микродолеритовой структурой (мощность до 16 м), характерные для нижней пачки свиты в Хараелахской мульде.

Количество покровов – до 7–9 (в Икэнской подзоне) или до 10–15 (в Микчангдинской подзоне); мощность их – от 4 до 50 м; характерно развитие лавобрекчий и лавокластитов, мощность которых достигает в прикровлевой части свиты 19 м. Миндалекаменные зоны составляют обычно 1/4–1/5 мощности покровов. Миндалины выполнены преимущественно халцедон-кварцевым агрегатом, отмечаются также хлорит, кальцит, пренит.

Все базальты содержат от 1–2 % (олигогломеропорфировые) до 10–15 % (полифировые) вкрапленников плагиоклаза An_{55-85} , в меньшей степени клинопироксена $En_{38-45}Wo_{40-44}Fs_{11-18}$ и оливина Fa_{15-25} . В основной массе (%): плагиоклаз An_{40-75} – 45–55, авгит $En_{33-35}Wo_{35-42}Fs_{22-36}$ – 15–45, оливин Fa_{25-32} – 0–10, мезостази́с (измененное стекло) – 7–35, рудные оксиды – 1–5.

По химическому составу базальты надеждинской свиты принадлежат к нормальному ряду с пониженными содержаниями титана, железа, частично меди, никеля, кобальта, хрома, ванадия, циркония и стронция, повышенными содержаниями кремнезема, калия, бария, стронция и рубидия. Содержания титана минимальны среди всех свит вулканогенного разреза (т. н. «надеждинский минимум») (табл. 2). По петрохимическим параметрам базальты надеждинской свиты уверенно отличаются от базальтов вышележащих свит и сходны со стандартными туклонскими базальтами, от которых отличаются низкими Ni/Co и Sr/V отношениями.

Поскольку мощность надеждинской свиты, по контрасту с туклонской, падает в пределах Норильско-Хараелахского прогиба в восточном направлении, она максимална (390 м) в западной части Икэнской мульды. В Кыстыктахской подзоне она падает до 106–266 м, отличаясь сильными вариациями даже на небольших расстояниях. В Микчангдинской подзоне мощность свиты – 156–189 м.

В бассейне р. Микчангда в нижней части надеждинской свиты были установлены СПК, известные, по заключению Э. Н. Кара-Мурза, как в верхнепермских, так и в индских отложениях Нордвикского района [290]. Однако детальное изучение СПК из туфогенных пород свиты в западной части Икэнской мульды (на прилегающей с запада территории) показало полное отсут-

ствие позднепалеозойских элементов и наличие характерных раннетриасовых комплексов [335]. Отнесение свиты к нижнему триасу на территории смежного листа R-45 обосновано и определениями отпечатков листовой флоры [29]. В соответствии с Норильской СЛ-1000, туклонская и надеждинская свиты отнесены к туончанскому горизонту нижнего триаса.

Суммарная мощность объединенных туклонской и надеждинской свит варьирует в пределах от 210–300 м (Икэнская мульда, зона Кыстыктахского разлома) до 380–400 м (Ламская и Кетско-Имангдинская мульды).

Двурогинский горизонт в Норильско-Хараелахской СФЗ представлен моронговской свитой.

Моронговская свита (T_{mr}) выделена Г. Д. Масловым в 1958 г. на горе Моронго (Норильское плато). Характеризуется туфолавовым типом разреза и существенным доминированием афировых базальтов, что резко отличает ее от ниже- и вышележащих базальтов надеждинской и мокулаевской свит, хотя на рассматриваемой территории участие вулканокластических фаций существенно меньше, чем в стратотипе. Стратиграфическими аналогами, отвечающими двурогинскому горизонту в сопредельных районах, считаются аянская свита (Курейско-Ламская и Аян-Верхнекотуйская зоны), нижнекоготская подсвита (Маймечинская зона) и корвунчанская свита (Нижнетунгуская зона).

Моронговская свита выходит на поверхность на обширных площадях на севере Икэнской мульды, в Кыстыктахской подзоне и в Ламско-Микчангдинском районе, а также вскрыта всеми скважинами на этих площадях. Существуют различные мнения о характере нижнего контакта свиты. Считается, что, в отличие от Норильской и Хараелахской депрессий, в Икэнской мульде моронговская свита перекрывает надеждинские базальты без видимого несогласия и так же согласно перекрывается вулканитами мокулаевской свиты [335]. В то же время, в подошве моронговской свиты в северной части мульды установлен горизонт пестроцветных – от зеленовато-серых до краснобурых – алевро-псаммитовых туффитов мощностью 2–4 м [281, 293]. В нижнем течении р. Микчангда на этом уровне залегают линзы туфопесчаников и туфогравелитов, свидетельствуя о локальном размыве надеждинской свиты.

Свита представлена чередованием потоков преимущественно афировых и пойкилоофитовых базальтов, порфириновые и гломеропорфириновые разности имеют резко подчиненное значение (не более 5 % объема свиты); встречаются как плагиофировые, так и оливин-плагиофировые разности, приуроченные к верхней части свиты. Всего в свите насчитывается от 10 до 24 потоков базальтов мощностью от 5 до 60 м (в среднем 20–25 м) и до 10–12 вулканокластических горизонтов. Относительно большей мощностью отличаются покровы базальтов с микродолеритовой структурой (анамезиты). Характерной чертой является невыдержанность по простираанию пачек и слоев по простираанию (в меньшей степени это относится к туфогенным горизонтам), что делает проблематичным расчленение свиты для всей зоны в целом, несмотря на ее значительную мощность. В то же время, для локальных площадей (например, Арылахской) выделяют от 2 до 4 пачек на основании прослеживания туффитовых горизонтов; один из них мощностью 14–18 м прослежен в средней части свиты более чем на 15 км [293]. В районе р. Микчангда в качестве

маркирующих – покровы порфировых базальтов [343]. Венчается разрез двумя туфогенными горизонтами, разделенными покровом афировых базальтов.

Нижние миндалекаменные зоны в покровах встречаются редко. Их мощность не превышает 0,5 м, но верхние зоны присутствуют почти всегда и составляют до 1/3–2/3 мощности покровов. Миндалины достигают 0,2–5 см в поперечнике, сложены преимущественно кварцем и кальцитом. Маломощные потоки иногда целиком представлены миндалекаменным базальтом. Кроме того, широко развиты прикровлевые лавобрекчии, которые могут составлять до 20 % мощности свиты (скв. Кст-9 на р. Кыстыктах).

Базальты свиты часто имеют таксито-офитовую структуру и тонкополосчатое строение за счет чередования линейных зон с различной структурой основной массы, которая варьирует от пойкилоофитовой, интерсертально-пойкилоофитовой, долеритовой до толеитовой и гиалопилитовой. Породы характеризуются широкими вариациями соотношений породообразующих минералов (%): плагиоклаз An_{54-73} – 35–50, клинопироксен $En_{39-46}Wo_{36-43}Fs_{13-21}$ – 5–45, оливин Fa_{18-45} – 0–15, измененное стекло – 5–30, рудные оксиды – 3–5. Вкрапленники в порфировых разновидностях представлены плагиоклазом An_{68-85} , реже – оливином Fa_{45-46} и очень редко – клинопироксеном $En_{38}Wo_{40}Fs_{22}$.

В отличие от надеждинской моронговская свита, так же как и ее аналоги в сопредельных СФЗ, включает локально развитые базальтовые покровы, существенно отличающиеся по составу от фоновых пород.

В восточной части Икэнской мульды в 130 м выше подошвы свиты залегает покров пикробазальтов мощностью 2,5 м (р. Тангаралах), а в западной части в основании свиты – два покрова трахибазальтов мощностью 36 м (левобережье р. Икэн) [59]. Пикробазальты отличаются гипидиоморфнозернистой структурой основной массы и низким содержанием (%) плагиоклаза (An_{53-70}) – до 16, высоким – оливина (измененного, до 25), клинопироксена (30–35) и рудных оксидов (10). Верхняя миндалекаменная зона занимает до 60 % мощности покрова.

Трахибазальты характеризуются офитовой структурой. Они сложены (%): деанортитизированный плагиоклаз An_{13-52} – 50–58, диопсид или авгит – 13–15, биотит – 5–8; оливин, роговая обманка, щелочной полевошпат, апатит, вторичные минералы – до 10.

На севере Икэнской мульды, в междуречье Самоедская Речка и Мастах-Сала, в прикровлевой части моронговской свиты залегают 1–2 покрова высокомагнезиальных базальтов (анкарамитов) суммарной мощностью 50 м [88, 89]. Они характеризуются полифировой структурой с гломеропорфировыми скоплениями хризолита Fa_{15-27} , фенокристаллами авгита $En_{47-49}Wo_{40-41}Fs_{21}$ и лабрадора An_{54-60} . Основная масса сложена (%) оливином – 5–15, клинопироксеном – 35–45, ортопироксеном – 3–15, плагиоклазом – 30–40, рудными оксидами (включая хромит и рутил) – 3–5, палагонитом – 5–10 [208]. В то же время восточнее, в среднем течении р. Ондодоми (скважины КТ-3 и КТ-4) анкарамиты залегают в 275–300 м выше подошвы свиты, т. е. в средней части разреза [281].

Роль вулканокластических пород имеет тенденцию к уменьшению в восточном и юго-восточном направлениях к центру Тунгусской синеклизы: от

15–20 % в западной и центральной частях Икэнской мульды до 6–7 % на ее восточном борту (левобережье р. Кыстыхта) и до 8–15 % в Микчангдинской подзоне. Тем не менее, эта величина является максимальной для вулканогенных свит Норильско-Хараелахской зоны (исключая хақанчанскую). Туфогенные горизонты обычно не превышают 10 м по мощности, однако отдельные из них достигают 20 м.

Среди туфогенно-осадочных пород, помимо обычных для вулканогенной толщи туффитов с ритмичнослоистой, слоистой, косослоистой и волнисто-слоистой текстурой и варьирующей от пелитовой до псефитовой размерности обломочного материала, присутствуют пестроцветные конгломераты с окатанными обломками базальтов и мандельштейнов. Содержание ксеногенного материала в туфах незначительно, но соотношение пепловых частиц и обломков базальтов/долеритов варьирует контрастно (от 1:7 до 3:1); в туффитах терригенный материал составляет 10–30 %.

В прикровлевых туффитах мощностью до 12 м, содержащих линзы туфов и залегающих на анкарамитах, отмечается пласт известняков толщиной 0,7–6,1 м, который в районе правобережья р. Арылах локализует Арылахское месторождение меди [88]. Очень маломощные (0,1–0,2 м) линзы известняков отмечены и в низах разреза [281].

По химическому составу базальты моронговской свиты отражают своеобразный переход между дифференцированной и недифференцированной серией лав. Если гломеропорфировые разновидности близки по составу к надеждинским базальтам, то преобладающая часть пород, как и вулканиты вышележащих свит, отвечает по содержаниям главных и малых элементов среднему траппу Тунгусской синеклизы, при отсутствии каких-либо значительных аномалий петрогеохимических параметров. Соответственно, по сравнению с надеждинской свитой, моронговские базальты отличаются несколько повышенными содержаниями титана, меди, никеля, кобальта, ванадия. Исключение составляют экзотичные анкарамиты и пикробазальты, характеризующиеся повышенной магниезальностью (K_{Mg} – около 0,6 при среднем значении для свиты 0,54), низким содержанием щелочей и часто высокими содержаниями Ni, достигающими 0,05 %, и Cr – 0,1 % [88].

В вулканогенно-осадочных породах моронговской свиты найдены отпечатки растений *Cladophlebis borealis* Pryn., *Paracalamites triassica* Radcz., двустворок *Palaeonodonta castor* Eichw., *P. dubia* Amal. *Rhipidopsis* sp. и др., указывающие на раннетриасовый возраст свиты [293]. В туффитах из основания свиты в районе р. Микчангда найдены остатки пелеципод: *Ferganoconcha* sp., *Utschamiela* cf. *opinata* Rag. того же возраста (определения И. М. Маловецкой). Палинокомплекс из вулканогенно-осадочных отложений моронговской свиты на северо-востоке Икэнской мульды (р. Абагалах) включает виды *Cycloverrustriletes presselensis*, *Densoisporites playfordii*, *D. nejburgii*, *Aratrisporites* sp., *Verrucosisporites triassicus*, *Chordasporites singulichorda*, *Platysaccus guenlandii* и сопоставим с СПК оленёкского яруса из морских отложений мыса Цветкова на Восточном Таймыре [117] и двурогинского горизонта Тунгусского бассейна [303], что позволяет определить возраст вмещающих отложений как оленёкский ярус.

Мощность моронговской свиты в Икэнской мульде максимальная по сравнению с другими площадями Норильско-Хараелахского прогиба. В бассейне р. Самоедская Речка (скважины ТК-5 и КТ-2) она составляет 480–505 м, увеличиваясь в восточном борту мульды (левобережье р. Кыстыхта) до 580 и даже 700 м (скв. Кст-9). Далее на восток, у западного борта Большеавамской впадины мощность свиты оценивается в 400 м. На Микчангдинской площади она составляет 368–445 м [345].

Путоранский горизонт объединяет наиболее значительный по мощности (более 1600 м в Икэнской мульде) разрез вулканогенных образований, характеризующийся относительной литологической и петрогеохимической однородностью, охватывающий мокулаевскую, хараелахскую, кумгинскую и самоедскую свиты.

Мокулаевская свита (T_{mk}) выделена в 1960 г. В. С. Голубковым и Д. А. Додиныным в юго-западной части Хараелахского плато со стратотипом на р. Мокулай [323]. Залегает согласно на моронговской свите. Нижняя граница проводится по подошве выдержанного покрова гломеропорфировых базальтов с характерной тонкостолбчатой и веерной отдельностью, выделяемого в качестве маркирующего горизонта («надьянского») либо по подошве покрова плагиофировых базальтов, залегающего на тейроидах моронговской свиты (западнее р. Самоедская Речка надьянский горизонт выклинивается). Верхняя граница – по кровле хорошо выдержанного на всей площади горизонта туфогенных пород, на котором согласно залегают олигогломеропорфировые базальты хараелахской свиты. Стратиграфическими аналогами мокулаевской свиты выступают хоннамакитская свита (Курейско-Ламская и Аян-Верхнекотуйская зоны) и верхнекоготокская подсвита (Маймечинская зона).

Для мокулаевской свиты характерно резкое преобладание эффузивных пород над туфогенными, вплоть до полного отсутствия последних. Она сложена плагиогломеропорфировыми, олигогломеропорфировыми и афировыми базальтами. Количество отдельных покровов достигает 35, горизонтов туфов и туффитов, приуроченных главным образом к верхней части разреза, – не более 2–5. Мощность отдельных покровов варьирует от 4 до 70 м, характерны мощные верхние миндалекаменные зоны, составляющие от 10 до 60 % мощности покровов, в которых миндалины, сложенные хлоритом, кварцем, халцедоном, пумпеллитом, кальцитом и пренитом, занимают до 40 % объема породы.

Характерной особенностью внутреннего строения покровов является значительная степень изменчивости микроструктуры базальтов как по простиранию, так и по мощности покровов. В наиболее мощных телах центральные части сложены базальтами с пойкилоофито-интерсертальной структурой, а периферические – анамезитами. Оливин-плагиофировые, плагиофировые и полифировые базальты замещают друг друга по простиранию в покровах.

На ряде площадей установлена закономерная смена структурных разновидностей базальтов в разрезе, что позволяет выделить четыре пачки, часто объединяемые в нижне- и верхнемокулаевскую подсвиты. Первая характеризуется резким преобладанием гломеропорфировых разновидностей, вторая – существенной ролью также и афировых базальтов; однако отсутствие выдержанных маркирующих горизонтов делает затруднительным корреляцию частных разрезов.

Нижняя пачка нижнемокулаевской подсвиты (80–116 м) сложена базальтами плагиофиловыми и олигогломеропорфиловыми с горизонтом алевропсаммитовых туфогенных пород, который обычно перекрывает 1–4 покрова гломеропорфиловых базальтов (надьяанский горизонт) суммарной мощностью до 60 м.

Верхняя пачка нижнемокулаевской подсвиты (80–100 м) – от 3 до 9 покровов гломеропорфиловых базальтов.

Нижняя пачка верхнемокулаевской подсвиты (110–175 м) – базальты в нижней части порфиловые и гломеропорфиловые, в верхней – преимущественно афировые, пойкилоофитовые с редкими горизонтами туффитов.

Верхняя пачка верхнемокулаевской подсвиты (140–155 м) – базальты в нижней части афировые, в верхней – пойкилоофитовые, в основании и кровле – горизонты алевропсаммитовых туффитов. Кроме того, невыдержанные прослои туфогенных пород описаны и в средней части пачки.

Анамезиты и порфиловые базальты, так же как и туфогенные породы, аналогичны по составу одноименным литологическим единицам моронговской свиты. Редкие (не более 10 %) вкрапленники (до 0,5–5 мм) представлены зональным плагиоклазом, состав которого варьирует от An_{75-88} до An_{55-63} , редко клинопироксеном $En_{31-48}Wo_{40-44}Fs_{11-10}$ (до 1 %), в оливин-плагиофиловых разновидностях также хризолитом Fa_{20-25} . Основная масса с долеритовой, микродолеритовой, интерсертально-пойкилоофитовой и пойкилоофитовой структурой сложена (%) плагиоклазом An_{40-70} – 40–60, авгитом – 10–40, оливинном – 0–8, рудными минералами – 3–5; мезостазис составляет 5–20.

В восточной части Икэнской мульды в нижней части свиты, в 40–70 м от ее подошвы присутствует покров пикробазальтов мощностью 4–6 м, выходящий по обоим бортам долины среднего течения р. Кыстыктах. Эти породы отличаются гипидиоморфнозернистой, участками пойкилитовой, структурой, преобладанием оливина Fa_{16-27} (20–33 %) и клинопироксена $En_{40-48}Wo_{40-42}Fs_{11-20}$ (30–55 %) над плагиоклазом (андезин-лабрадором), составляющим не более 15–25 %, а также существенным количеством вулканического стекла – 7–18 % [31].

По химическому составу все базальты мокулаевской свиты принадлежат к нормальному ряду. Для свиты характерны весьма стабильные содержания породообразующих окислов и микроэлементов, что сближает ее с остальными базальтами недифференцированной серии, особенно харалахской и моронговской свит. Содержания меди, никеля, цинка в породах мокулаевской свиты более высокие относительно концентраций этих элементов в вулканах всех нижележащих свит (табл. 3).

При среднемасштабных геологосъемочных работах в среднеобломочных туффитах, залегающих в 80–100 м ниже кровли мокулаевской свиты, был выявлен спорово-пыльцевой комплекс, представленный, по определениям Е. А. Беспаловой и Э. Н. Кара-Мурза, спорами: *Lycopodium* sp., *Coniopteris* sp., *Cibotium* sp., *Dictyophyllum* sp. и др., паралелизуемый с СПК отложений среднего триаса Нордвикского района, а также отложений оленёкского яруса Лено-Оленёкского междуречья [31]. Однако данные по сопредельной с запада площади, а также палинологическая характеристика одновозрастной хонна-

макитской свиты указывают на принадлежность мокулаевской свиты к нижней части пугоранского горизонта нижнего триаса.

Мощность мокулаевской свиты увеличивается в южном и юго-восточном направлениях: от 360 м в северо-западной части Икэнской мульды до 550–615 м на междуречье Мастах-Сала и Кыстыхтах и до 540 м в верховьях р. Мал. Абагалах.

Хараелахская свита (*T_{1hr}*) выделена В. С. Голубковым и Д. А. Додным в 1960 г. со стратотипом в том же разрезе, что и мокулаевская свита. Как и вышележащие кумгинская и самоедская свиты, она распространена только в Норильско-Хараелахском прогибе, представленном на территории листа R-46 Икэнской мульдой. Одновозрастным стратоном для Анабаро-Тунгусской СФО является неракарская свита, хотя эти два подразделения имеют достаточно различий в составе и строении, чтобы не считаться аналогами.

Залегает согласно на мощном (до 17 м) горизонте туффитов в кровле мокулаевской свиты. Распределение литологических и структурных разновидностей пород в хараелахской свите близко к таковому мокулаевской свиты. В строении разреза принимают участие базальты порфировой и афировой структурных групп при некотором преобладании первых, которые резко доминируют в нижней части свиты. Мандельштейны и лавобрекчии развиты незначительно (максимально до 15–20 % мощности покровов); наиболее распространенные минералы в мндалинах – цеолиты. Туфогенные породы (слоистые туффиты и туфы) характерны для верхов хараелахской свиты, хотя их невыдержанные по простиранию горизонты отмечаются по всему разрезу. В целом они слагают не менее 10 % свиты. В разрезе хараелахской свиты выделяют две подсвиты [315].

В подошве свиты повсеместно залегает мощный (до 110 м) покров, состоящий из 1–3 потоков крупноолигогломеропорфировых базальтов со столбчатой отдельностью, сопоставимый с ягтальским маркирующим горизонтом в основании неракарской свиты. Он выделяется в качестве нижней пачки нижнехараелахской подсвиты (мощность 105–210 м). Верхняя пачка последней (30–92 м) включает от 2 до 6 покровов, часто не выдержанных по простиранию, преимущественно крупноолигогломеропорфировых, гломеропорфировых базальтов с пойкилоофитовой структурой основной массы.

Верхнехараелахская подсвита (285–330 м) насчитывает до 30 маломощных (средняя мощность 11 м, максимальная – 40–45 м) лавовых покровов. Она сложена в нижней части преимущественно афировыми базальтами с пойкилоофитовой структурой; в верхней части покровы базальтов с олигогломеропорфиновой, гломеропорфиновой, афировой и пойкилоофитовой структурой переслаиваются с горизонтами алевро-псаммитовых туфогенных пород, количество которых составляет до 12; в некоторых разрезах они подстилают каждый поток [193]. Прослой туффитов и туфов составляют до 25 % разреза верхней части подсвиты; верхний из них мощностью до 20 м является наиболее выдержанным и венчает разрез хараелахской свиты.

Порфировые базальты разнообразны по структурным особенностям и характеризуются олигогломеропорфиновой, гломеропорфиновой, реже олигополифиновой и олигопорфиновой структурой, основная масса во всех разно-

видностях базальтов микродолеритовая, пойкилоофитовая, реже интерсертально-пойкилоофитовая и офитовая. Вкрапленники и сростки представлены плагиоклазом An_{68-82} , сростки которого в гломеропорфировых разностях имеют до 7–25 мм в поперечнике и составляют до 10 %, иногда клинопироксеном. Основная масса во всех разновидностях базальтов сложена (%) плагиоклазом An_{45-65} – 40–55, клинопироксеном $En_{43-45}Wo_{26-39}Fs_{16-31}$ – 20–40, оливином Fa_{44-56} – 1–8, стеклом – 5–20, рудными минералами – 3–5, в мезостазисе отмечается апатит.

Туфогенные породы содержат 60–90 % пепловых частиц и до 10 % обломков базальтов и долеритов и отличаются широким развитием цеолитов в цементирующей массе. Ксеногенный материал практически отсутствует.

В петрохимическом отношении базальты хараелахской свиты не имеют значимых различий с породами моронговской и мокулаевской свит, отмечается лишь некоторый рост содержания титана и снижение магнезиальности (K_{Mg} в базальтах моронговской, мокулаевской и хараелахской свит составляет 0,54; 0,52 и 0,50 соответственно) вверх по разрезу вулканогенной толщи (табл. 2). В кровле свиты в олигогломеропорфировых базальтах повышены содержания меди, кобальта, ниобия, что сближает эти породы с вышележащими лавами кумгинской и самоедской свит.

В прикровлевых тефроидах хараелахской свиты в верховьях р. Икэн В. В. Круговых установлены миоспоры *Polypodiasporites* cf. *ipswichiensis*, *Taurocusporites morbeyi*, *Hexasaccites mulleri*, индикаторные для анизийского яруса среднего триаса [336]. Ранее [31] в туфах свиты также были установлены СПК, характерные для отложений среднего триаса Нордвикского района – споры *Todites* sp., *Leiotriletes* sp., *Lophotriletes* cf. *platigranulatus* (Mai.) и др., пыльца *Pseudopimis* sp., *Azonialetes-Acaccites* (тип *Podosamites* или *Cupressacites*). Кроме того, в пачке туфопесчаников в кровле свиты (ошибочно отнесенной в первоисточнике к кумгинской свите) найдены отпечатки *Lepidopteris* sp. анизийского возраста, на который указывают и спектры миоспор [24].

Все эти данные противоречат принятым в настоящее время палеомагнитным данным и серийной легенде, а также утвержденной региональной стратиграфической шкале [196]. Соответственно до их подтверждения хараелахская свита отнесена к пуроранскому горизонту нижнего триаса.

Мощность хараелахской свиты колеблется от 500 до 610 м, увеличиваясь в юго-западной части Икэнской мульды. Максимальная мощность свиты отмечена в районе правобережья верхнего течения Самоедской Речки.

Кумгинская свита (T_{km}) выделена Е. Н. Ленкиным и В. А. Марковским в 1962 г. на р. Кумга на Хараелахском плато, в западной части Икэнской мульды [319]. Свита залегает на туффитах кровли хараелахской свиты без видимого несогласия и сложена чисто лавовым разрезом. Она встречена лишь в центральной части Икэнской мульды. В составе резко преобладают гломеропорфировые базальты, образующие монотонную пачку покровов (от 4 на юге мульды до 9 на севере) мощностью от первых метров до 33 м (в среднем 21 м). В низах свиты отмечаются редкие плагиофировые базальты с пойкилоофито-интерсертальной структурой основной массы, в верхах – афировые базальты с микродолеритовой структурой. Вулканокластические породы отсутствуют.

Базальты кумгинской свиты имеют эталонную для всего региона гломеропорфиновую структуру, структура основной массы интерсертальная, реже толеитовая и микропойкилоофитовая. Породы состоят из многочисленных сростков и отдельных фенокристаллов (до 3 генераций) плагиоклаза An_{63-80} размером до 4–6 мм – 10–20 %. Основная масса содержит (%) плагиоклаз An_{53-63} – 40–50, авгит $En_{38-39}Wo_{42-47}Fs_{14-20}$ – 10–30, оливин – 3–5, стекло – 5–20, рудные оксиды – 3–5, апатит – 0,5.

В миндалекаменных зонах покровов широко развиты кварц, кальцит, темно-серый до черного халцедон, черно-белые агаты, цеолиты, редко самородная медь. В нижней миндалекаменной зоне первого потока кумгинской свиты, в пределах Мастах-Салинской вулканоструктуры, повсеместно отмечается густая вкрапленность самородной меди, куприта, тенорита, малахита и самородного серебра, но мощность зоны минерализации не превышает 10 см [31].

По петрохимическим параметрам базальты кумгинской свиты по сравнению с породами нижележащих свит отличаются более высокими содержаниями титана, ниобия и пониженными – рублидия, свинца, так же, как и базальты самоедской свиты. Не считая умереннощелочных базальтоидов ивакинской свиты, кумгинские базальты – наименее магнезиальные эффузивные породы в разрезе вулканогенной толщи ($K_{Mg} = 0,48$ в среднем).

Кумгинская свита отнесена к пугоранскому горизонту оленёкского яруса нижнего триаса, исходя из положения в разрезе и в соответствии с серийной легендой, и параллелизуется с ямбуканской свитой, выделяемой в южной части Тунгусской синеклизы.

Мощность кумгинской свиты уменьшается от 180–220 м в северо-западном борту Икэнской мульды до 130 м в ее южном крыле.

Самоедская свита (T_1sm) выделена Е. Н. Ленькиным в 1961 г. в бассейне Самоедской Речки [86]. Развита лишь в центральной части Икэнской мульды, где согласно залегает на кумгинской свите. Нижняя граница проводится по подошве горизонта тефроидов мощностью до 5 м, залегающего на гломеропорфиновых базальтах кумгинской свиты. Самоедская свита перекрыта лишь маломощным чехлом четвертичных отложений.

Свита представляет собой однообразное чередование покровов (до 16–18) афировых и плагиофировых базальтов мощностью от 3 до 50 м с подчиненными прослоями туфов, реже туффитов. Вулканокластические породы формируют около 10 % разреза свиты. Кроме того, в средней части разреза на юго-востоке ареала присутствует пласт известняков мощностью до 1 м и протяженностью около 2 км с повышенным содержанием меди. Характерны высокие мощности миндалекаменных зон (до 50 % мощности покровов).

Вследствие закономерной изменчивости разреза свита может быть разделена на две части, которым иногда придается ранг подсвит [51, 335]. Нижняя подсвита (мощность до 120 м) существенно лавовая, она представлена афировыми базальтами, с редкими потоками плагиофировых и олигогломеропорфиновых, а также единичными линзами туффитов. Верхняя подсвита (до 300 м) сложена в нижней части преимущественно гломеропорфировыми и плагиофировыми базальтами, в верхней части – афировыми и олигогломеропорфировыми. Туфы и туффиты зеленовато-серого или красно-бурого цвета,

содержащие 20–80 % пепловых частиц, образуют в разрезе подсвиты до 5 прослоев и линз, наиболее мощный из которых (до 7 м) залегает в основании разреза.

Порфиновые разновидности базальтов содержат до 1 % (в плагиофировых разновидностях) и до 10–30 % (в гломеропорфиновых) вкрапленников плагиоклаза $Ап_{55-70}$. Размер гломеропорфиновых скоплений – до 3 см. Основная масса пород, так же как и в афировых базальтах, интерсертальная, долеритовая, офитовая до пойкилоофитовой. Состав основной массы (%): плагиоклаз $Ап_{45-60}$ – 35–55, клинопироксен – 5–40, оливин – 0–10, стекло, частично замещенное палагонитом – 3–25, рудные оксиды – 3–5, апатит.

По химическому составу базальты самоедской свиты характеризуются максимальным для нормальных базальтов вулканогенного разреза выше надеждинского минимума содержанием титана (TiO_2 до 1,64 %), в отдельных покровах содержание MgO – более 8 %. В целом породы, так же как в кумгинской свите, характеризуются повышенными содержаниями железа, титана, меди и низкими – бария и стронция (табл. 2, 3). Тефроиды отличаются от базальтов высоким содержанием кремнезема, низким – кальция, глинозема, магнезия и более высокой щелочностью с увеличением содержаний калия даже до 5,92 % K_2O .

В тефроидах средней пачки В. В. Круговых определены споры: *Dictyophylidites mortonii* (de Jers.) Pl. et Dettm., *Aratrisporites* sp., *Nevesisporites* sp., первая форма характерна для анизийского яруса. Отмечено также обилие цист динофлагеллят, микрофитофоссилий шиповидного и аморфного типа [336]. Споры плауновых и папоротников, характерные для среднетриасовых отложений Восточного Таймыра, были установлены в туффитах верхней части самоедской свиты и ранее [31]. Однако, в Норильской СЛ-1000 самоедская свита отнесена к пунторанскому горизонту нижнего триаса, что подтверждается палеомагнитными исследованиями [126]. Эта датировка и принимается для настоящей карты до подтверждения новых палеонтологических данных.

Мощность свиты достигает 420 м в долине р. Абагалах.

Аян-Верхнекотуйская и Большеавамская структурно-формационные зоны

В Аян-Верхнекотуйской и Большеавамской СФЗ представлен однотипный разрез вулканогенной толщи северной части Тунгусской синеклизы. Выделение этих зон обусловлено резко различным характером интрузивного магматизма на заключительной стадии магматической активности, проявленном в двух различных вулкано-тектонических структурах – Аянской и Большеавамской впадинах, разделенных Аян-Амбардахским валом.

Разрез верхнепермско-нижнетрасовой вулканогенной толщи включает правобоярскую, относимую к тутончанскому горизонту, водопадную, аянскую (двурогинский горизонт), хоннамакитскую и неракарскую (пунторанский горизонт) свиты. Принципиальное его отличие от разреза Норильско-Хараелахской и Курейско-Ламской СФЗ заключается в отсутствии дифференцированной серии лав (ивакинская–надеждинская свиты), которая фациально замещена преимущественно вулканокластическими образованиями правобояр-

ской свиты. Это замещение в общих чертах прослеживается по разрезам глубоких скважин КТ-1, КТ-3 и КТ-4 [281], пробуренных на междуречье Кыстыхтах и Ондодоми. В южной части листа характер перехода не ясен. Все вышележащие свиты по составу и строению разреза в целом аналогичны соответствующим свитам Норильско-Хараелахской СФЗ (внутренняя дифференциация разрезов конкретных свит больше, чем различие между разновозрастными свитами различных СФЗ). Их разделение обусловлено как историческими причинами, заключающимися в использовании различных стратиграфических схем разными геологическими организациями при среднемасштабном картировании, так и определенной дифференциацией фациальных обстановок формирования вулканогенных пород в различных структурно-формационных зонах на некоторых стадиях.

В отличие от Норильско-Хараелахской СФЗ разрез вулканогенной толщи Анабаро-Тунгусской СФО изучен главным образом по поверхностным обнажениям [33, 50, 58, 59, 148, 182, 208, 297, 323, 336, 343, 359]. Пробуренные на востоке листа скважины вскрыли в верхней части разреза только правобоярскую свиту при почти полном отсутствии kernового материала. В то же время, перекрывающий тунгусскую серию вулканогенный разрез, в нижней части которого подавляющее развитие имеют эксплозивные фации, вскрыт скв. Онд-1 в западной части листа, что и позволяет относить Большеавамскую СФЗ к Анабаро-Тунгусской области с соответствующим набором вулканогенных свит, отличным от такового Норильско-Хараелахской СФЗ.

Правобоярская свита (T_{1pr}) выделена Я. И. Полькиным в 1958 г. со стратотипом на листе R-47 в среднем течении р. Прав. Боярка [181]. Она включает различные вулканокластические и подчиненные эффузивные образования, залегающие с разрывом на различных горизонтах карбона (в восточной части листа) или перми (в западной и центральной частях) в основании вулканогенного разреза Аян-Котуйского района. Свита перекрывается базальтами водопадной свиты, в кровле отмечаются признаки локальных разрывов. Однако, по мнению ряда исследователей [297], по направлению к центральной части Тунгусской синеклизы наблюдается фациальное замещение правобоярской свиты лавами водопадной свиты через появление в первой потоков тонкозернистых базальтов («анамезитов»).

На рассматриваемой территории правобоярская свита представлена в двух ареалах. В ее восточной части она выходит на поверхность в долинах рек Аякли, Аян и Хета в районе их слияния, а также по р. Хибарба. На западе Большеавамской впадины правобоярская свита вскрыта в скв. Онд-1 и, предположительно, КТ-4, фациально замещающая вулканогенные образования дифференцированной серии [193]. Соответственно, весьма вероятно площадное распространение свиты в основании вулканогенной толщи в пределах Аян-Верхнекотуйской и Большеавамской СФЗ.

Свита характеризуется невыдержанным по простиранию и по вертикали составом при существенном преобладании эксплозивных фаций. Она сложена чередующимися разнообломочными туфами, туфобрекчиями, туффиитами, а также туфопесчаниками и туфоалевролитами с прослоями углистых аргиллитов. Постоянно присутствуют подчиненные базальтовые потоки. Ближе к кровле свиты локально появляются линзы известняков, а в самой

кровле (3–10 м) – горизонт тонкослоистых вулканогенно-осадочных пород. Как и для любого подразделения, сложенного вулканокластическим материалом, строение и мощность конкретных разрезов определяется принадлежностью к той или иной фациальной зоне эксплозивных центров. В южной половине листа R-46 (на р. Хибарба) 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 60–100 м [297].

Севернее, в районе верхнего течения р. Хета, разрез существенно иной, хотя четкого расчленения свиты на три пачки, как это имеет место в западной части листа R-47, не наблюдается. Здесь в составе свиты преобладают туфы от алевритовой до агломератовой размерности, образующие слои мощностью до 30 м. Подчиненную роль играют кластолавы и лавобрекчии базальтов. Туффиты, туфопесчаники и туфоалевролиты составляют не более 20 %, образуя прослой мощностью не более 10–20 м. В верхней части свиты присутствуют линзы алевролитов и каменных углей мощностью не более 0,2 м. Отдельные невыдержанные потоки базальтов – как афировых, так и полифировых – приурочены к верхней части разреза; мощность потоков не превышает 15 м. Максимальная мощность свиты, с учетом ее неполной мощности, вскрытой скважинами Л-3 и Л-358 (286 м), оценивается в 330–550 м [50].

Широкое развитие агломератовых туфов, а также лавокластитов фиксирует прижерловые фации вулканических аппаратов центрального типа, которые встречены на р. Амнундакан, руч. Усун-Урек и на правобережье р. Аян в 7 км ниже впадения руч. Балаганнах.

Обломочный материал туфов представлен угловатыми обломками вулканического стекла основного состава (30–95 %), базальтов (5–60 %) и в количестве не более 10 % – кристаллокластами и обломками осадочных пород. Цемент сложен измененным пепловым материалом. Туффиты содержат 60–90 % пирокластического материала, туфопесчаники и туфоалевролиты – менее 50 %.

Лавовые потоки сложены базальтами с микродолеритовой, реже с пойкилофитово-интерсертальной структурой, которые состоят (%) из плагиоклаза – 35–48, авгита – 35–50, оливина – 2–3, рудных оксидов – 2–7, вулканического стекла и продуктов его изменения – до 20.

В западном ареале характер разреза правобоярской свиты весьма сходен с вышеописанным. В скв. Онд-1 она имеет мощность 409 м и сложена разнообломочными туфами, реже туффитами и углистыми туфоалевролитами с градиционной слоистостью; среди последних залегают два прослоя каменного угля мощностью 0,7 и 1,7 м. Характерна пиритизация пород. В прикровлевой части присутствуют 3 базальтовых потока мощностью от 2,5 до 12,5 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 стратонов 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 (табл. 2). Содержания меди и никеля, по сравнению с вышележащими базальтами, существенно ниже (табл. 3), а литофильных элементов, в частности ниобия, тория, урана и редких земель – в несколько раз выше; сумма РЗЭ составляет 320–515 (в среднем около 400) ppm, тогда как в вышележащих базальтах водопадной и аянской свит – 220–350; при этом отношение количества легких РЗЭ к тяжелым (LREE/HREE) вдвое больше, при незначительных различиях в значениях Eu^* , которое считается важным генетическим показателем.

Разнообломочные вулканокластические породы вскрыты скважинами на левобережье р. Ондодоми (в 30 км к северо-западу от Онд-1), где они занимают интервалы разреза по 260–370 м мощностью и залегают либо на тунгусской серии (скв. КТ-4) либо на клиппене девонских пород, перекрывающем базальты гудчихинской свиты (св. КТ-3). Вулканокластические образования перекрыты базальтами надеждинской свиты. Строение названных разрезов, указывающее на интенсивное проявление латеральных тектонических смещений, не позволяет считать залегание вулканокластических пород здесь нормальным.

В названных скважинах вулканокластические породы представлены псефитовыми туфами (туфобрекчиями) основного состава (%) – 60, линзами вулканогенно-осадочных пород – 5, а также потоками базальтов – 35. В кровле залегают алевропсаммитовые туффиты. Базальты представлены порфиоровыми, олигогломеропорфиоровыми (2–3 покрова) и афировыми с пойкилофитовой структурой (4–14 покрова) разностями. По химическому составу и составу породообразующих минералов эти породы не отличаются от базальтов надеждинской свиты.

Вскрытые скважинами КТ-3 и КТ-4 вулканокластические образования представляют собой скорее всего переходную зону между разрезами вулканогенной толщи Норильско-Хараелахской зоны, в которых нижняя часть представлена дифференцированной серией с преобладанием эффузивных фаций, и Анабаро-Тунгусской области, в которых резко доминируют эксплозивные фации. Исходя из выклинивания всех свит от ивакинской до туклонской в восточном направлении и появления правобоярских вулканокластитов, соответствующих им по суммарной мощности, последние могут рассматриваться в качестве фациального аналога дифференцированной серии, развитого в Большеавамской впадине и имеющего, вероятно, непрерывное распространение далее к востоку и юго-востоку.

Возраст правобоярской свиты остается дискуссионным и во многом связан с проблемой асинхронности начала вулканической деятельности на территории Тунгусской синеклизы. Туффиты и туфопесчаники, залегающие на р. Аякли в 100 м ниже кровли свиты, содержат верхнепермские СПК, представленные *Leiotriletes nigritlella* (Lub.), *Lophotriletes notatus* (Lub.) K.-M., *Acanthotriletes parviepinus* (Lub.), *Hymenozonotriletes peilopterus* (Lub.) Samoil., *Ginkgocycadophytus retrotlexus* (Lub.), *Cordaitina rotata* (Lub.) Samoil. [59]. Многочисленные фаунистические и флористические остатки, описанные в стратотипическом и других разрезах к востоку от рассматриваемой территории, свидетельствуют в пользу верхней перми; в то же время известны находки отпечатков раннетриасовой флоры [51]. 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 [196]. Более того, по результатам изучения частных разрезов на прилегающей к листу R-46 с востока площади правобоярская свита параллелизована с двурогинской и корвунчанской свитами, т. е. отнесена (как и вышезалегающая водопадная свита) к нижней части двурогинского горизонта [288]. Тем не менее, в Норильской СЛ-1000 и Игарско-Норильской СЛ-200 правобоярской свите приписан позднепермско-раннетриасовый возраст. Палеомагнитные характеристики эффузивов свиты не позволяют однозначно решить эту проблему. 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 [196, 227].

Водопадная свита (T_{vd}). Двурогинский горизонт в пределах Анабаро-Тунгусской СФО включает водопадную и аянскую свиты, выделенные А. А. Межвилком соответственно в 1955 г. на правобережье среднего течения р. Курейка и в 1959 г. в районе оз. Аян. В качестве стратотипа водопадной свиты считается разрез на р. Ягтали [123], однако подошва свиты здесь не наблюдалась. На прилегающей с востока территории установлено согласное, хотя и с локальными размывами залегание водопадной свиты на правобоярской [288], однако на территории листа R-46 нередко наблюдается фациальная граница с постепенным замещением по латерали вулканокластических отложений потоками базальтов [297], так что иногда водопадная свита рассматривалась в качестве верхней пачки правобоярской [59]. С другой стороны, с не меньшим основанием можно утверждать и о фациальном переходе между аянской и водопадной свитами по мере увеличения в подошве последней мощных базальтовых покровов. Тем не менее, Межведомственным региональным стратиграфическим совещанием 1978 г. водопадная свита утверждена как самостоятельное стратиграфическое подразделение, относящееся к нижней части двурогинского горизонта нижнего триаса [196] и в этом качестве включена в Норильскую СЛ-1000. Верхняя граница проводится по подошве маркирующего горизонта анамезитов в основании аянской свиты, названного А. А. Межвилком «шадринским» [148].

Область распространения водопадной свиты существенно меньше, чем перекрывающей аянской свиты и охватывает восток плато Путорана от р. Курейка на юге до рек Калтамы, Аян и Хета – на севере. Свита сложена пачкой покровов (до 10) порфировых (в т. ч. полифировых) и гломеропорфи-

ровых базальтов, в верхней части разреза локально отмечается невыдержанный по простиранию горизонт пестроцветных алевро-псаммитовых туффитов и туфогенно-осадочных пород. Миндалекаменные разности составляют до 25 % объема пород. В южной части территории в нижней и верхней частях свиты развиты также относительно мощные (до 50 м) покровы афировых и плагиофировых базальтов с микродолеритовой структурой (анамезитов).

Стратотипический разрез на р. Ягтали мощностью 165 м включает 9 лавовых покровов, представленных в основании и кровле свиты анамезитами [297], при этом кластолавы составляют около 7–8 % разреза. В наиболее мощном разрезе (320 м) в верховьях р. Хибарба кластолавами сложено более 30 %, появляются тонкие прослои слоистых мелкообломочных туффитов, а в основании свиты – шаровые лавы с линзами плагиофировых базальтов. Локально (на р. Дюгадык) прослои туфопесчаников достигают 15 м мощности.

Преобладающие базальты характеризуются интерсертальной или микродолеритовой, иногда пойкилоофитовой структурой основной массы. Вкрапленники представлены плагиоклазом An_{75-92} , редко авгитом $En_{52-53}Wo_{42-43}Fs_{4-5}$ и оливином Fa_{23} . Основная масса сложена (%) андезин-лабрадором $An_{42-61} - 40-45$, авгитом $En_{38-43}W_{39-40}Fs_{15-25} - 20-25$, оливином – 0–5), стеклом – 5–25 и рудными оксидами – 3–5.

По химическому составу породы водопадной свиты, как и базальты надеждинской свиты, характеризуются повышенным содержанием кремнезема, щелочей (при высоком Na/K отношении), но отличаются более высокой титанистостью (табл. 2).

На прилегающей с востока территории в туфогенно-осадочных породах свиты найдены фаунистические, флористические остатки и СПК, свидетельствующие о соответствии вмещающих отложений нижнему триасу [51]. Вопрос об отнесении свиты к тутончанскому или двурогинскому горизонту, так же как стратиграфическая аналогия водопадной и надеждинской свит, остается дискуссионным. В существующих региональных стратиграфических схемах, так же как и в Норильской СЛ-1000, она соответствует нижней части двурогинского горизонта.

Максимальная мощность свиты (до 320 м) наблюдается в юго-восточной части листа R-46 (по р. Хибарба). К юго-западу и северу она снижается до 165 м (р. Ягтали), 130 м (р. Дюгадык) и около 100 м на р. Хета. Значения мощностей правобоярской и водопадной свит в конкретных разрезах демонстрируют обратную зависимость [297], свидетельствуя, возможно, о заполнении лавами депрессий послеправобоярского рельефа. В западной части Тунгусской синеклизы водопадная свита выклинивается.

В западной части Большеавамской впадины свита вскрыта в скв. Онд-1 [295]. Она представлена 16 покровами мелкопорфировых базальтов резко варьирующей мощностью (от 1 до 42 м), разделяющимися пестрыми кластолавами мощностью 4–8 м, содержащими до 40 % ксеногенного материала. Миндалекаменные зоны составляют до 1/3–1/4 мощности покровов. В верхней части свиты отмечен маломощный (0,9 м) прослой алевро-псаммитовых туффитов.

Мощность водопадной свиты по скв. Онд-1 – 194 м.

Аянская свита (Т_{ан}) составляет в пределах Анабаро-Тунгусской СФО основную часть двурогинского горизонта. Она распространена на всей территории Тунгусской синеклизы, где без видимого несогласия, но с локальными размывами залегает на надеждинской или водопадной свитах и несогласно – на правобоярской. 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 горизонтом.

Как и ее стратиграфический аналог в Норильском районе – моронговская свита – аянская свита характеризуется туфолавовым типом разреза, однако отличается большим разнообразием слагающих ее пород. Помимо различных структурных разновидностей базальтов, присутствуют единичные покровы пикробазальтов, пикритов и трахибазальтов, а среди тефроидов появляются линзы и пласты меденосных хемогенных известняков, а иногда ангидритов и углистых аргиллитов.

Обломочные вулканические 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 литокристалло-витрокластические; витрокласты составляют 40–98 %, обломки базальтов – 5–50 %. Туффиты содержат 60–85 % пирокластического материала. В целом все эти породы по составу близки к соответствующим образованиям моронговской свиты.

Роль пирокластических и вулканогенно-осадочных пород в составе свиты увеличивается от 5–10 % на севере до 20–30 % на юге (оз. Хантайское) и резко возрастает до 80 % к юго-западу от последнего. В разрезе эти породы образуют до 6–12 прослоев или пачек мощностью от 0,2 до 10 м на севере, к югу и юго-востоку их мощности увеличиваются до 18–30 м. На правобережье р. Мал. Ондодоми в средней части разреза среди тонкозернистых базальтов встречены линзы среднезернистых известняков мощностью до 3 м; известняки в верхней части свиты установлены также на оз. Аян. В центральной части ареала развития свиты (район оз. Аян), где ее мощность максимальная, роль вулканокластических и туфогенно-осадочных пород минимальна.

Среди эффузивов преобладают афировые базальты с пойкилоофито-интерсертальной, таксито-офитовой и микродолеритовой структурой, реже развиты порфировые и гломеропорфировые базальты с микродолеритовой структурой основной массы. Первые формируют маломощные (5–35 м) покровы, большая часть которых занята миндалекаменными зонами. Покровы порфировых базальтов составляют не более 15 %. Количество эффузивных покровов достигает 20–25 на севере Анабаро-Тунгусской СФО (районы рек Аян, Аякли, Хибарба и др.), но уменьшается в юго-западном направлении; в районе оз. Хантайское оно составляет 5–10. Вместе с тем, в основании и в средней части свиты установлены покровы (или пачки покровов) тонкозернистых базальтов с микродолеритовой структурой и кластолавами в кровле – «шадринский» и «анамский» горизонты мощностью соответственно 15–80 и 60–70 м. Как правило, они подстилаются относительно мощными прослоями туфоген-

ных пород и иногда рассматриваются как маркирующие горизонты, используемые для расчленения свиты на тех или иных участках [148]. Однако распространены эти горизонты достаточно локально (первый – на правобережье р. Курейка до верховьев р. Аян, второй – в бассейне верхнего течения р. Холокит и на междуречье Котуй–Аян).

Базальты аянской (так же как и моронговской) свиты часто имеют таксито-офитовую структуру со следами течения и гравитационного осаждения кристаллов и пойкилоофитовых сростков. Это приводит к появлению в покровах тонкополосчатой текстуры за счет выделения слоев (0,2–2 см, но иногда до первых метров) различной зернистости.

Разрез аянской свиты в стратотипическом районе (р. Хикондакит, левый приток р. Ягтали) представлен (снизу вверх) [297].

| | |
|---|-----------|
| 1. Туффиты алевросаммитовые | 8 м |
| 2. Базальты афировые с микродолеритовой структурой (шадринский покров) | 20–25 м |
| 3. Кластолавы красно-зеленые базальтов | 10 м |
| 4. Туфоалевролиты от кирпично-красной до зеленовато-серой окраски | 3–5 м |
| 5. Базальты с микродолеритовой структурой | 35–40 м |
| 6. Туфоалевролиты с маломощными (20 см) линзами известняков 4–5 м. По простиранию этот прослой увеличивается до 30 м, в нем появляются пепловые туфы, гипсы и ангидриты | 4–30 м |
| 7. Базальты с микропойкилоофитово-интерсертальной структурой | 5–6 м |
| 8. Базальты с микродолеритовой структурой (дюпкунский покров) | 50 м |
| 9. Кластолавы пестрые, переходящие по простиранию в миндалекаменные базальты | 8–10 м |
| 10. Базальты с микропойкилоофитово-интерсертальной структурой | 7 м |
| 11. Базальты миндалекаменные – серия тонких (1–3 м) выклинивающихся потоков | 18–20 м |
| 12. Базальты с микропойкилоофитово-интерсертальной структурой | 7–8 м |
| 13. Туфы пепловые микрослоистые | 0,2–0,3 м |
| 14. Базальты миндалекаменные – 3 тонких потока | 5–8 м |
| 15. Туфы пепловые | 1 м |
| 16. Базальты с микродолеритовой структурой | 10 м |
| 17. Базальты микропойкилоофитово-интерсертальной структурой | 12–13 м |
| 18. Базальты с микродолеритовой структурой – 2 тонких покрова | 15–18 м |
| 19. Базальты тонкозернистые с микропойкилоофитово-интерсертальной структурой | 10–12 м |
| 20. Туфоалевролиты | 8–10 м |
| 21. Базальты с микродолеритовой структурой массивные и миндалекаменные | 12–13 м |
| 22. Базальты тонкозернистые с микропойкилоофитово-интерсертальной структурой | 3 м |

Мощность – 270–290 м.

Таким образом, в нижней части свиты присутствуют мощные покровы тонкозернистых базальтов с кластолавами, в верхней преобладают тонкие покровы и потоки базальтов с пойкилоофитово-интерсертальной структурой и мощными миндалекаменными зонами. Это дает иногда основание выделять две подсвиты с границей по подошве «дюпкунского покрова», однако, вслед-

ствие нередкого выпадения последнего из разреза, предпочтительнее показывать аянскую свиту нерасчлененной.

В наиболее полном разрезе Большеавамской впадины мощностью 370 м на р. Чопко тонкозернистые базальты с микродолеритовой структурой составляют 75 %, туфы и туфогенно-осадочные породы – 15 % [58]. В близких по мощности разрезах на левобережье р. Аян в центральной части разреза свиты развит выдержанный прослой черных углистых аргиллитов мощностью до 14 м, залегающий на спекшихся туфах; мощность туфогенных горизонтов, распространенных преимущественно в нижней половине разреза, достигает 25 м. Вместе с тем, известны разрезы с полным отсутствием тефроидов.

В нижнем течении р. Калтамы в средней части свиты залегают серия (40–50 м) из трех потоков пикробазальтов мощностью 10–15 м, подстилаемая мощным однородным покровом полифировых базальтов и перекрытая туффитами (10 м) и пепловыми туфами (8–10 м); сами потоки также разделены туфогенными горизонтами [101, 242]. В 10–20 м ниже кровли свиты на р. Балаганнах (приток р. Аян) – покров анкарамитовых трахибазальтов мощностью 20 м. Иногда (р. Хиникаль, озера Хантайское, Дюпкун и др.) в середине и верхах разреза присутствуют шаровые лавы.

Базальты аянской свиты по составу не отличаются от аналогичных пород нижележащих свит. Различные структурные разновидности базальтов по количественно-минералогическому составу весьма сходны между собой, отличаясь в основном содержанием вулканического стекла.

Анкарамитовые базальты имеют офитовую, участками переходящую в пойкилоофитовую, иногда гломеропорфировую структуру, обусловленную наличием вкрапленников (в т. ч. их скоплений) плагиоклаза An_{54-60} размером до 0,5 мм и оливина Fa_{28-30} – до 10 %; в основной массе (%) плагиоклаз An_{36-68} – 24–26, клинопироксен $En_{38-39}Wo_{40-42}Fs_{19-22}$ – 20–40, оливин Fa_{36-37} – 1–12, стекловатый мезостази с вторичными минералами – 20–25 (редко до 50), рудные – 10–20, анальцит – до 5, ортоклаз – 0,5–1, апатит – 0,5–2.

Пикритовые базальты [101] имеют порфировую структуру с микроофитовой, микролитовой и интерсертальной структурой основной массы. Они состоят (%) из оливина трех генераций с закономерным увеличением железистости от Fa_{10-16} до Fa_{18-22} (20–50), клинопироксена (20–45), плагиоклаза (15–60), рудных, включая хромит (1–8), палагонита и других вторичных минералов.

В районе устья р. Ягтали в верхней части аянской свиты появляются 3–5 покровов трахибазальтов суммарной мощностью 45–70 м. Единичный покров трахибазальтов (25 м) появляется и в котловине оз. Кутарамакан [33]. Далее на юго-запад, в районе оз. Дюпкун трахибазальты образуют компактную пачку покровов в подошве надьяанского горизонта, что дало основание к выделению этой пачки в качестве самостоятельной юряхской свиты [182]. Специфика этого ареала развития двурогинского горизонта приведена на с. 92–93 (характеристика Курейско-Ламской СФЗ).

Вулканические породы двурогинского горизонта характеризуются довольно высокой эксплозивностью. По распространению грубообломочных вулканокластических пород, в т. ч. агглютинатов и спекшихся туфов выявлен ряд палеовулканов центрального и трещинного типов. Моногенные вулкани-

ческие аппараты центрального типа описаны Ю. С. Бушканец [58] в среднем течении р. Муниль, а также на р. Икочон (200 м в поперечнике). Центральная часть последней структуры сложена спекшимися глыбовыми брекчиями гиалобазальтов, а периферическая — кластолавами базальтов, залегающими среди лав аянской свиты. Палеовулканы центрального типа описаны также на р. Хаканча и оз. Дюпкун [157].

Небольшие аппараты трещинного типа описаны, например, на правом притоке р. Аян – р. Топкочакит, а также в низовьях самого Аяна [58]. В последнем случае аппарат представляет собой трещину северо-восточного простирания, прослеженную по распространению брекчий базальтов и гиалобазальтов, глыбовых кластолав. Трещинные вулканические аппараты того же простирания упомянуты А. И. Емельяновым в центральной части плато Пурторана [297]. Наиболее крупный из них – Кутарамакан-Оранский – пересекает оз. Аян в его южной части, другой прослеживается от оз. Бельдунчана.

Химический состав базальтов аянской свиты наиболее близок к среднему составу базальтов площади (табл. 2). Породы характеризуются умеренной кремнеземистостью, пониженными содержаниями титана, резко пониженным по сравнению с нижележащими эффузивами количеством калия при сохранении роли натрия, высокой известковистостью фемических минералов. По сравнению с базальтами нижележащих свит характерны повышенные содержания меди, цинка, ванадия, титана и никеля (за исключением базальтов гудчихинской свиты), пониженные – кобальта, свинца и бария. Анкарамитовые базальты характеризуются большей магнизиальностью и высокими содержаниями титана и фосфора, а также несколько пониженным содержанием натрия.

Завершается разрез аянской свиты относительно мощной пачкой осадочно-вулканогенных пород, которая достигает мощности 70–80 м на левобережье р. Кутарамакан, где состоит (снизу вверх) из вулканомиктовых песчаников (40–50 м), вулканомиктовых гравелитов (5–7 м) и туфопесчаников (20–25 м). Однако состав пачки и ее мощность по простиранию не выдержаны. Так, несколько южнее (р. Иркинда) грубозернистые туфогенно-осадочные породы составляют до 70 % разреза, а к северу и северо-востоку (р. Хиникаль) – не более 15 %. Еще севернее – на реках Бунисяк и Аян – в туфоалевролитах появляются линзы известняков, а мощность пачки падает до 5–20 м. В восточной части территории, в бассейне верховьев р. Котуй в пачке появляются прослойки лапиллиевых туфов и покровы базальтов.

Максимальная мощность аянской свиты (370 м) установлена на северо-западе Анабаро-Тунгусской СФЗ (верховья рек Чопко, Мал. Авам). В среднем течении р. Аян она уменьшается до 315–320 м, а в среднем течении р. Курейка – до 260–290 м. В восточном направлении мощность свиты вновь возрастает, достигая 380 м в бассейне верхнего Котуя (за рамкой листа R-46).

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 [47, 59, 60, 160, 165, 182, 343 и др.]. В туффитах из нижней части свиты собраны растительные остатки: *Cladophlebis* aff. *haiburnensis* (Lindl. et. Hutt.), *Cladophlebis* sp. и *Tersiella* ex gr.

serrata Srebrod. Породы верхней пачки в районе оз. Хантайское содержат пелициподы *Utschamiela tungussica* Rag., *U. babbikamensis* Rag. и др.; филлоподы *Lioestheria* cf. *gutta* Lutk., *L.* cf. *soboliensis* Pirozhn., *Estheria* cf. *evenkiensis* Lutk. (определения Л. П. Пирожникова) и флору *Cladophlebis lobifera* Pryn., *Voltzia chachlovii* Schwed., *Neuropteridium tunguskanum* Pryn. и др. (определения Н. А. Шведова). В туффитах на левобережье Мал. Ондодоми найдены остатки *Elatocladus* sp. [275]. Комплекс растительных остатков, по определениям Н. А. Шведова, Н. К. Могучевой, Л. А. Рагозина, В. И. Петренко и др., характеризует возраст вмещающих пород как двурогинский горизонт нижнего триаса. Спорово-пыльцевые спектры из туффитов на р. Муниль показывают присутствие наряду с пермскими представителями мезофитов *Cibotium* sp., *Lycopodium* sp., *Coniopteris* sp. и голосеменных триаса – *Striatopinus* sp. В верхней части разреза на р. Аян встречены споры *Dichtiophyllum* sp. – представителя мезозойских папоротников, характерных для двурогинского горизонта; аналогичные заключения сделаны и по СПК из туфогенных пород района оз. Хантайское [160, 196, 303, 322, 344].

Путоранский горизонт, так же как и в Норильско-Хараелахской СФЗ, резко доминирует в вулканогенном разрезе, составляя 55–65 % его объема. Он включает хоннамакитскую и неракарскую свиты, часто объединяемые в объеме путоранской серии. Лавовые данной серии представляют 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 (T_{1hm}) выделена Я. И. Полькиным в 1958 г. в разрезах западного берега оз. Аян и названа по р. Бол. Хоннамакит (лев. приток р. Аян). Залегает согласно или с локальным размывом на аянской свите. По положению в разрезе, составу пород и возрасту соответствует мокулаевской свите Норильско-Хараелахской СФЗ, от которой отличается четким двучленным строением и появлением в верхней части свиты эффузивных покровов и туфов умереннощелочных и щелочно-основных вулканитов. Нижняя и верхняя границы свиты проводятся по подошве двух наиболее широко распространенных маркирующих горизонтов (надьяанского и ягталийского).

Свита представлена чередованием покровов и потоков преобладающих порфириновых и афировых базальтов с пойкилоофитово-интерсертальной структурой основной массы, с редкими прерывистыми горизонтами (мощностью до 20 м) туфогенных пород, количество которых сильно варьирует по ареалу развития свиты. Мощность покровов колеблется от 2 до 70 м, причем характерна значительная изменчивость по простираению как мощности, так и структуры отдельных покровов. Для выделения и расчленения свиты важнейшее значение имеют два маркирующих горизонта: 1) надьяанский в основании свиты [148], образованный 1–4 покровами гломеропорфириновых или порфириновых базальтов с веерной тонкостолбчатой отдельностью и с микродолеритовой структурой матрицы и залегающий на мощном туфогенном горизонте, венчающем разрез аянской свиты; 2) делочинский в средней части

свиты, сложенный 1–4 покровами олигогломеропорфировых, плагиофировых или оливин-плагиофировых базальтов. По основанию последнего хоннамакитская свита расчленяется на нижнюю и верхнюю подсвиты, хотя во многих случаях эта граница условна.

В наиболее мощном (680 м) непрерывном разрезе хоннамакитской свиты, описанном на р. Хиникаль в западной части Тунгусской синеклизы [297], туфогенные породы отсутствуют вообще; в то же время, кластолавы составляют не менее 15 %. Данный разрез включает отложения.

| | |
|--|---------|
| 1. Базальты плагиофировые с телами кластолав (надъаянский маркирующий покров) | 70 м |
| 2. Кластолавы зеленой и бурой окраски | 18–20 м |
| 3. Переслаивание выклинивающихся потоков плагиофировых базальтов с мощными миндалекаменными зонами, составляющими до 50–70 % мощности потоков. Вверху – покров плагиофировых базальтов (20–25 м) | 250 м |
| 4. Базальты олигогломеропорфировые и афировые таксито-офитовые (делочинский маркирующий покров) | 35 м |
| 5. Кластолавы | 20–25 м |
| 6. Базальты афировые с пойкилоофитово-интерсертальной структурой | до 8 м |
| 7. Базальты гломеропорфировые с микродолеритовой структурой | 30 м |
| 8. Базальты с пойкилоофитово-интерсертальной структурой (пачка покровов от 6 до 14 м мощность) | 90 м |
| 9. Базальты плагиофировые и оливин-плагиофировые с микропойкилоофитовой и микродолеритовой структурой, в кровле кластолавы | 25–30 м |
| 10. Пачка покровов афировых базальтов | 45–50 м |
| 11. Анамезиты, переходящие в кровле в кластолавы | 20 м |
| 12. Анамезиты | 25 м |
| 13. Кластолавы | 13–15 м |

Нижнехоннамакитская подсвита (T_{1hm_1}) сложена порфировыми (с частыми переходами к олигогломеропорфировым и гломеропорфировым разновидностям) базальтами с резко подчиненным количеством афировых и пойкилоофитовых разностей.

Максимальная мощность гломеропорфировых базальтов, залегающих в основании надъаянского горизонта, достигает 140 м в южной части оз. Аян, на реках Дулисмар и Ягтали. В его верхней части здесь преобладают кластолавы суммарной мощностью до 25 м. На других участках (верхнее течение р. Котуй, р. Калтамы, оз. Кутарамакан) кластолавы залегают в подошве горизонта или в виде неправильных тел в средней и нижней его частях, определяя его сложное строение. В юго-восточной части листа R-46 мощность надъаянского горизонта уменьшается до 70–100 м, а в Большеавамской зоне падает до 25–60 м.

Выше залегают пачка выклинивающихся потоков порфировых базальтов с мощными миндалекаменными зонами. Завершает разрез подсвиты покров плагиофировых базальтов (20–25 м). Всего выделяют до 15 покровов суммарной мощностью до 275 м. Наименьшую мощность имеют покровы плагиофировых базальтов с пойкилоофитово-интерсертальной структурой, наибольшую – с микродолеритовой структурой основной массы. В средней части разреза локально присутствуют туфогенные прослои невыдержанной мощности, достигающей 12 м, в единичных случаях (р. Иркингда) – шаровые лавы.

Мощные покровы базальтов афировых, порфировых и гломеропорфировых с микродолеритовой, иногда таксито-офитовой структурой, имеют, как правило, маломощные миндалекаменные зоны (не более 30 % мощности). Нередко наблюдаются неоднородные покровы, в которых базальты нижних частей массивных зон имеют микродолеритовую структуру, а верхних – таксито-офитовую и пойкилоофитовую. В наиболее мощных покровах их верхние зоны в кровле представлены горизонтом пестроцветных лавобрекчий, в которых обломки массивных и миндалекаменных базальтов сцементированы гиалобазальтом.

Пойкилоофитовые и гломеропорфировые с пойкилоофитовой основной массой базальты образуют, как правило, маломощные покровы и потоки. Верхние миндалекаменные зоны составляют от 40 до 70 % их мощности и содержат линзы, горизонты и блоки массивных пород, которые составляют до 50 % их объема. Пустоты выполнены хлоритом, кварцем, халцедоном, кальцитом и цеолитами.

Мощность нижнехоннамакитской подсвиты максимальна (до 300–400 м) в районе р. Хиникаль–оз. Аян, сокращаясь как к северу (в Большеавамской впадине до 200–250 м), так и к югу, где она, однако, характеризуется широкими вариациями.

Верхнехоннамакитская подсвита (T_1hm_2) сложена примерно в равной степени порфировыми и афировыми базальтами с пойкилоофитовой, офитовой и таксито-офитовой структурой основной массы. Как и нижняя подсвита, она начинается мощным покровом порфировых базальтов с тонкозернистой структурой матрицы (делочинский маркирующий горизонт). Мощность его на р. Делочи составляет 60–65 м, а западнее, на р. Кутарамакан, достигает 120 м.

Вышележащие потоки и покровы мощностью обычно не более 8–15 м образуют тонкополосчатые пачки; количество отдельных покровов достигает 17–23. Миндалекаменные зоны и лавобрекчии составляют местами до 40–50 % мощности покровов. В верхней части подсвиты встречены до 7 прослоев алевропсаммитовых туфов и туффитов, иногда с линзами мраморизованных известняков мощностью до 10 м (в междуречье Уохирь и Кэтэрэ), несущих стратиформное медное оруденение. На западе Большеавамской впадины туфогенные породы составляют до 15 % разреза, причем нижний и верхний (в кровле хоннамакитской свиты) горизонты тефроидов мощностью до 5–8 м прослеживаются по всей площади впадины.

В этом же районе, в верховьях рек Чопко, Намакан, Муниль в верхах свиты появляются покровы трахибазальтов (в 90 м ниже кровли) и анальцимосодержащих базальтов, а также туфов щелочно-основного состава.

По составу и структуре базальты аналогичны вышеописанным породам мокулаевской свиты. Трахибазальты состоят (%) из вкрапленников плагиоклаза An_{40-55} – 20–40 и титанавгита – 2–8; основная масса клинопироксен – 25–30, оливин – 1–3, ортоклаз – 3–5, магнетит и титаномagnetит – 15–20, вулканическое стекло – 15–17, апатит – 1.

В средней части верхнехоннамакитской подсвиты локально залегают покровы высокомагнезиальных лав, представленных лимбургитами (район оз. Боквое) или пикритовыми порфиритами (реки Намакан и Кэтэрэ) мощностью

7–15 м, прослеженными на протяжении нескольких километров [206]. Лимбургиты представляют собой стекловатую породу с фенокристаллами оливина Fa_{19-20} (25–35 %) и клинопироксена $Wo_{39-42}En_{43-49}Fs_{12-15}$ (5–10 %) и гиалиновой основной массой со скелетными кристаллами клинопироксена и титаномагнетита. Пикритовый порфирит характеризуется сериально-порфировой структурой и грануляционной, интерсертальной структурой основной массы. Фенокристаллы представлены оливином Fa_{14-33} (20–35 %), клинопироксеном $Wo_{39-42}En_{44-48}Fs_{14}$ (3–5 %) и редким плагиоклазом $Ab_{51}Or_4An_{45}$, основная масса – клинопироксеном, щелочным полевым шпатом, стеклом, а также ильменитом, титаномагнетитом, апатитом и флогопитом.

Все породы хоннамакитской свиты однообразны по содержаниям как петрогенных, так и малых элементов; например, для большой выборки (более 100 анализов) K_{Mg} варьируют лишь от 0,48 до 0,54. По большинству петрохимических параметров они близки к базальтам аянской свиты (табл. 2, 3), хотя отдельные показатели существенно отличаются (например, хоннамакитские базальты значимо обогащены тяжелыми РЗЭ по сравнению с аянскими). Тефроиды характеризуются более высокими содержаниями кремнезема и щелочей, пониженными – глинозема и кальция. Известняки содержат от 0,7 до 14 % кремнезема, до 2 % глинозема, суммарного железа и магния.

Мощность верхнехоннамакитской подсвиты – 220–320 м, а свиты в целом – 460–680 м.

Раннетриасовый возраст верхнехоннамакитской подсвиты установлен на основании единичных находок в туффитах (в 20–200 м ниже кровли свиты на водоразделе рек Неракачи–Уохирь–Бол. Авам) раннетриасовой флоры *Anoptopteris mougeotii* Brongn., *Cladophlebis borealis* Pryn., *C. lobifera*, *C. hantaica*, *Osmundopsis* sp., *Elatocladus* aff. *sibirica* и др. [58]. В спорово-пыльцевых комплексах резко сократилось содержание пыльцы гинкгоцикадофитовых, а папоротников и птеридоспермовых стало больше. Наряду с типичными раннетриасовыми формами, такими как *Selaginella obtusosetosa* var. *triassica* K.-M., *Equisetites* sp., *Calamospora* sp., *Azonomonoletes* cf. *marattiformis* Samoil. и др., появляются виды, характерные для более молодых образований – *Calamitaceae* sp., *Equisetostachys suecicus* (Nathorst) Halle, *Podocarpus minuta* K.-M. Этот комплекс, сохраняя раннетриасовые черты, несет в себе первые признаки наступления новой перегруппировки растительных ассоциаций. Позже, в туффитах В. В. Круговых были изучены два палинокомплекса [336]. Присутствие видов-индикаторов, являющихся характерными для оленёкского яруса (*Nevesisporites taylori*, *Cyathidites australis*, *Polycingulatisporites dejerseyi*, *Nevesisporites limatulus*, *Discisporites psilatus*, *Lundbladispora playfordi*, *Cyclotriletes microgranifer*, *Matonisporites triassicus*, *Anapiculatisporites cooksonae*, *Anapiculatisporites stipulatus*, *Cyclotriletes* sp., *Propriisporites pocockii*, *Klausipollenites schaubergeri*), а также появление миоспор, характерных для более молодых отложений (анизийский ярус) *Tigrisporites playfordi*, *Verrucosporites remyana*, cf. *Heliosaccus dimorphus*, *Hexasaccites mulleri*, *Uvae-sporites argenteaeformis* позволили высказать предположение, что данные СПК имеют ранне-среднетриасовый возраст (верхи оленёкского–низы анизийского ярусов). Выделенный комплекс имеет определенное сходство с палинокомплексами пуроранского горизонта Тунгусского бассейна [116], а также с па-

линокомплексами верхней части оленёкского и нижней части анизийского ярусов мыса Цветкова на Восточном Таймыре.

Неракарская свита (T_1nr) выделена А. А. Межвилком в 1959 г. на р. Неракар (бассейн оз. Бельдунчана), где стратотип свиты описан Н. Н. Нагайцевой и Е. Н. Ленькиным в 1973 г. [323]. Свита бронирует водораздельные вершины на плато Путорана и, как правило, представлена неполным разрезом. На том же уровне разреза в Норильско-Хараелахской СФЗ выделяют хараелахскую свиту, близкую по составу слагающих ее пород, но отличную по принципам расчленения. Неракарская свита 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». Верхняя граница не установлена, хотя относительно маломощные (до 70 м) пачки покровов гломеропорфировых базальтов в верхах неракарской свиты (например, в горах Богатырь, в верховьях р. Эндэ) часто относят к кумгинской [47, 58] либо к ямбуканской [297] свитам. В средней части неракарской свиты выделяют агитканский маркирующий горизонт олигогломеропорфировых базальтов, который отсутствует в поле развития хараелахской свиты. По этому горизонту неракарская свита расчленяется на нижненеракарскую и верхненеракарскую подсвиты.

Разрезы подсвит и их состав весьма близки, отражая ритмичное строение неракарской свиты, обусловленное двумя циклами вулканической деятельности. В целом в южной части территории, по сравнению с северной, уменьшается количество порфировых базальтов и прослоев туфогенно-осадочных и вулканокластических пород. Кроме того, в Большеавамской зоне встречаются маломощные линзы туфов и лав щелочно-основного состава; первые приурочены к нижней части разреза, вторые – к верхней.

Помимо ягталийского выделяют и ряд других локальных маркирующих горизонтов, представленных мощными покровами гломеропорфировых базальтов и отвечающих начальной стадии циклов трещинных излияний более высокого порядка. Например, такой горизонт (35–45 м), залегающий в верхней части свиты, прослежен на площади более 600 км² на водоразделе рек Тесная, Эндэ, Нерунгда и Мал. Нерунгда в Дюпкунском районе. Другой подобный горизонт (агатский) описан восточнее оз. Собачье.

Нижненеракарская подсвита (T_1nr_1) включает в основании ягталийский маркирующий горизонт мощностью 65–135 м, состоящий из 1–3 покровов (по 10–90 м) олигогломеропорфировых базальтов, локально разделенных покровом афировых базальтов с пойкилоофитовой структурой и/или прослоем алевропсаммитовых туфогенно-осадочных пород до 6 м мощностью. Выше залегают до 16 маломощных (5–15 м, редко до 25 м) покровов, представленных преимущественно базальтами с пойкилоофитово-интерсертальной структурой, реже – плагиофировыми и олигогломеропорфировыми разновидностями; локально присутствуют тонкие (не более 1 м) прослои среднеобломочных туфов и туффигов, а в редких случаях – линзы известняков до 2 м мощностью (р. Бунисьяк). В западном направлении роль порфировых базальтов растет; так, в разрезах оз. Лама они составляют более 50 %.

Мощность нижнеракарской подсвиты составляет 240–340 м, уменьшаясь в целом с севера на юг.

Верхнеракарская подсвита (T_1nr_2) близка по составу к нижнеракарской, отличаясь лишь несколько большей ролью плагиофировых разновидностей базальтов и большим содержанием прослоев вулканокластических и вулканогенно-осадочных пород; среди последних присутствуют локально даже углистые сланцы и конгломераты. Залегающий в основании подсвиты покров (агитканский) по строению аналогичен ягталийскому, но отличается существенно меньшей мощностью (обычно не более 40–60 м). Выше залегают пачки маломощных покровов (до 22) чередующихся плагиофировых, в т. ч. гломероплагиофировых, и пойкилоофитовых миндалекаменных базальтов, разделенные невыдержанными туфогенными прослоями (до 5 прослоев мощностью 3–6 м каждый). В долине р. Буричи наблюдается покров (18 м) меланократовых трахибазальтов, количество полевого шпата в котором не превышает 35 %. Мощность подсвиты варьирует от 300–330 м на севере плато Путорана до 180–200 м на юге рассматриваемой территории.

Структурные разновидности базальтов и туфов неракарской свиты по составу аналогичны породам нижележащих свит. Правда, нередко неракарские эффузивы отличаются от нижележащих хоннамакитских базальтов повышенным содержанием оливина, особенно в афировых разновидностях, в которых оливин составляет в среднем 4–8 %, а в отдельных покровах оливиновых базальтов достигает 10–20 % [324]. Кроме того, вкрапленники плагиоклаза в целом отличаются несколько меньшими размерами (1–2 мм), но большим содержанием (до 10–15 %). Плагиоклаз вкрапленников отвечает лабрадор-битовниту An_{63-80} , основной массы – андезин-лабрадору An_{45-65} . Состав оливина широко варьирует (Fe_{22-50}), клинопироксен представлен как титан-авгитом, так и пижонит-авгитом. 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 (табл. 2, 3). В кровле свиты в олигогломеропорфировых базальтах повышенные содержания меди, кобальта, ниобия, что сближает эти породы с базальтами кумгинской и самоедской свит. По геохимическим особенностям выделяются также таксито-офитовые базальты, имеющие повышенные содержания цинка, кобальта, никеля, титана и марганца.

Органических остатков в неракарской свите не обнаружено. Согласно данным [196], палинокомплексы из отложений хараелахской, кумгинской и самоедской свит Норильского района не имеют существенных отличий от СПК нижнего триаса, что, с учетом палеомагнитных данных, указывает на раннетриасовый возраст неракарской свиты. Соответственно до подтверждения находок анизийских СПК в хараелахской свите (см. выше) неракарская свита отнесена к путоранскому горизонту нижнего триаса.

$^{40}Ar/^{39}Ar$ возраст афировых базальтов из верхней части неракарской свиты определен в $247,7 \pm 0,7$ млн лет [271], что соответствует оленёкскому ярусу.

Суммарная мощность неракарской свиты составляет 510–560 м.

Курейско-Ламская структурно-формационная зона

Курейско-Ламская СФЗ в тектоническом отношении относится к Тунгусской синеклизе. Она выделена в качестве зоны переходных разрезов между Норильско-Хараелахской и Аян-Верхнекотуйской СФЗ, т. е. между норильским и путоранским типами разреза вулканогенной толщи. Нижняя часть разреза (гагарьеостровский и тутончанский горизонты) представлена дифференцированной серией, аналогичной выделенной для Норильско-Хараелахской СФЗ, тогда как вулканиты, относимые к двурогинскому и путоранскому горизонтам, параллелизуются с соответствующими свитами Аян-Верхнекотуйской зоны. В данном разделе приведены только особенности строения разрезов, отличающие их от соседних СФЗ; литолого-петрографические и петрогеохимические характеристики пород см. в соответствующих разделах. В целом, вулканогенные образования в данной зоне изучены гораздо более детально по сравнению с Аян-Верхнекотуйской СФЗ [9, 33, 34, 47, 60, 160, 165, 174, 183, 323, 343, 344 и др.]

Ивакинская свита (P_3^{IV}). В отличие от Норильско-Хараелахской СФЗ, в Курейско-Ламской СФЗ она сложена в основном туфобрекчиями с единичными маломощными потоками андезитовых базальтов. Мощность свиты не превышает 30 м и уменьшается в южном направлении до полного выклинивания южнее р. Ирбэ.

Сыверминская, гудчихинская и хаканчанская свиты объединенные ($T_{sv} \div hk$) широко представлены в естественных обнажениях на склонах долин озер Глубокое, Кета и Хантайское, рек Лянгачи, Ирбэ и Хаканча. По сравнению с Норильско-Хараелахской зоной данный стратон отличается резким сокращением мощности гудчихинской свиты вплоть до ее полного выклинивания на большей части территории.

Сыверминская свита. Южнее оз. Глубокое продолжается увеличение мощности сыверминской свиты с севера на юг, наметившееся в Норильско-Хараелахской зоне. Мощность свиты составляет здесь обычно 140–195 м, но в районе р. Кулюмбе несколько меньше – 120–150 м. Южнее р. Ирбэ она залегает с разрывом и стратиграфическим несогласием на верхнепермских угленосных кайерканской и амбарнинской свитах. Вследствие увеличения мощности разреза появляются черты слабой дифференциации в отдельных покровах, количество которых составляет 7–13, а максимальная мощность – 35 м.

Внутри одного покрова структура базальтов может изменяться от такситоофитовой до пойкилоофитовой и даже порфировой с пойкилоофитовой основной массой, а в их кровле в массивных и миндалекаменных базальтах появляются линзы, горизонты metabазальтов лейкократовых или обогащенных оливином (Государственная, 1995).

Гудчихинская свита в Ламско-Хантайском прогибе от оз. Лама до р. Имангда имеет мощность до 80 м, южнее до р. Моген она встречается фрагментарно (главным образом южнее оз. Хантайское), очевидно, фашиально замещая туфобрекчиями хаканчанской свиты. Здесь она сложена оливинофировыми, полифировыми и плагиофировыми базальтами, реже афировыми с пойкилоофитово-интерсертальной структурой, а также горизонтами туфогенных пород, один из которых залегает в основании свиты. Потоки пикробазальтов играют резко подчиненную роль.

Базальты сложены редкими вкрапленниками измененного лабрадора An_{55-70} и основной массой, состоящей (%) из лабрадора An_{55-60} – 35–50, авгита – 23–37, оливина – 2–20, измененного стекла – до 25, сфена – 0–3 и рудных оксидов – 5–9. Оливиновые базальты верхней пачки, отличающиеся более низким отношением плагиоклаз/оливин, формируют один покров до 20–30 м мощностью.

Хаканчанская свита в Курейско-Ламской зоне слагает основной объем объединенного стратона. На склонах Сыверминского плато, в районе озер Хантайское и Кета она сложена грубообломочными гравийными, агломератовыми, лапиллиевыми туфами, туфогравелитами, содержит подчиненные покровы базальтов, иногда имеющих шаровую отдельность. Для пород свиты характерна сильная фациальная изменчивость, отсутствие устойчивых маркирующих горизонтов, пестрая окраска, присутствие разнообразных по составу обломков пород. Грубообломочный характер туфов, увеличение (по сравнению с Норильско-Хараелахской зоной) и резкие колебания их мощности свидетельствуют об эксплозивной деятельности из множества центров, которые устанавливаются в районе южного берега оз. Хантайское, южного берега оз. Кета, в среднем течении р. Ирбэ и в нижнем течении р. Хаканча, распространяясь и далее на юг, восток и северо-восток, образуя единый ареал с правобоярской свитой Аян-Верхнекотуйской зоны. Мощность хаканчанской свиты возрастает до 200–300 м при общем снижении мощности не только нижележащих, но и перекрывающих туклонской и надеждинской свит, что сближает ее с правобоярской свитой.

Стратотипический разрез хаканчанской свиты, изученный Я. И. Полькиным [181] на южном берегу оз. Хантайское восточнее устья р. Хаканча, включает в себя отложения (снизу вверх).

- | | |
|--|---------|
| 1. Туфы агломератовые с обломками гиалобазальтов, углисто-глинистых сланцев, алевролитов, аргиллитов и песчаников, переслаивающиеся с псефитовыми и слоистыми пепловыми темно-серыми туфами | 4,6 м |
| 2. Туфы агломератовые зеленовато-желтые, переслаивающиеся с глыбовыми туфами и ксенотуфами (вулканическими брекчиями) темно-серыми. Породы на 50–70 % сложены обломками разнообразных базальтов | 12,0 м |
| 3. Перерыв в обнаженности | 9,6 м |
| 4. Глыбовые туфы и ксенотуфы темно-серые, зеленоватые грубослоистые за счет неравномерного чередования слоев различной гранулометрии. Обломки (до 1,0 м в поперечнике) представлены преимущественно разнообразными базальтами, реже – терригенными породами. Цемент – литокластический туф. Присутствует грубая сортировка обломочного материала | 130,6 м |
| 5. Туфы псефитовые желто-серые с обломками пепловых туфов, реже алевролитов, аргиллитов и т. п. до 1 см, с цементированным девитрифицированным стеклом | 20,8 м |
| 6. Глыбовые туфы, аналогичные сл. 3 | 18,0 м |
| 7. Перерыв в обнаженности | 7,0 м |
| 8. Туфы псефитовые и псаммитовые светло-желтые слоистые с обломками преимущественно туфопесчаников, базальтов и вулканического стекла | 9,2 м |
| 9. Глыбовые туфы желтого цвета, аналогичные слоям 3 и 5 | 9,0 м |
| 10. Туфы, аналогичные слою 6 | 25,5 м |
| 11. Туффиты алевро-псаммитовые и алевритовые темно-серые, переслаивающиеся с туфопесчаниками. В 1,2 м от кровли собраны остатки пелеципод | 7,5 м |

Нижняя часть свиты (40 м по вертикали) здесь не обнажена. Неполная мощность свиты в разрезе – 253,8 м.

Таким образом, разрез на 70 % сложен грубообломочными пирокластическими породами с избытком вулканических бомб и лапиллей. Туффиты играют резко подчиненную роль. Однако в южном направлении, вверх по р. Хаканча происходит довольно резкая смена разреза, в котором средне- и мелкообломочные туфы, туффиты и туфогенно-осадочные породы становятся доминирующими, хотя также тяготеют к верхам свиты. Мощность свиты здесь достигает 280–290 м.

К северу от оз. Хантайское особенностью разреза свиты является локальное появление покровов базальтов при сохранении преобладания грубообломочных туфов. Впервые они отмечены в горах Буркан (восточный склон долины р. Ирбэ), где выявлены 1–3 потока шаровых лав мощностью до 7–10 м. Однако в мощных (до 260 м) разрезах северного берега оз. Кета лавы не отмечены [33]. Тем не менее, в восточном окончании Имангдинской мульды (южнее оз. Глубокое) разрез хаканчанской свиты начинает приобретать облик, характерный для Норильско-Хараелахской зоны, при сохранении повышенных мощностей. В скважинах НМ-1 и НМ-7 они составляют 134–173 м; псаммитовые разности туфов преобладают, свита содержит 5–8 потоков афировых (пойкилоофитовых) базальтов мощностью до 15 м.

Туфы хаканчанской свиты представляют собой пестроцветные породы с широко варьирующей гранулометрией и степенью сортировки обломков, с грубослоистой или массивной текстурой и плитчатой, толстоплитчатой или концентрически-скорлуповатой отдельностью. Присутствуют все разновидности по составу кластического материала – лито- витро- и кристаллокластические, а также различные переходные разности. Пепловый цемент обычно замещен карбонатом, пренитом, цеолитами и гидроокислами железа. Витро- и кристаллокластические структуры свойственны для мелкообломочных туфов, тогда как псефитовые и более грубообломочные туфы имеют литокластическую структуру.

Туффиты отличаются от туфов отчетливой слоистостью, мелкообломочной (алевро-псаммитовой) более светлой окраской и значительной примесью (от 5–15 до 40–50 %) полуокатанных и окатанных обломков разнообразного состава. Среди крупных обломков преобладают порфиновые базальты. На контакте туффитов с вышележащим потоком базальтов всегда наблюдается кирпично-красная окраска пород, обусловленная пирометаморфическим воздействием лавового потока.

Туфопесчаники преимущественно средне- и мелкозернистые, слоистые, примесь пирокластического материала в них составляет 10–50 %. Алевритовые разновидности встречаются гораздо реже.

Породы хаканчанской свиты практически повсеместно сильно преобразованы гидротермально-метасоматическими процессами, при которых развиваются хлориты, карбонаты, цеолиты, пренит, альбит, сульфиды и т. п.

Возраст хаканчанской свиты однозначно устанавливается как раннетриасовый, так как палеонтологические данные свидетельствуют о начале нового этапа в жизнедеятельности организмов. Свита содержит почти в равных соотношениях формы спор и пыльцы позднепермского и раннетриасового воз-

раста. Из раннетриасовых характерно появление *Selaginella obtusosetosa* (Lub.) var. *triassica* К.-М., *Lycopodium* sp., *Aratrisportites* sp. В районе оз. Хантайское в породах свиты обнаружен комплекс крупномерных растительных остатков *Cladophlebis kirjamkensis* Pryn., *C. lobifera* Pryn., *C. chantai-ca* Srebr., *Retinosporites(?) sibirica* Neub., *Elatocladus cylindrica* Pryn., *Voltzia* aff. *heterophylla* Brong., *Taeniopteris ensis* (Ol.), который, по определению Н. Д. Василевской и Г. П. Радченко, свидетельствует о раннетриасовом возрасте свиты.

В составе СПК характерно преобладание спор над пыльцой. Среди последней преобладают гинкгоцикадофитовые мезозойского облика: *Entyylissa cycadiformis* Naumova var. *permica* (К.-М.) Warjuch., *E. ovalis* (К.-М.) Warjuch. Для споровой части характерно присутствие форма-родов *Lycopodium*, *Osmundopsis*, *Onychites*, Selaginellaceae с преобладанием в них триасовых форм *Selaginella obtusosetosa* var. *triassica* (К.-М.), *Osmundopsis acutispinosa* (Waltz.) var. *arktica* (К.-М.), *Onychites(?) incertus* (К.-М.). В туфопесчаниках верхней части хаканчанской свиты на южном берегу оз. Хантайское найден комплекс пелеципод *Palaeanodonta* aff. *castor* (Blohw.), *P.* aff. *subcastor* Amal., *Palaemutella* sp., *Microdontella subovata* (Jones.) и др. (определение В. М. Петренко), характерный для верхней перми Кузбасса, однако он не содержит многих руководящих форм этого времени и не может однозначно свидетельствовать о позднепермском возрасте вмещающих пород [51]. С другой стороны, СПК из района озер Лама и Глубокое резко отличны от таковых из типичного тутончанского горизонта на р. Горбиачин (нет ни одного общего вида), но содержат не только индские, но и оленёкские миоспоры [24].

В соответствии с принятой СЛ-1000 для Норильской группы листов свита отнесена к тутончанскому горизонту.

Мощность хаканчанской свиты в Курейско-Ламской зоне отличается высокой изменчивостью, в целом она падает с юга на север: южнее оз. Хантайское она достигает 290 м, в долине оз. Кета – 250–260 м, а в верховьях р. Имангда составляет менее 200 м.

Суммарная мощность сыверминской, гудчихинской и хаканчанской свит в Курейско-Ламской зоне достаточно выдержана и колеблется в пределах от 300–330 м южнее оз. Глубокое до 400–450 м южнее оз. Хантайское. Такая выдержанность, так же как и в Норильско-Хараслахской зоне, объясняется тем, что увеличение мощности хаканчанской свиты компенсируется сокращением двух других свит, указывая на вероятность нередких фациальных переходов между ними.

Туклонская и надеждинская свиты объединенные (Т₁к+нд) представлены в западной части Курейско-Ламского прогиба, где они выходят на поверхность в нижних и средних частях склонов Сыверминского плато, озер Глубокое, Тоннель, Кета и Хантайское.

Туклонская свита в районе оз. Глубокое включает до 14 лавовых покровов мощностью от 4 до 27 м и до 5 прослоев туфов (от пепловых до агломератовых) и туфоалевролитов [33]. Туфогенные образования составляют не более 3 % разреза. Нижняя часть свиты сложена пойкилоофитовыми базальтами с прослоями пироксен-плагиофировых базальтов, содержащих до 3 % вкрапленников авгита Еп₃₂Wo₄₆Fs₂₂, верхняя – толеитовыми базальтами.

В южной части территории (район озер Хантайское и Кета) туклонская свита включает от 1 до 9 покровов зеленокаменных базальтов мощностью 2–15, иногда до 50 м. Прослой туфов и туфопесчаников слагают до 15 % разреза (Государственная, 1995).

Максимальная мощность туклонской свиты (до 230 м) наблюдается на южном берегу оз. Глубокое (гора Сундук). В южном направлении она постепенно падает; в разрезах скважин НМ-1 и НМ-7 она составляет 131–186 м, в западной части долин оз. Кета и Хантайское – 120 м; далее она уменьшается в восточном направлении до 80–40 м и выклинивается в районе р. Амнундакта.

Надеждинская свита представлена разрезами, в которых, по сравнению с Норильско-Хараелахской СФЗ, в южном и восточном направлениях постепенно увеличивается количество афировых базальтов и туфогенных пород, продолжая тенденцию, наметившуюся на Микчангдинской площади. Иногда (в районах озер Кета и Хантайское) в низах разреза наблюдаются шаровые лавы мощностью от 10 до 50 м.

Афировые базальты тяготеют к нижней части свиты, преобладающая часть которой сложена порфиоровыми базальтами, аналогичными вышеописанным в Икэнской мульде. Количество покровов – от 7 до 17, мощность их варьирует от 5 до 60 м. Наблюдается также широкое развитие прикровлевых лавобрекчий, но мощность миндалекаменных зон нередко увеличивается, составляя до 40–50 % мощности покровов.

Южнее оз. Хантайское (в Кулюмбинской подзоне) афировые базальты составляют 10–40 % разреза свиты. На р. Хаканча анамезиты залегают как в подошве (до 50 м мощностью), так и в кровле (до 20 м) свиты.

Афировые базальты с микроделеритовой и микрофитовой структурами сложены (%) плагиоклазом An_{42-53} – 35–60, авгитом $En_{36-42}Wo_{37-42}Fs_{16-25}$ – 20–40, оливином Fa_{47-50} – 5–9, измененным стеклом – 5–15, рудными оксидами – 2–5.

Изредка в кровле свиты отмечаются 1–3 горизонта вулканокластических пород мощностью от 2 до 20 м. На р. Хаканча количество прослоев туфов и туфогенно-осадочных пород составляет до четырех, и они составляют 10–15 % разреза надеждинской свиты.

Мощность надеждинской свиты в Кетско-Хантайской подзоне изменяется незакономерно, варьируя в пределах 160–360 м.

Суммарная мощность туклонской и надеждинской свит достаточно выдержана, варьируя в пределах 320–400 м.

Надеждинская свита (T_{1nd}) выделена в качестве самостоятельного стратиграфического подразделения в восточной половине Курейско-Ламской зоны в связи с тем, что туклонская свита выклинивается в восточном направлении, и на правобережье р. Хаканча (гора Унцан) покровы надеждинской свиты залегают на хаканчанских туффитах [343]. Надеждинские базальты широко представлены на поверхности на склонах долин озер Собачье, Няомякэн, Кета, Хантайское, обнажаясь на поверхности в краевых частях локальных вулканических депрессий – Ламской, Икондъекитской, Яшиктальской, Нирунгдинской.

Разрезы свиты в восточной части бассейнов озер Кета и Хантайское большей частью аналогичны вышеописанным и представлены 10–15 покровами порфировых и подчиненных афировых базальтов с редкими прослоями вулканокластических пород. Однако верхняя часть свиты здесь сложена пачкой из 2–8 покровов темно-серых до черных гломеропорфировых, реже полифировых базальтов, иногда с прослоями (до 11 м) туффитов и туфов. Она образует выдержанный маркирующий горизонт в кровле свиты, но западнее устья р. Токигда выклинивается. Максимальная мощность этого маркирующего горизонта (90 м) отмечена в западной части оз. Собачье. Гломеропорфировые базальты отличаются от преобладающих в свите порфировых разностей развитием крупных (до 3–8 мм) скоплений плагиоклаза, иногда совместно с пироксеном и оливином, составляющих 7–15 %.

Мощность надеждинской свиты в восточной части Курейско-Ламской СФЗ колеблется в пределах 150–230 м.

Комплекс спор и пыльцы из туффитов верхней части надеждинской свиты на северном берегу оз. Хантайское близ устья р. Кутарамакан, включающий *Todites* sp., *Acanthotriletes* sp., *Lophotriletes* aff. *inflata* (К.-М.) *Ginkgocycadophytus* К.-М. и др., определен как раннетриасовый [34], подтверждая отнесение свиты к тутончанскому горизонту.

Аянская свита (T_{1an}). В зоне переходных разрезов в Ламско-Хантайском прогибе аянская свита является практически полным аналогом моронговской, хотя с севера на юг происходит увеличение роли прослоев туфогенных пород (до 80 % в бассейне р. Хаканча), а их мощность часто составляет до 20–30 м. Кроме того, особенностью двурогинского горизонта в Курейско-Ламской зоне является фациальное замещение базальтов верхней части аянской свиты трахибазальтами, которые южнее оз. Кета залегают компактно, что позволило Я. И. Полькину в 1961 г. [182] выделить эту пачку в качестве самостоятельной юряхской свиты, которая позднее именовалась «юряхской толщей». В юго-западном углу листа R-46, в районе рек Амнундакта и Хаканча в юго-западном направлении происходит резкое увеличение прослоев вулканокластических и вулканогенно-осадочных пород, как по мощности, так и по количеству (до 80 % объема свиты), что определило выделение А. К. Кондратенко в 1953 г., а затем Ю. Г. Гором, Н. П. Головановым и Ю. Я. Лившицем в 1957 г. самостоятельной двурогинской свиты, фациально замещающей аянскую. Фациальная граница прослеживается от западного окончания оз. Хантайское к юго-западной оконечности оз. Дюпкун. Непрерывные фациальные переходы между аянской, юряхской и двурогинской свитами и их залегание в подошве выдержанного для всей рассматриваемой территории маркирующего надьянского горизонта позволяют рассматривать две последние свиты как фациальные разновидности аянской [165, 174]. Отдельные покровы трахибазальтов описаны в верхней части аянской свиты по всему ареалу развития – в верховьях р. Микчангда [288], в устье р. Ягтали [337], в Большеавамской впадине и т. д.

В качестве примера строения аянской свиты в рассматриваемой зоне приводится частный разрез, расположенный в правом борту долины р. Хаканча, в ее среднем течении [344]. Здесь на гломеропорфировых базальтах надеждинской свиты залегают (снизу вверх).

| | |
|--|------|
| 1. Туфы псефитовые и псаммитовые зеленовато-серого цвета | 19 м |
| 2. Базальты с шаровой отдельностью и долеритовой структурой | 6 м |
| 3. Базальты с долеритовой структурой | 19 м |
| 4. Базальты с пойкилоофитовой структурой | 5 м |
| 5. Базальты с интерсертально-пойкилоофитовой структурой | 8 м |
| 7. Базальты афировые | 11 м |
| 8. Базальты с интерсертально-пойкилоофитовой структурой | 6 м |
| 9. Базальты с долеритовой структурой | 2 м |
| 10. Базальты с долеритовой структурой | 10 м |
| 11. Базальты с долеритовой до пойкилоофитовой структурой | 7 м |
| 12. Туфы агломератовые, в цементе псаммитовые | 35 м |
| 13. Базальты (три покровы) с интерсертально-пойкилоофитовой структурой | 15 м |
| 14. Туфы псаммитовые, в верхней части псефитовые | 26 м |
| 15. Трахибазальты (шесть покровов от 5 до 22 м) порфиоровидные с долеритовой, интерсертальной и толеитовой структурой основной массы | 70 м |
| 16. Трахибазальты (шесть покровов по 3–9 м) гломеропорфиоровые и порфиоровые с толеитовой, реже долеритовой и гиалопилитовой структурой основной массы | 38 м |
| 17. Трахибазальты, структура гломеропорфирная, в основной массе долеритовая | 8 м |

Общая мощность разреза – 285 м.

Однако характерной особенностью аянской свиты является невыдержанность ее внутреннего строения и состава. В наиболее мощном разрезе на р. Скалистая (правый приток р. Курейка), достигающем 373 м, базальты с пойкилоофитовой и таксито-офитовой (иногда микродолеритовой) структурой присутствуют примерно в равном количестве; вулканогенно-обломочные породы составляют 15 %. Западнее, на р. Хаканча пойкилоофитовые базальты преобладают (до 50 % разреза), афировые составляют 10–30 %, осадочно-вулканогенные породы – 40 %. В средней части разреза в долине р. Эдынгдэ и к западу от нее в бассейне оз. Хантайское порфиоровые и гломеропорфиоровые базальты слагают отдельные покровы или пачки из 2–3 покровов общей мощностью до 50 м.

Пачка покровов умереннощелочных базальтоидов в верхней части аянской свиты («юряхская толща») подстилается, как правило, горизонтом витрокластических туфов и туффитов (до 30 м) и сложена трахибазальтами, реже трахиандезибазальтами и афировыми базальтами с единичными прослоями туфов и туффитов, в сумме составляющих до 10 %. Для низов разреза пачки характерны мощные покровы трахибазальтов (30–70 м) с гиалопилитовой структурой, выше залегают маломощные покровы порфиоровых трахибазальтов. Средняя мощность покровов трахибазальтов составляет 8–20 м, количество варьирует от 2 до 12. Верхние миндалекаменные зоны слагают до 30–50 % разреза и часто содержат пирит и другие сульфиды. Суммарная мощность трахибазальтовой пачки достигает 136 м.

Трахибазальты характеризуются преимущественно афировой, реже сериально-порфиоровой и порфиоровой структурой с интерсертальной, офитовой и редко таксито-офитовой структурой основной массы. Они сложены (%) плагиоклазом трех генераций (фенокристаллы An_{70-80} , An_{57-65} и в основной массе An_{44-52}) – 20–65, титанавитом $En_{32-38}Wo_{34-45}Fs_{21-27}$ – 15–36, оливином

Fa₄₇₋₆₀ – 2–8, титаномагнетитом – 4–12, биотитом – 1–4, апатитом – до 1, анортоклазом – 1; мезостазис составляет 5–50.

По химическому составу умереннощелочные базальтоиды верхней части аянской свиты относятся к низкоглиноземистым мезократовым трахибазальтам калиево-натриевой серии и существенно отличаются от окружающих их базальтов нормального ряда, обнаруживая сходство с породами ивакинской свиты (табл. 2). Они характеризуются высокими содержаниями титана, железа, марганца, фосфора, щелочей, свинца, цинка, бария, рубидия и низкими глинозема, магния, кальция, меди, кобальта, хрома, никеля [343]. Однако по сравнению с умереннощелочными базальтоидами ранней стадии вулканизма (ивакинской свитой) щелочность их низкая и в ряде случаев формально даже недостаточна, чтобы отнести породу к умереннощелочному ряду; при этом, по содержанию калия и фосфора они превосходят большую часть ивакинских базальтоидов и соответственно значительно отличаются пониженным Na/K отношением.

В разрезах с существенным преобладанием вулканокластических и вулканогенно-осадочных пород, относимых к двурогинской свите, присутствуют в подчиненном количестве афировые базальты (в низах разреза) и трахибазальты (до 3 покровов в верхней части разреза суммарной мощностью до 35 м); местами – маломощные прослои известняков, гипсов и ангидритов. Для вулканогенно-осадочных пород характерна резкая латеральная изменчивость, что затрудняет прослеживание отдельных слоев даже на небольшие расстояния. Единственная относительно выдержанная пачка, трассируемая на большей части площади, залегает в кровле как собственно аянской свиты (базальтоидов нормального ряда), так и умереннощелочных базальтов юряхской толщи и в разрезах «двурогинской свиты», перекрываясь гломеропорфировыми базальтами надъаянского маркирующего горизонта. Мощность ее колеблется от 20 до 80 м. Пачка сложена в нижней части преимущественно туфами мелкообломочными, реже псефитовыми и даже агломератовыми; характерен цеолитовый цемент. В верхней половине ее преобладают мелкообломочные туффиты, а в кровле нередко залегают ритмичнослоистые вулканические песчаники и алевролиты, среди которых на водоразделе озер Хантайское и Дюпкун наблюдаются линзы (до 2–3 м) серых и красновато-серых известняков.

В других интервалах разреза аянской свиты осадочно-вулканогенные породы образуют менее протяженные горизонты и линзы, располагающиеся в разрезе незакономерно и контрастно варьирующие по мощности. На участках развития агломератовых туфов их мощность может достигать 100 м, фиксируя прижерловые фации.

Мощность аянской свиты колеблется в пределах 260–400 м. Максимальные мощности установлены в северо-восточной части Курейско-Ламской зоны (озера Дюпкун, Хантайское, Кутарамакан), уменьшаясь в южном–юго-западном направлении. Обычными являются резкие колебания мощностей вследствие деятельности многочисленных палеовулканов и локальных размывов.

Многочисленные органические остатки, собранные из туффитов и вулканогенно-осадочных образований аянской свиты в районе оз. Хантайское (отпечатки растений *Tersiella* ex gr. *serrata* Srebr., *Cladophlebis* sp., *Coniopteris* sp.

и др., остатки двустворок и остракод), характеризуют возраст вмещающих пород как раннетриасовый (двурогинский горизонт). В то же время, флористические и спорово-пыльцевые комплексы из прикровлевого вулканогенно-обломочного горизонта, подстилающего надъаянский маркирующий горизонт в бассейне озер Хантайское, Хаканча и Дюпкун, характерны для путоранского горизонта нижнего триаса [322, 343]. Таким образом, по мнению этих исследователей, границу двурогинского и путоранского горизонтов следует проводить в верхней части разрезов аянской и моронговской свит, по подошве пачки трахибазальтов (юряхской толщи). Тем не менее, большое количество проходящих форм, известных в растительных сообществах из нижележащих слоев двурогинского горизонта, свидетельствует о постепенной смене флористических комплексов и условности выделения указанных горизонтов [343].

Хоннамакитская свита (T_1hm), на отдельных участках расчленяется на нижнюю и верхнюю подсвиты.

Нижнехоннамакитская подсвита (T_1hm_1) сложена преимущественно гломеропорфиrowыми и порфиrowыми базальтами с долеритовой, интерсертально-пойкилоофитовой и толеитовой структурой основной массы. На Хантайско-Дюпкунской площади, по данным Б. М. Струнина и др. [344], базальты с микродолеритовой структурой основной массы составляют 20–30 % разреза подсвиты, с пойкилоофитовой – 30–50 %; афировые базальты – до 20 %, локально развиты шаровые лавы (в основании свиты на южном берегу оз. Хаканча и на р. Прав. Анадыкан), туфы, туффиты, туфопесчаники и туфоалевролиты, а также известняки.

Мощность надъаянского маркирующего горизонта варьирует от 40 до 110 м; при этом в западной части площади он состоит из 4–5 покровов, а южнее оз. Хантайское выклинивается, и разрез хоннамакитской свиты начинается с пачки гломеропорфиrowых и плагиофиrowых базальтов с пойкилоофитовой структурой основной массы, иногда с шаровидной отдельностью. Выше надъаянского горизонта на большей части площади разрез подсвиты сложен пачкой маломощных (до 25–35 м) покровов гломеропорфиrowых и плагиофиrowых базальтов с пойкилоофитовой структурой основной массы. Всего в составе подсвиты наблюдается до 17 покровов базальтов и один горизонт пирокластических или вулканогенно-осадочных пород. Для всех покровов характерны мощные (35–75 % мощности) верхние миндалекаменные зоны.

В ряде разрезов (озера Дюпкун и Хантайское) на базальном покрове залегают пачка туфопесчаников и туфоалевролитов, в средней части которой развит горизонт брекчиевидных известняков полосчатых пестроокрашенных мощностью до 4–6 м. В верхнем течении правого притока р. Дапту (северный приток оз. Хантайское) непосредственно выше кровли надъаянского горизонта закартирована линза глыбовых, агломератовых и лапиллиевых туфов мощностью 90–100 м, прослеженная по латерали на расстоянии 5–6 км.

Мощность нижнехоннамакитской подсвиты на водоразделе озер Кета, Хантайское и Дюпкун составляет 200–320 м, в юго-западной части оз. Дюпкун и в бассейне оз. Хаканча – 150–230 м, уменьшаясь в юго-западном направлении.

Верхнехоннамакитская подсвита (T_1hm_2) по строению близка к нижнехоннамакитской, представляя собой новый цикл вулканической деятельности, но отличается более высоким участием афировых базальтов, слагающих до 30 % разреза. При этом роль гломеропорфировых разновидностей существенно возрастает на южных берегах озер Хантайское и Хаканча. Тефроиды и известняки слагают линзы и прослои обычно толщиной до 2–3 м, количество и мощность которых возрастает в юго-западном направлении. В бассейне оз. Хаканча горизонт известняков в основании свиты достигает мощности 20–30 м, что говорит о бассейновых условиях осадконакопления.

Разрез подсвиты повсеместно начинается с делочинского маркирующего горизонта (25–70 м), сложенного 1–3 мощными покровами плагиофировых, гломеропорфировых и афировых базальтов, часто с тонкостолбчатой веерной отдельностью, или такситоофитовых и пойкилоофитовых – с грубой столбчатой отдельностью, и завершается пачкой пестроокрашенных осадочно-вулканоогенных пород с линзами известняков. В бассейне оз. Хантайское мощность делочинского горизонта достигает 100 м, в районе оз. Кета – 160 м. Выше залегает пачка маломощных (4–48 м) покровов (от 5 до 14) с пойкилоофитоинтерсертальной и таксито-офитовой структурами и редкими покровами анамеситов (в западной части зоны) или плагиофировых базальтов (в восточной части). Мощность подсвиты колеблется от 160 до 380 м (максимальная – в восточной части оз. Хантайское и в долине р. Хантайка).

Туфогенные породы представлены чаще всего мелко- и среднеобломочными витрокластическими туфами красного цвета, однако наиболее верхний горизонт в кровле свиты сложен вулканоогенно-осадочными породами (преимущественно туфопесчаниками).

Общая мощность хоннамакитской свиты остается достаточно выдержанной на всей площади, поскольку уменьшение мощности одной из подсвит компенсируется увеличением мощности другой и составляет в среднем 480–520 м. Максимальная мощность наблюдается в бассейне р. Хантайка (до 700 м).

Неракарская свита (T_1nr) слагает наиболее высокие водоразделы в восточной и юго-восточной частях площади, однако южнее р. Курейка занимает большую часть территории, фиксируя максимально прогнутую часть крупного палеовулканического прогиба. Разрез свиты относительно выдержан по площади и, как и в Аян-Верхнекотуйской зоне, представлен образованиями двух вулканических циклов, слагающих соответственно нижненеракарскую и верхненеракарскую подсвиты.

Нижненеракарская подсвита (T_1nr_1) сложена как плагиофировыми и гломеропорфировыми с микродолеритовой и пойкилоофитовой структурой основной массы, так и афировыми базальтами. В наиболее полном разрезе подсвиты (в долине оз. Дюпкун на западных склонах горы Люма) мощность ягталейского горизонта составляет 150–160 м. Он включает два покрова гломеропорфировых базальтов с микродолеритовой структурой основной массы (45–50 и 60 м), разделенные покровом афировых базальтов с такситоофитовой структурой в центральной части (45 м) и пачкой туфопесчаников (12 м). Верхняя часть (15–17 м) горизонта сложена пестроокрашенными мандельштейнами с линзами и блоками (3–5 м в поперечнике) массивных базальтов. Выше залегают чередующиеся маломощные (6–16 м) покровы (до 12)

гломеропорфировых и пойкилоофитовых базальтов суммарной мощностью около 100 м, причем пойкилоофитовые разности сложены преимущественно миндалекаменными зонами.

Мощность нижненеракарской подсвиты достаточно выдержана в Хантайско-Дюпкунском районе (230–310 м), но мощность ягтальйского горизонта падает в восточном направлении до 80–100 м и менее. К северу, в районе оз. Глубокое мощность подсвиты падает до 110–160 м.

Верхненеракарская подсвита (T_1n_2) близка по строению к нижненеракарской, отличаясь большей ролью афировых базальтов и особенно туфогенных пород, которые в некоторых разрезах слагают 30–35 %. Последние представлены в основном туфопесчаниками, туфоалевролитами и туфоаргиллитами, реже туфами и туффитами, слагающими линзы и прослои мощностью 2–15 м. Горизонт подобных пород мощностью 15–20 м завершает разрез свиты.

Агитканский маркирующий горизонт, залегающий в основании подсвиты, по строению сходен с ягтальйским и состоит из 1–3 покровов, иногда с прослоями осадочно-вулканогенных пород. Мощность его составляет 60–100 м, увеличиваясь в целом в южном направлении. Выше залегают чередующиеся покровы пойкилоофитовых и подчиненных олигогломеропорфировых базальтов (до 15 покровов мощностью до 30 м). Мощность подсвиты в верховьях р. Эндэ достигает 490 м, а суммарная мощность neraкарской свиты – 560 м.

Северо-сибирская структурно-формационная область

Присутствие вулканогенной толщи, близкой по составу и возрасту к развитой на Сибирской платформе, в основании Енисей Хатангского регионального прогиба устанавливается как по ряду косвенных экстраполяций (например, увеличению мощности ряда стратонов вулканогенной толщи Среднесибирского плато в северном направлении), так и по комплексу геофизических данных и разрезам отдельных параметрических скважин. Однако о составе толщи возможно судить лишь по разрезам скважин Влч-1 и Влч-2 на Волочанской нефтегазопроисследовательской площади.

Туфолавовая толща ($P_3-T_1?tl$). Вулканогенные образования пересечены скв. Влч-1 в инт. 2384–2674 м. Вследствие ограниченности kernового материала, представленного как зеленовато-серыми, темно-серыми базальтами, участками с миндалекаменной текстурой, так и туфами и туфогенно-осадочными породами (туфопесчаниками, туфоалевролитами), эти образования рассматриваются в качестве нерасчлененной туфолавовой толщи мощностью 290 м. Вместе с тем, по сейсмическим данным мощность эффузивных и терригенных отложений триаса в центральной части Рассохинского мегавала увеличивается в западном направлении и, возможно, достигает 1 км; в то же время, в южном направлении триасовые отложения, вероятно, характеризуются резким сокращением мощности или даже выклиниваются на борту Рассохинского мегавала [348].

К северо-востоку от рассматриваемой территории сходные по составу вулканогенные образования, вскрытые скв. Лгт-361 под триасово-меловым

чехлом Енисей-Хатангского прогиба, условно сопоставлены с шайтанской и зверинской свитами вятского–индского возраста [56]. По аналогии как с этими образованиями, так и с вулканитами Тунгусской синеклизы, вскрытая в скв. Влч-1 туфолавовая толща условно отнесена к татарской перми–раннему триасу.

Средне-верхнетриасовые отложения ($T_{2-3}(?)$) вскрыты глубокими скважинами на Тундринской (Тнд-1, инт. 2144–3010 м) и Волочанской (Влч-1, инт. 1598–2384 м, Влч-2, инт. 1448–2176 м) нефтегазоразведочных площадях. Во втором случае они подстилаются вулканогенной толщей предположительно раннетриасового возраста. Разрез состоит из трех крупных пачек (снизу вверх).

1. Алевролиты, в различной степени глинистые, аргиллиты, мелко-среднезернистые полимиктовые песчаники, иногда известковистые, тонко переслаивающиеся между собой и содержащие конкреционные прослои и отдельные конкреции песчаных и глинистых известняков. В скв. Тнд-1 по всему разрезу встречаются растительный детрит, иногда стволы деревьев, редко – обрывки листьев. Мощность пачки – 200–280 м.

2. Неравномерное грубое переслаивание серых, темно-серых алевролитов, зеленовато-серых песчаников и редких аргиллитов. Наблюдаются растительный детрит, карбонатные конкреции. В верхах разреза присутствуют глинистые и глинисто-сидеритовые конкреции, в песчаниках появляется косая слоистость. Мощность пачки – 230–342 м.

3. Тонкое переслаивание темно-серых, нередко углистых, алевролитов, глинистых в различной степени, с подчиненными прослоями аргиллитов и вулканомиктовых песчаников. Содержат обильный растительный детрит. Мощность – 188–430 м.

Из низов разреза верхней пачки определены морские двустворки *Myophoria cf. laevigata* Zieten., являющиеся проходящей триасовой формой [284]. Споры и пыльца из указанного интервала, по заключению В. Д. Короткевич, имеют более древний облик, чем из раннеюрских отложений, и более молодой, чем из раннетриасовых образований. Спорово-пыльцевой комплекс имеет черты сходства с установленным из немцовской свиты верхнего триаса (мыс Цветкова на востоке п-ова Таймыр). В средней толще разреза скв. Влч-1 найдены остатки остракод *Darwinula* sp.

Сходные по строению и составу разрезы вскрыты скважинами к западу от рассматриваемой территории на левобережье Енисея, где отнесены к тампейской серии [53], что нельзя считать удачным в отношении используемого термина, так как на Тампейской нефтегазоразведочной площади вскрыт их неполный разрез (38 м) [51]. При составлении ГТК-1000 второго поколения средне-верхнетриасовые отложения, вскрытые скв. Тнд-1, названы тундринской толщей. В центральной и восточной частях Енисей-Хатангского прогиба сходные разрезы охарактеризованы триасовыми СПК [56]. Принимая во внимание, что описываемые терригенные породы залегают стратиграфически выше туфолавовой толщи, раннетриасовый возраст которой принят повсеместно как в пределах прогиба, так и в прилегающих районах Сибирской платформы, они рассматриваются как нерасчлененные образования среднего–позднего триаса.

Видимая мощность условно средне-верхнетриасовых осадочных отложений составляет в скв. Влч-1 786 м (полная мощность), в Тнд-1 – 866 м (не-

полная мощность). По данным сейсморазведки (Н. Е. Котт и др., 1974, 1975 гг.) в пределах Балахнинского вала (к северо-востоку от изучаемой территории) мощность аналогичных отложений – около 1200 м.

ЮРСКАЯ И МЕЛОВАЯ СИСТЕМЫ

Юрские и меловые отложения на площади исследований выполняют крупную мезозойскую депрессию – Енисей-Хатангский региональный прогиб (ЕХРП).

Юрско-меловой терригенно-осадочный комплекс, в соответствии с районированием, принятым в Норильской СЛ для листа R-46, относится к Лено-Енисейской структурно-формационной области (СФО).

По особенностям строения и состава разрезов стратотипы верхнеюрско-меловых и палеогеновых отложений рассматриваются в Усть-Енисейской и Хетской структурно-формационных зонах (СФЗ).

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Юрская система представлена всеми ярусами нижнего, среднего и верхнего отделов. В нижней юре выделены зимняя, левинская, шараповская, китербютская свиты, в пограничных ниже-среднеюрских отложениях – надояхская свита. Средняя юра представлена лайдинской, вымской, леонтьевской, малышевской и точинской свитами, а верхняя юра – сиговской свитой. Яновстанская и букатыйская свиты имеют пограничный позднеюрский–раннемеловой возраст. Разрезы ниже- и среднеюрских отложений на листе и сопредельных площадях вскрыты только глубоким бурением в пределах Рассохинского мегавала в скважинах (с запада на восток) Рассохинская 1 (Рсх-1), Тундровая 1 (Тнд-1) и Волочанские 1, 2 (Влч-1, 2). Верхнеюрско-меловые отложения изучены как глубоким бурением по скважинам Среднепясинские 1, 2 (Спс-1, 2) в южном борту Агапского прогиба и в скв. Рсх-1 на западном замыкании Рассохинского мегавала (за западной рамкой листа), так и по керну картировочных скважин и обнажениям вдоль южного борта ЕХРП. При этом, расчленение разрезов юрско-меловых отложений в скважинах глубокого бурения выполнено по материалам геофизических исследований скважин (ГИС), которые, хотя и не восполняют отсутствие кернового материала, но дают возможность по разрезу скважин отстроить грубую литологическую колонку с разделением отложений на преимущественно глинистые или песчаные, а по каротажным диаграммам провести корреляцию разрезов.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Зимняя свита (J_1z) названа по поднятию Зимнее (р. Мал. Хета). Выделена в 1968 г. коллективом авторов [11]. Стратотип установлен в скв. 1-Р Семеновская в инт. 2748–2569 м [229]. На рассматриваемой территории свита вскрыта в неполном объеме на Тундрово-Волочанском мезовале в скважинах

Влч-1, 2 и Тнд-1. Свита здесь без видимого несогласия перекрывает породы триаса. Она сложена светло-серыми, буровато-серыми песчаниками с прослоями и пачками алевролитов и аргиллитоподобных глин, содержащих рассеянную гальку кварца, кремня, осадочных и изверженных пород. Характерны многочисленные мелкие обугленные растительные остатки, конкреции пирита и сидерита. На стандартном каротаже свита достаточно уверенно отделяется от вышележащей глинистой лайдинской свиты повышенными значениями и более расчлененным характером кривой КС. По кривой ПС зимняя свита отличается от глинистой лайдинской свиты и нижележащих доюрских пород наличием отрицательных аномалий, свидетельствующих о появлении в разрезе песчаных и алевролитовых пластов [311].

В скв. Влч-1 в инт. 1600–1410 м разрез свиты представлен переслаиванием песчаников и алевролитов с редкими прослоями аргиллитов. Песчаники серые мелкозернистые полевошпатовые, кварцевые массивные, прослоями слоистые, с глинистым и карбонатным, углисто-глинистым цементом. Алевролиты серого и темно-серого цвета, полевошпатово-кварцевого состава. Цемент преимущественно глинистый, реже карбонатно-глинистый, слоистый. Аргиллиты серые, в различной степени алевролитистые, углистые, слоистые. Присутствуют верхнеплинсбахские остракоды *Ogmoconchella* cf. *olenekensis* (Gerke et Lev). Вскрытая мощность – 190 м.

В скв. Тнд-1 зимняя свита вскрыта в инт. 2144–1791 м. В отдельных интервалах керна наблюдаются следующие разновидности пород:

инт. 2140–2137 м. Алевролиты глинистые темно-серые, с мелкими углистыми остатками, крепкие, с многочисленными зеркалами скольжения; углы наклона слоев до 25° (возможно, это косая слоистость);

инт. 2076–2071 м. Песчаники мелкозернистые с прослоями аргиллитов; косослоистые с углистыми включениями и с редкими гальками. Угол наклона слоев – до 5°;

инт. 2011–2009 м. Аргиллиты темно-серые крепкие, участками сидеритизированные, с налетом пирита по плоскостям напластования и песчаники мелко-среднезернистые серые с тонковолнистой текстурой, с текстурами взмучивания, примесью глинистого материала, единичным гравием (до 1 см) карбонатов и аргиллитов. Присутствуют мелкие обломки обугленной древесины.

Вскрытая мощность зимней свиты в скв. Тнд-1 составляет 353 м.

Генезис свиты соответствует группе фаций прибрежной аллювиальной равнины, временно заливаемой морскими водами. Песчаные отложения связаны с грубозернистыми фациями временно действующих потоков, которые образовывали глубокие русла, выполненные плохо отсортированными песчано-алевритовыми породами с прослоями конгломератов и галек, с подчиненным количеством глинисто-алевритовых пород, содержащих тонкие прослои углей, углистых аргиллитов. Для этих отложений характерна косая и линзовидная слоистость. Отложения фаций лайд, маршей представлены преимущественно глинисто-алевритовыми осадками, в которых песчаный материал распределен неравномерно, в виде тонких горизонтальных прослоев. В них встречаются углистые глины, обугленные растительные остатки, оолиты сидерита, доломит. Текстура пород комковатая, тонкогоризонтальнослоистая. Редкие раковины двустворок и фораминифер свидетельствуют о периодиче-

ских ингрессиях моря [305]. В скв. Тнд-1 возраст зимней свиты обоснован комплексом фораминифер с *Ammodiscus asper* (Terg.), *Trochammina lapidosa* Gerke et Sossip., *Marginulina subamica*, *Glomospira* ex gr. *gordialis* и другими видами, типичными для зоны JF5, *Trochammina lapidosa*, *Frondicularia dubiel-la* низов верхнего плинсбаха [168], а также спорово-пыльцевым спектром, характерным для нижнеюрских отложений [340].

Возраст свиты – геттанг–начало позднего плинсбаха. В последнее время были получены данные, согласно которым в разрезах побережья моря Лаптевых (мыс Цветкова, Анабарская губа) нижняя часть свиты имеет позднетриасовый возраст [131, 219]. Мощность свиты в пределах листа по скважинам и по построениям на Тундрово-Волочанском валу и в Агапском прогибе варьирует от 150 до 400 м и выклинивается на южном борту Енисей-Хатангского прогиба.

Левинская свита (J₄lv) названа по пос. Левинские Пески Красноярского края. Выделена Н. И. Байбародских, А. А. Булынниковой, Г. Н. Карцевой и З. З. Ронкиной в 1967 г. Стратотип вскрыт в скв. 10-Р Малохетская в инт. 2197–2136 м [201]. Левинская свита, как и подстилающая ее зимняя свита, вскрыта на Тундрово-Волочанском мезовале в скважинах Влч-1, 2 и Тнд-1. Отложения свиты отсутствуют на бортах ЕХРП.

По каротажу свита отличается от подстилающих и перекрывающих отложений зимней и шараповской свит монотонным характером кривой ПС, обладающей высокими значениями, и пониженными значениями кривой КС, что в целом характерно для глинистых горизонтов юры [311].

В скв. Влч-1 в инт. 1410–1158 м разрез свиты представлен аргиллитами с прослоями алевролитов, в основном глинистых. Цвет пород темно-серый до черного. Вскрытая мощность – 252 м.

Осадконакопление левинской свиты происходило в период трансгрессии бассейна в условиях мелководного шельфа, где формировались фации алевропелитовых отложений [305].

В скв. Тнд-1 из левинской свиты определен комплекс фораминифер с *Trochammina* ex gr. *inflata* (Mont.), *Marginulina arctica* Schleif., *Marginulinopsis ventrosa* Schleif., *Dentalina* ex gr. *gloria* Schleif., характерный для верхнего плинсбаха [340].

Возраст свиты на основании находок двустворок, фораминифер, по спорово-пыльцевому комплексу определяется как позднеплинсбахский, но по присутствию в нижней части свиты ряда скважин фораминифер зоны JF3 [168] можно сделать вывод о некотором возрастном скольжении нижней границы свиты, и ее нижняя часть в некоторых разрезах может относиться и к верхней части нижнего плинсбаха.

Мощность свиты в пределах листа по скважинам на Тундрово-Волочанском валу варьирует от 200 м (Тнд-1) до 250 м (Влч-1) и выклинивается на южном борту ЕХРП.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Шараповская, китербютская и надояхская свиты объединены (J₁₋₂šr÷nd) выделены на листе по скважинам Тнд-1 и Влч-1 вместо джангодской свиты.

Шараповская свита первоначально выделена в качестве нижней толщи джангодской свиты [11, 19]. Позднее ее было предложено рассматривать как отдельную шараповскую свиту [71] со стратотипом в скв. Малохетская-10-Р (инт. 2136–1907 м). Соответственно в стратиграфические схемы был введен шараповский горизонт. Шараповская свита согласно перекрывает левинскую и выклинивается на южном борту ЕХРП. По каротажным диаграммам, разрез шараповской свиты сходен с разрезом зимней свиты и отличается от выше- и нижележащих глинистых отложений более амплитудными колебаниями кривых ПС и КС [311].

В скв. Влч-1 в инт. 1158–916 м к шараповской свите отнесено переслаивание алевролитов, глинистых алевролитов и песчаников мощностью 242 м. В скв. Тнд-1 свита вскрывается в инт. 1592–1359 м (233 м). Из этого интервала определены фораминиферы *Trochammina inusitata* Schleifer, *T. cf. lapidosa* Gerke et Sossip., *Verneuilinoidea pudica* (Schleif.) позднеплинсбахского возраста. По данным Б. Л. Никитенко [168], самые верхи шараповской свиты в скв. Тнд-1 относятся к фораминиферовым зонам JF4 и JF8, и самые верхи плинсбаха в этой скважине, вероятно, отсутствуют.

Свита представлена мелководно- и прибрежно-морскими отложениями с остатками морской фауны. Верхняя граница свиты проведена по подошве глинистого маркирующего китербютского горизонта и совмещается с границей плинсбаха и тоара.

Китербютская свита является аналогом тогурской свиты с доказанными нефтематеринскими свойствами в пределах Западно-Сибирской плиты и выделена вместо среднеджангодской подсвиты. В качестве стратотипа свиты, так же как и одноименного горизонта, принята средняя толща джангодской свиты, выделенной по Малохетской скв. 10-Р [11, 197, 256]. Она представлена монотонной толщей аргиллитов или глин тонкоотмученных, в прослойках часто битуминозных. На Тундрово-Волочанском валу свита вскрыта в скважинах Влч-1 (мощность 42 м) и Тнд-1 (мощность 40 м).

В скв. Влч-1 свита в инт. 916–874 м представлена аргиллитами темно-серыми, реже до черных, горизонтальнослоистыми.

По каротажу свита уверенно отличается от перекрывающих и подстилающих ее отложений и является реперным уровнем для отложений нижней юры. Китербютская свита характеризуется понижением значений кривой КС и повышенными значениями ПС, в общем характерных для глинистых толщ. Кривая КВ в интервале китербютской свиты имеет повышенные значения и отличается сильно расчлененным характером. По радиоактивному каротажу свита характеризуется некоторым повышением значений кривой ГК и понижением значений НГК, что отражается на диаграммах как «сближение» кривых [311].

По генезису свита рассматривается как глинистая толща, сформированная в морских и прибрежно-морских условиях. Возраст свиты – нижний тоар.

Надояхская свита выделена вместо верхнеджангодской подсвиты [71]. В качестве стратотипа принята верхняя толща джангодской свиты, выделенной в Малохетской скв. 10-Р [11].

В скважинах Влч-1 и Тнд-1 свита имеет мощность соответственно 384 и 355 м. Она представлена мелководно-морскими, дельтовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами.

По каротажу свита отличается повышенными значениями и более амплитудным характером кривой КС. По кривой ПС надояхская свита отличается от нижележащей китербютской свиты и вышележащей лайдинской наличием отрицательных аномалий, характерных для песчано-алевролитовых пластов. В целом надояхская свита сходна по характеру каротажных кривых с шараповской и зимней свитами [311].

В скв. Влч-1 в инт. 874–490 м к свите отнесена толща переслаивающихся серых и темно-серых алевролитов, аргиллитов и их переходных разностей. Отмечаются единичные прослои мелкозернистых песчаников.

В скв. Тнд-1 из надояхской свиты определен комплекс фораминифер тоара–нижнего аалена с *Ammodiscus glutaceus* Gerke et Sossip., *Verneuillinoidea syndaschoensis* Scharov.

Возраст объединенных шараповской, китербютской и надояхской свит принимается как конец позднего плинсбаха–ранний аален и установлен по определениям двустворок, фораминифер, аммонитов, белемнитов, спорово-пыльцевому комплексу за пределами площади листа и по фораминиферам из кернa скв. Тнд-1.

Мощность объединенных свит на листе достигает 650 м, они выклиниваются на борту прогиба.

Средний отдел

В среднеюрское время рассматриваемая территория представляла собой морской бассейн, к которому с юга и с севера примыкали аккумулятивные равнины Средне-Сибирской и Таймырской суш [305].

Трансгрессия, начавшаяся в конце средней юры и развивавшаяся в поздней юре во всем Бореальном бассейне, захватила почти 1,5 млн км² территории Западной Сибири. Нижняя граница слоев, фиксирующих начало общебореальной трансгрессии, ныне датируется верхами верхнего бата [197]. Почти повсеместно, где развиты морские образования самого нижнего из верхнеюрских – васюганского горизонта, в разрезах на границе с подстилающими образованиями устанавливается базальный песчаный пласт, часто содержащий остатки морской фауны, но плохо отличающийся на каротажных диаграммах от пласта Ю2 в кровле малышевского горизонта. В современных схемах он рассматривается как пласт Ю20 и выделяется в качестве пахомовской пачки [8, 311].

Лайдинская свита (*J₂d*) названа по р. Бол. Лайда в низовьях Енисея. Выделена Н. И. Байбародских и др. в 1967 г. [11, 201]. Стратотип вскрыт в скв. 10-Р Малохетская в инт. 1907–1845 м. Свита представлена аргиллитами, аргиллитоподобными глинами с редкими прослоями алевролитов и песчаников. Нижняя граница свиты фиксируется по резкой смене песчаников надояхской свиты серыми аргиллитоподобными глинами.

В скв. Влч-1 свита вскрыта в инт. 490–428 м (мощность 62 м) и в скв. Тнд-1 – в инт. 970–904 м (мощность 66 м).

По стандартному каротажу свита характеризуется высокими значениями кривой ПС и пониженными значениями кривой КС, что позволяет уверенно выделять свиту в разрезе. В целом характер лайдинской свиты по каротажу сходен с характером глинистой левинской свиты [311].

Лайдинская свита может рассматриваться в качестве маркирующего горизонта вблизи границы ниже- и среднеюрских отложений.

На время накопления лайдинской свиты на всей территории Енисей-Хатангского регионального прогиба установился морской режим. Бассейн мелководный (группа фаций мелководного шельфа, глинистые фации) с неуравновешенным гидродинамическим режимом. Морская вода в прибортовых зонах имела несколько повышенную соленость [11].

Мощность лайдинской свиты на Тундрово-Волочанском валу составляет 60–70 м, а на замыкании Рассохинского мегавала, в скв. Рсх-1 (за западной рамкой площади) увеличивается до 180 м; на южном борту ЕХРП свита выклинивается.

Свита отвечает интервалу от верхней части нижнего до низов верхнего аалена [168]. Ааленский возраст свиты обоснован комплексами двустворок слоев с *Dacryomya gigantea*, *Retroceramus* ex gr. *elegans* и *Arctotis lenaensis*. Из микрофауны здесь распространены фораминиферы, характерные для зоны JF14 *Verneuilinoides syndascoensis*, являющейся прекрасным реперным уровнем, а также для зон JF16 *Astacolus zwetkovi* и JF17 *Lenticulina nordvicensis* [168, 311]. В пределах листа свита палеонтологического обоснования не имеет.

Лайдинская свита является стратиграфическим аналогом радомской под-свиты новогодней свиты или салатской свиты Обь-Тазовской фациальной области [256]. Из этого вытекает важный вывод о региональном распространении глинистой толщи. Одновременно она служит региональной покрывкой, контролирующей большое число пластово-сводовых залежей нефти и газового конденсата в различных районах Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции [348].

Вымская свита (J_2vm) названа по оз. Вымское (район пос. Ермаково), выделена Н. И. Байбародских, А. А. Булыниковой, Г. Н. Карцевой и З. З. Ронкиной в 1967 г. [201]. Стратотип вскрыт в скв. 10-Р Малохетская в инт. 1845–1736 м. Ее нижняя граница устанавливается по появлению мощных песчаных слоев, залегающих согласно на подстилающей лайдинской свите. Свита представлена чередованием пачек песчаников, алевролитов и аргиллитов. Верхняя часть свиты более песчаная. Мощность однородных пластов песчаников не превышает 25–30 м, монотонных глинистых пачек – 10 м. Повсеместно отмечается неравномерная карбонатизация песчаников, общая известковистость отдельных разностей достигает 45 %. Алевролиты плохо и среднеотсортированные, волнисто-косослоистые, с обильными включениями углефицированных органических остатков. По плоскостям напластования встречаются намывы углистого детрита, светлой слюды, обломки обугленной древесины. Для отложений характерна разнообразная слоистость, преобладает косая, линзовидноволнистая, реже горизонтальная, часто наблюдаются текстуры взмучивания и смещения осадков. Встречаются редкие двустворки плохой сохранности [305]. Возраст свиты (и выделяемого в Западной Сибири

одноименного горизонта) определен главным образом по находкам двустворок и фораминифер на севере Западной Сибири [256].

В скв. Влч-1 в инт. 428–112 м вымская свита представлена переслаивающимися песчаниками и алевролитами с прослоями аргиллитов. Песчаники серые мелкозернистые слабосцементированные с глинистым, прослоями карбонатным цементом. Вскрытая мощность – 316 м, выше залегают четвертичные отложения.

В скв. Тнд-1 вымская свита вскрывается в инт. 904–665 м (мощность 239 м), перекрывается глинами леонтьевской свиты. Из верхней части свиты в этой скважине определены фораминиферы и остракоды, характерные для зон JF18 и JO9 нижнего байоса [168].

За западной рамкой листа, в скв. Рсх-1 мощность вымской свиты составляет 150 м. Разрез не меняется.

Характер свиты по каротажным кривым в целом сходен с характером нижележащих зимней, шараповской и надояхской свит песчано-алевролитоглинистого состава и уверенно отделяется от выше- и нижележащих глинистых отложений более амплитудным характером кривых ПС и КС [311].

На время накопления вымской свиты граница аллювиальной прибрежной равнины расширилась. Осадконакопление происходило в прибрежной части моря в пределах приливно-отливной равнины [305].

Возраст свиты по спорово-пыльцевым комплексам принимается позднеааленско-раннебайосским [348]. На площади работ свита палеонтологическое обоснования не имеет.

Мощность вымской свиты изменяется в широких пределах – от 150 до 320 м, свита выклинивается на южном борту ЕХРП.

Леонтьевская свита (J_2ln) названа по о. Леонтьевский на р. Енисей. Выделена Н. И. Байбародских, А. А. Булынниковой, Г. Н. Карцевой и З. З. Ронкиной в 1967 г. [201]. Стратотип вскрыт в скв. 10-Р Малохетская в инт. 1736–1629 м. Нижняя граница свиты установлена в основании глинистой толщи, сменяющей вверх по разрезу песчано-алевритовые отложения вымской свиты. В скважинах Рсх-1 и Тнд-1 леонтьевская свита представлена морскими буровато-серыми тонкоотмученными аргиллитоподобными глинами и аргиллитами со звездчатыми глендонитовыми конкрециями. Глинисто-алевритовые отложения чрезвычайно изменчивы как по разрезу, так и простиранию, имеют характерные флюидальные текстуры. Песчаники наблюдаются в виде редких и маломощных прослоев, содержащих рассеянные желваки пирита, многочисленные карбонатные конкреции, глендониты и обугленные растительные остатки [123].

На стандартном каротаже свита отличается монотонной, слаборасчлененной кривой ПС, имеющей высокие значения. Кривая КС отличается от выше- и нижележащих малышевской и вымской свит меньшей степенью расчлененности и более низкими значениями [311]. При этом многие предыдущие исследователи утверждают, что «на Тундровой площади верхи леонтьевской свиты размыты и перекрываются породами раннемелового возраста» [311]. По интерпретации Л. М. Бурштейна (2007 г.), леонтьевская свита выделена в инт. 653–520 м, с размывом несогласно перекрыта нижнехетской свитой. Но фактического обоснования это утверждение не имеет, поскольку в скв. Тнд-1

до глубины 520 м идет обсадка и, соответственно, каротаж не работает. По нашей интерпретации, на основе корреляции со скв. Рсх-1 и построения разреза вдоль оси вала с запада на восток через скважины Рсх-1–Тнд-1–Влч-1 (рис. 6), леонтьевская свита выделяется в инт. 665–260 м и перекрывается малышевской свитой.

Единственный интервал отбора керн в этом диапазоне глубин находится на глубине 630,2–623,0 м, а в разбивке при первичной документации леонтьевская свита выделена в инт. 653–384 м и перекрыта малышевской свитой.

В скв. Тнд-1 в леонтьевской свите обнаружен нижнебайосский комплекс фораминифер (зона JF20 по данным [168]) с *Trochammina praesquamata* Mjatl., *Geinitzinita crassata* Gerke. В свите также определены двустворки: *Meleagrinnella decussata* (Goldf.) (вид-индекс слоев с *M. decussata*, *Tancredia oviformis* нижнего байоса), *Tancredia subtilis* Lah.; КФ: *Trochammina praesquamata*–*Marginalina septentrionalis*; СПК. Пласт ЮЕ₅. Возраст – байос [123].

Мощность свиты на листе R-46 достигает 400 м, на борту прогиба свита выклинивается.

Малышевская свита (J_{2ml}) названа по пос. Малышевка в низовьях р. Енисей. Название предложено Н. И. Байбародских, А. А. Булыниковой, Н. Х. Кулахметовым в 1966 г. для выделенной В. Н. Саксом и З. З. Ронкиной в 1957 г. [213] «толщи батских светло-серых, почти белых интенсивно каолинизированных часто комковатых песчаников, светлоокрашенных алевролитов и аргиллитоподобных глин, содержащих многочисленные обугленные растительные остатки, конкреции сидерита, реже пирита, линзы и пропластки углей, ходы илоедов». В свите часто встречаются звездчатые глендониты. Стратотип вскрыт в разрезе скв. 10-Р Малохетская в инт. 1629–1470 м. Свита залегает согласно на леонтьевской свите, граница с которой фиксируется по смене глинистых пород существенно песчаными; перекрывается трансгрессивно вышележащими осадками.

Малышевская свита отличается от перекрывающей ее точинской и подстилающей леонтьевской свит резким изменением характера каротажных кривых. Кривая КС принимает сильно расчлененный, «пилообразный» характер. Кривая ПС характеризуется наличием большого числа отрицательных аномалий, иногда достигающих нулевых или единичных значений, соответствующих песчаным и алевролитовым пластам.

Наиболее амплитудной является верхняя часть свиты. Поведение кривых КС и ПС в нижней части свиты носит более «спокойный» характер. Кривая КС имеет менее амплитудный характер, а по кривой ПС в низах свиты обычно выделяется мощный песчаный пласт (до 45 м), характеризующийся наиболее низкими значениями каротажной кривой. Свита уверенно прослеживается на всей территории исследования, и ее выделение не вызывает больших сложностей [311], но на территории листа R-46, на Тундрово-Волочанском валу, где предыдущими исследователями малышевской свите отказано в существовании, единственная скв. Тнд-1 не имеет каротажных диаграмм до глубины 520 м, а вот по разбивке при первичном описании (1968 г.) в инт. 384–50 м малышевская свита выделена. Кроме того, В. С. Скундин [340] при выделении малышевской свиты в скв. Балахнинская 2 (Блх-2) опирается на данные бурения скв. Тундровая 1 (Тнд-1) и делает вывод, что малышев-

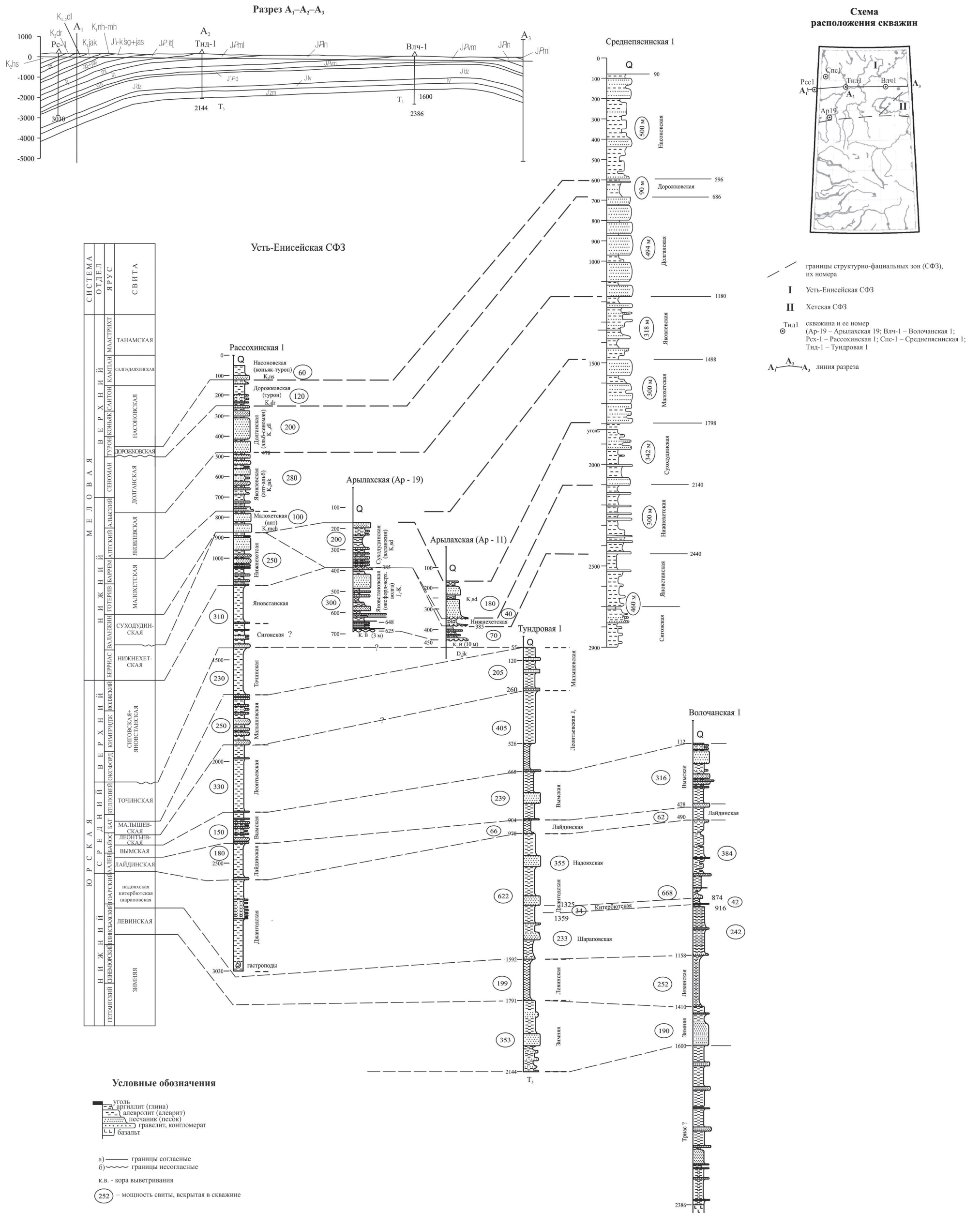


Рис. 6. Схема корреляции разрезов юры и мела листа R-46.

ская свита «выходит в ядре Волочанской брахиантиклинали». При этом из отложений, выделенных в малышевскую свиту в скв. Блх-2, Н. В. Шаровской и З. В. Лутовой определен комплекс фораминифер позднебайосского–батского возраста, а В. А. Захаровым определены двустворки, позволяющие датировать отложения изученного интервала поздним байосом [340]. Нами малышевская свита выделяется в верхней части разреза скв. Тнд-1 в инт. 260–55 м, мощность ее оценена в 205 м, по построению на основе корреляции со скв. Рсх-1 (рис. 6), где малышевская свита имеет мощность 250 м, нижняя и верхняя границы обоснованы как литологическим описанием керна, так и находками фауны. На борту прогиба она выклинивается.

Для территории исследований в малышевское время характерны группы фаций приливо-отливных равнин и лагун. Свита охарактеризована верхнебайосскими аммонитами *Cranoccephalites* sp. (скв. Рсх-1, гл. 1820 м) [229], а также фораминиферами *Recurvoides anabarensis*–*Globulina praecircumphlua* и СПК. Пласты ЮЕ₂–ЮЕ₄. Возраст – поздний байос–ранний(?) бат [197]. На листе палеонтологического обоснования не имеет. Мощность свиты в пределах листа изменяется от 0 до 250 м.

Трансгрессия, начавшаяся в конце средней юры и развивавшаяся в поздней юре во всем Бореальном бассейне, захватила почти 1,5 млн км² территории Западной Сибири. Нижняя граница слоев, фиксирующих начало общебореальной трансгрессии, ныне датируется верхами верхнего бата [197]. Почти повсеместно, где развиты морские образования самого нижнего из верхнеюрских – васюганского горизонта, в разрезах на границе с подстилающими образованиями устанавливается базальный песчаный пласт, часто содержащий остатки морской фауны, но плохо отличающийся на каротажных диаграммах от пласта Ю₂ в кровле малышевского горизонта.

В современных схемах он рассматривается как пласт Ю₂⁰ и выделяется в качестве пахомовской пачки [8, 197, 311].

Точинская свита (J₂t₆) названа по пос. Точино Красноярского края. Выделена в 1966 г. Н. И. Байбародских, А. А. Булынниковой, Н. Х. Куламетовым как выдринская свита; стратотип установлен в инт. 1470–1425 м разреза Малохетской скв. 10-Р [201]. Морские глинисто-алевритовые отложения свиты, распространенные в пределах всех площадей района и весьма выдержанные по литологической и фаунистической характеристикам, трансгрессивно перекрывают разновозрастные подстилающие толщи. Нижняя граница почти повсеместно фиксируется базальным пластом Ю₂⁰ (4–10 м) слабо отсортированных песчаников и алевролитов. Его подошва близка к изохронной, а возраст кровли изменяется в пределах келловейского века с увеличением стратиграфического объема на сводах и валах [197]. Свита представлена преимущественно темно-серыми алевритистыми глинами. На значительной площади в средней части разреза отмечаются прослойки алевролитов и песчаников (пласт СГ₈).

Осадки иногда биотурбированы, содержат конкреции пирита, растительный детрит. К сводам поднятий и в обрамлении в составе свиты возрастает роль песчано-алевролитовых пород. В этих же районах она часто выпадает из разреза. На листе свита не вскрыта, и только вблизи западной рамки листа, в скв. Рсх-1 точинская свита выделена в инт. 1670–1440 м, мощность ее – 230 м.

Она представлена алевролитами серыми, большей частью сильноглинистыми, прослоями песчанистыми, неясноволнисто- и косослоистыми, местами линзовиднослоистыми, наблюдаются лапчатые гнезда антраконита. В верхней половине разреза встречаются прослои серых, светло-серых известковистых песчаников, в нижней – прослои серых и темно-серых слюдистых глин. В отдельных частях разреза встречаются многочисленные двустворки. В скв. Рсх-1 (гл. 1561 м) Н. В. Шаровской выделен комплекс фораминифер с *Kutsevelia memorabilis* и *Trochammina rostovzevi*, характерный для верхнего бата-нижнего келловоя [201], возраст уточнен по данным [168]. Породы охарактеризованы аммонитами: *Longoceras cf. nikitini* (Sokolov), *Longaeviceras stenolobum* (Sokolov), *Platylongoceras novosemelicum* (Bodyl.), *Cadoceras* (? *Arcticoceras*) sp. indet.; КФ *Dorothia insperata*–*Trochammina rostovzevi*, *Kutsevelia memorabilis*–*Ammobaculites borealis* и спорово-пыльцевыми комплексами. Возраст – поздний бат–келловей [197]. На листе R-46 органические остатки не выявлены.

Мощность свиты на листе R-46 принята по построению и по аналогии с листом R-45 – от 0 до 250 м.

ВЕРХНЯЯ ЮРА–МЕЛ

Данный этап развития территории характеризуется завершением трансгрессии моря на границе юры и мела, отличаясь существенным количеством внутриформационных перерывов и установлением латеральной зональности распределения осадков. Накопление существенно глинистых или алевроитопесчаных осадков обусловило выделение различных структурно-фациальных зон. Нижнемеловые осадки отличаются значительной пестротой фациального состава (неоком), убыванием вверх по разрезу количества глинистых пород, синхронным возрастанием доли континентальных образований и существенной угленасыщенностью (апт–сеноман). Для верхнемеловых осадков характерны, как правило, довольно устойчиво прослеживающиеся на значительной территории стратоны, сформировавшиеся на западе преимущественно в морских, а на востоке (куда море проникло лишь в сантон-кампане) в лагунно-континентальных условиях [123]. В пределах листа на этом уровне выделяются Усть-Енисейская и Хетская структурно-фациальные зоны (вместо одноименных стратиграфических районов – по данным [123]). При этом Усть-Енисейская зона охватывает большую часть территории распространения юрско-меловых отложений в пределах листа R-46 и характеризуется значительными мощностями существенно глинистых отложений. Хетская зона в пределах листа занимает незначительную площадь в юго-западном углу распространения юрско-мелового чехла и характеризуется сокращенными мощностями алевроитопесчаных отложений. В Усть-Енисейской СФЗ верхнеюрско-меловые отложения вскрыты в Агапском прогибе скважинами Среднепясинская 1, 2 (Спс-1, 2), на южном борту Дудыптинского прогиба – серией картировочных скважин на Арылахской площади [293, 335] и сразу за западной рамкой листа, на погружении Рассохинского вала – скв. Рассохинская 1 (Рсх-1). В Хетской СФЗ, в пределах территории исследований, верхнеюр-

ские–нижнемеловые отложения изучены только по периферии бассейна осадконакопления на южном борту ЕХРП в разрозненных коренных выходах по р. Хета. А на погружении, в седловине, в зоне сочленения Дудыптинского и Жданихинского прогибов, расчленение меловых отложений выполнено по аналогии с листом R-47.

Усть-Енисейская структурно-формационная зона

ЮРСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ– МЕЛОВАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

В пределах листа в Усть-Енисейской СФЗ на этом стратиграфическом уровне нами выделяются сиговская и яновстанская свиты объединенные ($J_3-K_1sg+jas$).

Сиговская свита названа по р. Сиговая. Свита выделена на совещании по предварительному рассмотрению унифицированной и корреляционных схем мезозоя Западно-Сибирской низменности в 1966 г. Н. И. Байбародских, А. А. Булынниковой, Н. Х. Кулахметовым со тратотипом в Туруханской опорной скв. 1-Р в интервале 2540–2260 м [3, 12, 201]. Нижняя граница проводится по подошве песчаного пласта, перекрывающего согласно аргиллиты точинской свиты. В прибортовых участках нормальное залегание сменяется трансгрессивным: отложения с размывом и, очевидно, угловым несогласием ложатся на различные горизонты палеозоя. Верхняя граница скользит от нижнего кимериджа до середины средневожского подъяруса. Разрез представлен серыми, зеленовато-серыми в различной степени глауконитовыми песчаниками и алевролитами с редкими прослоями темно-серых и серых аргиллитоподобных глин. В северном направлении наблюдается глинизация верхней части и замещение песчаных прослоев алевролитами, а затем глинами, сливающимися с вышележащими отложениями яновстанской свиты. Осадки часто имеют сокращенные мощности и иногда вовсе отсутствуют на сводах структур [123].

Яновстанская свита названа по с. Янов-Стан Красноярского края. Выделена Н. И. Байбародских, А. А. Булынниковой, А. Н. Резановым в 1965 г. со стратотипом в скв. 1-Р Туруханская в инт. 2260–2032 м [201]. Голостратотип установлен в скв. 1-Р Долганская в инт. 1330–1880 м. Ее нижняя граница, скользящая от низов кимериджского яруса до низов вожского яруса, устанавливается по смене зеленовато-серых песчаников и алевролитов темно-серыми глинистыми породами, а верхняя – по появлению алевроито-песчаных пород и не всегда отчетлива. Соотношение с подстилающими образованиями сиговской свиты характеризуются как согласным, так и несогласным наложением. Свита сложена темно-серыми, почти черными глинами и алевролитами, содержащими пачки и прослой темно-серых часто глауконитовых песчаников [123].

На листе R-46 в скв. Спс-1 в инт. 2900–2440 м вскрыта преимущественно глинисто-алевролитовая толща с редкими прослоями песчаников, предположительно юрского возраста. Глины и алевролиты от серых до темно-серых сло-

дистые, слоистые, плотные, плитчатые. Песчаники мелкозернистые слюdistые, часто глинистые серые, светло-серые, встречаются преимущественно в нижней части разреза. Эта часть разреза по скв. Спс-1, мощностью 460 м, нами выделена в качестве объединенных сиговской и яновстанской свит. При этом к сиговской свите отнесена нижняя часть разреза (2900–2700 м) с прослоями песчаников, а к яновстанской – верхняя, преимущественно глинистая темно-серая. Перекрывается глинисто-алевритистыми отложениями, относимыми к нижнехетской свите раннемелового возраста.

По разбивке Л. Л. Кузнецова [305] в скв. Спс-1 в инт. 2900–2728 м выделена гольчихинская свита (J_2-K_1), но в отчете Т. Б. Трубиной [348] в инт. 2790–2690 м выделена яновстанская свита.

На погружении Рассохинского вала, в скв. Рсх-1, по материалам бурения (1966 г.) нами предлагается выделение сиговской свиты в инт. 1440–1360 м и яновстанской свиты в инт. 1360–1130 м (рис. 6). Здесь, в инт. 1413,2–1391,1 м по описанию керна вскрыты алевролиты слюdistые, глинистые и песчанистые (в шлифе определены как песчаник мелкозернистый кварцево-полевошпатовый), серые с линзами известняков и известковистых алевролитов, с двустворками. Из этого интервала был выделен комплекс ниже-среднеоксфордских фораминифер с *Trochammina oxfordiana*, изученный Н. В. Шаровской [229]. В инт. 1181,0–1165,3 м залегают глины (в шлифе – аргиллит алевритистый) темно-серые до черных слюdistые, неяснослоистые, прослоями алевритистые или песчанистые с редкими (до 1 м по мощности) прослоями глинистых известняков. Присутствуют многочисленные остатки тонкостенных двустворок. В данном интервале был встречен комплекс фораминифер с *Haplophragmoides canuiformis* и *Ceratocanris ambitiosus*, характерный для верхнего оксфорда–нижнего кимериджа [229], в настоящее время это слои с *H. canuiformis*, JF39. Мощность сиговской и яновстанской свит объединенных в данном разрезе составляет 310 м.

Этот же разрез в инт. 1466–1138 м по разбивке Т. Б. Трубиной [348] мощностью 328 м выделен в сиговскую свиту, на которой залегают нижнехетская свита. В разбивке у Л. Л. Кузнецова [305] в скв. Рсх-1 в инт. 1466–1377 м выделена сиговская свита, а в инт. 1377–1138 м – яновстанская.

В южном борту Дудыптинского прогиба сиговская и яновстанская свиты вскрыты рядом картировочных скважин [293, 335]. Здесь сиговская свита с размывом залегают на образованиях коры выветривания и несогласно перекрыта яновстанской свитой. Представлена она сильно дислоцированными песчаниками разнозернистыми с лептохлоритом и глауконитом, с углефицированными растительными остатками, прослоями аргиллитов и алевролитов. Мощность составляет от 0 до 40 м.

В составе яновстанской свиты здесь преобладают слаболиффицированные алевролиты и аргиллиты серых тонов, с прослоями мелкозернистых песков и песчаников. Характерно присутствие пирит-марказитовых конкреций, обилие углефицированных растительных остатков и отсутствие лептохлорита и глауконита. Яновстанская свита по периферии бассейна осадконакопления с размывом ложится на все подстилающие отложения и с размывом перекрывается нижнехетской, суходудинской и малохетской свитами. Мощность яновстанской свиты здесь варьирует от 50 до 400 м. Из отложений, относимых к

яновстанской свите, в южном борту Дудыптинского прогиба (из скв. Арылахская 46) определены двустворчатые моллюски *Buchia* cf. *mosquensis* (Buch.), указывающие на их волжский возраст [336].

Мощность объединенных сиговской и яновстанской свит в пределах листа меняется от 50 до 700 м, исходя из вышеприведенных разрезов и по построению (рис. 6) с использованием сейсморазведочных данных.

Возраст сиговской и яновстанской свит объединенных, в соответствии с серийной легендой, по положению в разрезе и на основании определения находок фауны двустворок, аммонитов и белемнитов принимается оксфордским–волжским, хотя в отдельных районах нижняя граница сиговской свиты проходит в верхнем келловее, а верхняя граница яновстанской свиты – внутри рязанского яруса [168].

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

По постановлению МСК, вып. 29 [184] верхневолжский подъярус целиком сопоставляется с нижней частью берриаса, однако такой вариант корреляции не согласуется с имеющимися палеомагнитными и биостратиграфическими данными [18, 204, 252], согласно которым подошве берриаса соответствует уровень внутри зоны *Nodiger*. В настоящее время совместным решением Юрской и Меловой комиссий МСК принято включить в ОСШ волжский и рязанский ярусы параллельно с титоном и берриасом.

Рязанско-готеривские отложения формировались в условиях общей регрессии, на фоне которой было несколько трансгрессивных моментов, с убыванием вверх по стратиграфической вертикали глинистых пород, с одновременным увеличением доли континентальных образований. В апт-альбское время развития Западной Сибири (в том числе и в Усть-Енисейском районе) широкое развитие получили существенно континентальные отложения с редкими прослоями морского генезиса [326].

Нижнехетская свита (*K_{1nh}*) названа по р. Ниж. Хета. Выделена Н. И. Байбародских, А. А. Бульниковой, Г. Н. Карцевой и З. З. Ронкиной в 1967 г. Стратотип установлен в разрезе скв. 10-Р Малохетская в инт. 895–690 м [201]. В стратотипе нижняя граница, по всей видимости, проходит в нижней части рязанского яруса (по находкам *Surites*), а верхняя проходит внутри раннего валанжина (по присутствию *Nikitinoceras* (*Temnoptichites*) cf. *syzranicus* (Pavl.) в инт. 730–738 м (определение В. И. Бодылевского, Н. И. Шульгиной, 1958 г. [16]).

Свита залегает согласно на яновстанской или с размывом на более древних породах. Сложена преимущественно алевrolитами и аргиллитами, неравномерно известковистыми. Песчаные и алеврито-песчаные разности имеют подчиненное значение. Породы серого и зеленовато-серого цвета с тонкими прослоями обугленного растительного детрита, встречаются глауконит и пирит. Для отложений характерны сложные виды косой слоистости, обусловленной совместным воздействием волн и течений, встречаются деформационные текстуры, шарики глин, обилие фауны различной сохранности [305].

В пределах листа R-46 свита вскрыта на южном борту Агапского прогиба в скв. Спс-1 в инт. 2440–2140 м. Здесь она залегает согласно на яновстанской свите и согласно же перекрыта суходудинской свитой, представлена в верхней части преимущественно глинистыми отложениями с прослоями песчаников, иногда крепких, известковистых. В нижней части увеличивается количество алевритистых пород. Вскрытая мощность – 300 м.

За западной рамкой листа, в скв. Рсх-1, на погружении Рассохинского мегавала нижнехетская свита также согласно залегает на яновстанской свите, но с размывом перекрыта малохетской свитой. Здесь она имеет мощность 250 м.

В прибортовой части Дудыптинского прогиба, по данным картировочного бурения [335], нижнехетская свита зачастую размыта полностью.

Свита относится к прибрежно-морскому комплексу, группе фаций литорали, представленных фациями глин с линзами баров, валов, отмелей, разрывных течений [305].

В скв. Ар-11 в нижнехетской свите обнаружены единичные фораминиферы *Dentalina* sp., *Glomospirella* sp. и др., в составе палинологических комплексов преобладают споры *Coniopteris*. Возрастные границы свиты – рязанский регионарус–ранний валанжин.

Мощность свиты составляет до 40 м в южном борту ЕХРП и превышает 300 м в погруженных частях прогиба.

Суходудинская свита (*K_{sd}*) названа по р. Сухая Дудинка в низовьях р. Енисей. Выделена Н. И. Байбародских, А. А. Булыниковой, Г. Н. Карцевой и З. З. Ронкиной в 1967 г. со стратотипом в разрезе скв. 10-Р Малохетская (интервал глубин 690–389 м). Следует отметить, что в стратотипе свиты находки макрофауны не указывались [16]. Песчано-алевролитовые морские и прибрежно-морские отложения свиты залегают согласно на подстилающей нижнехетской свите. Однако в прибортовых участках площади фиксируется их трансгрессивное налегание на нижнехетские и яновстанские образования. Нижняя граница проводится по подошве первого мощного пласта песчаника, верхняя – по резкому увеличению содержания песчаных пород и появлению пропластков бурого угля. По всему разрезу отмечаются конкреции пирита и сидерита, обугленные растительные остатки [123].

В разрезе суходудинской свиты выделяется до 15 пронцаемых пластов, разделенных глинистыми перемычками [305].

В скв. Спс-1 свита вскрыта в инт. 2140–1798 м, мощность – 342 м; представлена часто переслаивающимися песчаниками, алевролитами, аргиллитоподобными глинами. Породы глинистые, слюдистые серого и темно-серого цветов, крепкие. В верхней части встречаются углистые прослои и включения углефицированного детрита.

Вблизи западной рамки листа в скв. Рсх-1 и в междуречье Кумга–Тальми [335] суходудинская свита размыта полностью в предмалохетское время и устанавливается только в низовьях р. Икон, где ее мощность изменяется от 150 до 200 м.

На Арылахской площади [293] свита по обильным палеонтологическим остаткам отнесена к валанжинскому–готеривскому ярусам, хотя определенный из скв. Ар-28 А. С. Турбиной вид *Buchia* cf. *volgensis* (Lah.) характерен для рязанского яруса, а выше не встречается, поэтому не исключено, что со-

ответствующий интервал с находкой фауны должен быть отнесен к нижнехетской свите.

В соответствии с Норильской СЛ [123], свита датируется ранним валанжином–ранним готеривом.

Мощность свиты в пределах листа варьирует в пределах 0–200 м в прибортовых частях ЕХРП и увеличивается на погружении до 300 м и более.

Малохетская свита (*K₁mh*) названа по р. Мал. Хета; выделена В. Н. Саксом и З. З. Ронкиной в 1957 г. [213]. Стратотип вскрыт в Малохетской скв. 1-Р (инт. 383–698 м). Преимущественно согласная нечеткая нижняя граница с суходудинской свитой (трансгрессивное налегание на нее наблюдается на погружении Рассохинского мегавала на его западном замыкании), фиксируемая по смене существенно глинистых отложений песчанистыми, имеет скользящий характер, поднимаясь от нижнего готерива в Туруханском районе до верхнего готерива – в Усть-Енисейском [123]. В прибортовых участках района свита залегает на размывтой поверхности подстилающих отложений вплоть до различных горизонтов яновстанской свиты.

Свита сложена преимущественно песчаниками с подчиненным содержанием алевролитов и алевритистых аргиллитов. В глинистых и алевритистых пачках, мощность которых меняется от 5 до 25 м, отмечаются прослои и пропластки бурых углей мощностью до 2 м. Присутствуют линзы и прослои мелкогалечных конгломератов и гравелитов. Проницаемые породы образуют прослои и пачки мощностью от 5 до 60 м.

На большей части территории ЕХРП выделяется дельтовый комплекс, представленный фациями надводной равнины, а в Центрально-Таймырском мегапрогибе – прибрежно-морской комплекс фаций. На Рассохинском мегавалу выделяется только верхняя часть надводной дельтовой равнины (дельтовые протоки, русловые отмели, пойменные глины) [305].

В скв. Спс-1 малохетская свита выделена в интервале глубин 1798–1498 м, представлена преимущественно песчаниками слюдистыми, глинистыми серыми, светло-серыми, с прослоями алевролитов и глин аргиллитоподобных серых и темно-серых, за счет намывов углистого материала. Ее вскрытая мощность – 300 м.

В скв. Рсх-1 малохетская свита преимущественно песчаная, мощность ее, по разным данным, около 100–120 м.

На Тальми-Кумгинской площади [335], по данным картировочного бурения на южном борту ЕХРП, малохетская свита выделена в ряде скважин, где она представлена песчаниками слаболитифицированными средне-мелкозернистыми светло-серыми с прослоями алеврито-глинистых пород и с горизонтом конгломератов в основании. Отмечаются сидеритовые конкреции, кремне-древесина и пропластки угля. Ложится она с размывом на различные горизонты яновстанской и суходудинской свит, а перекрывается четвертичными отложениями. Мощность вблизи северного склона Сибирской платформы изменяется от 0 до 133 м.

Возрастной диапазон – от низов готерива до низов апта – принимается по положению в разрезе, в соответствии с серийной легендой [123] и по данным со смежного с запада листа R-45. На рассматриваемом листе свита палеонтологического обоснования не имеет.

Мощность свиты в пределах листа меняется от 0 до 133 м в краевой части ЕХРП и увеличивается от 180 до 400 м в его погруженных частях.

Нижнехетская, суходудинская и малохетская свиты объединенные ($K_{1nh=mh}$) выделены на северном склоне Гундрово-Волочанского вала, где масштаб карты и условия залегания не позволяют выделить эти три свиты как самостоятельные подразделения. Разрез объединенных свит представлен чередованием песков и песчаников каолинизированных, алевролитов, алевроитов и глин. Возраст объединенных свит принимается в интервале рязанский век–ранний апт.

Суходудинская и малохетская свиты, кроме того, охарактеризованы палеонтологическими данными на пограничной с запада Северо-Хараелахской площади на листе R-45, где изучены материалы картировочного бурения [311, 326]. Здесь определены представительные комплексы фораминифер и выделены три палинокомплекса, позволяющие установить возраст от раннего валанжина до баррема. Встречен обугленный растительный детрит, обломки раковин двустворчатых моллюсков, редкие белемниты, трубки *Dentalium* sp. и горизонтальные следы жизнедеятельности *Planolites* sp. Мощность объединенных свит – около 500 м.

Яковлевская свита (K_{1jak}) названа по р. Яковлевка. Свита выделена В. Н. Саксом и З. З. Ронкиной в 1957 г. [213]. Стратотип установлен в Яковлевской скв. 1-Р в инт. 1310–752 м. Нижняя согласная граница проводится по резкой смене песчаных образований малохетской свиты глинистыми (серые глины и алевролиты с прослоями каолинизированных песчаников), содержащими многочисленные пропластки углей, растительные остатки и обломки обугленной древесины. В прибортовых участках образования свиты трансгрессивно перекрывают различные горизонты юрско-меловых отложений и с явным угловым и стратиграфическим несогласием ложатся на различные горизонты палеозоя [123].

В пределах листа свита вскрыта только в скв. Спс-1 в инт. 1498–1180 м, где представлена переслаивающимися между собой глинами, песчаниками и алевролитами с преобладанием глинистых разностей. Глины слюдястые серые, темно-серые вязкие, аргиллитоподобные. Песчаники слюдястые мелкозернистые серые, светло-серые, слабо сцементированные глинистым цементом, с прослоями крепких известковистых разностей. Алевролиты серые плотные. В глинистых разностях пород часты углистые прослои и включения углистого материала.

Возраст по положению в разрезе и в соответствии с серийной легендой [123] принимается от среднего апта до среднего альба.

Вблизи западной рамки листа, в скв. Рсх-1 яковлевская свита имеет мощность 280 м. Мощность свиты на листе изменяется от 180 до 500 м и установлена по построению в разрезах с учетом данных сейсмопрофилирования [348, 349].

НИЖНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Долганская свита (K_{1-dl}) названа по поднятию Долганское в низовьях р. Енисей, где она была выделена в 1957 г. В. Н. Саксом и З. З. Ронкиной

[213] по разрезам пройденных здесь скважин. Стратотип установлен в разрезе скв. 117-К Долганской поисковой площади в интервале глубин 502–227 м. Свита залегает согласно с подстилающими глинисто-алевролитовыми отложениями яковлевской свиты, граница с которой проводится по подошве зеленоватых глауконитовых песков. На сводах структур и вблизи их обрамления кровля размыта в предчетвертичное время [123]. Сложена она песками и слаболитифицированными песчаниками с редкими прослоями глин и алевролитов. Алеврито-глинистые породы слагают невыдержанные по мощности и простирацию пласты, доля которых увеличивается в погруженной части прогиба [123, 311].

В разрезе долганской свиты выделяются до девяти продуктивных пластов УВ. Немногочисленные залежи УВ и нефтегазопроявления за пределами листа обнаружены в прикровельной и приподошвенной частях свиты, где отмечается повышенное содержание глинистых пропластков, которые могут служить локальными флюидоупорами [311].

В скв. Спс-1 свита установлена в инт. 1180–686 м и имеет вскрытую мощность 494 м при углах падения более 5°. Разрез ее здесь аналогичен стратотипу.

В скв. Рсх-1 при субгоризонтальном залегании мощность долганской свиты составляет около 200 м.

На смежных листах свита охарактеризована спорово-пыльцевыми комплексами, позволяющими отнести ее к среднему альбу–сеноману.

Мощность долганской свиты в пределах листа R-46 по построению в разрезах принята в диапазоне 160–380 м, уменьшаясь на бортах структур и увеличиваясь на погружении.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Генетическая характеристика отложений верхнего мела довольно однообразная. Раннемеловая регрессия сменилась обширной туронской трансгрессией, и формирование верхнемеловых отложений происходило в условиях чередования кратковременных трансгрессий и регрессий моря. Залегание пород в основном согласно [305].

Дорожковская свита (K_2dr) названа по оз. Дорожка (бассейн р. Турухан). Свита выделена А. А. Булыниной, Н. И. Байбародских, А. Н. Резановым в 1964 г. со стратотипом в скв. 23-К Туруханского профиля в инт. 365–252 м [3]. Нижняя трансгрессивная граница достаточно четко устанавливается по смене нижележащих песчаных отложений долганской свиты зеленовато- и буровато-серыми глинисто-алевролитовыми с крайне редкими прослоями серых, зеленовато-серых песков и песчаников мощностью до 1,5 м. В основании – фосфоритовый горизонт [123].

На листе R-46 дорожковская свита фиксируется только в скв. Спс-1 в интервале глубин 686–596 м. Разрез ее преимущественно глинистый темно-серого цвета, и только в верхней части встречаются прослои светло-серых мелкозернистых песчаников.

За пределами листа свита охарактеризована двустворками *Inoceramus labiatus* Schloth., *I. cf. labiatus* Schloth., *I. opalensis* Bose, *Lopatina jennisae*

Schm. и др., а также КФ: *Gaudryina filiformis* Berth. и спорово-пыльцевыми комплексами. Возраст – позднесеноманский–раннетуронский [197].

На погружении Рассохинского мегавала за западной рамкой листа, в скв. Рсх-1 мощность дорожковской свиты составляет 120 м. В пределах листа по построению она менее 150 м.

Насоновская свита (K_2ns) названа по пос. Насоновск, выделена в 1971 г. Г. Н. Карцевой, З. З. Ронкиной и Е. П. Колокольцевой [108]. Стратотипическая местность – район пос. Насоновск, низовья р. Енисей. Свита залегает преимущественно согласно с подстилающей дорожковской свитой, граница с которой устанавливается по смене глинистых отложений нижнего турона алеврито-песчаными породами с фауной турона–коньяка [123].

Свита представлена преимущественно алевролитами, переслаивающимися с пачками и прослоями глин, песков и песчаников, иногда ракушнякав и фосфоритов. По всему разрезу встречаются конкреции сидерита, рассеянная вкрапленность пирита, зерна глауконита, разнообразные фораминиферы и двустворки. Пески нередко обогащены глауконитом. Песчаники и алевролиты имеют глинистый, карбонатный или фосфатно-глауконит-карбонатный цемент [305].

В скв. Спс-1 насоновская свита установлена в верхней части разреза и перекрыта четвертичными отложениями. Представлена переслаивающимися алевролитами, песками, глинами, реже песчаниками слабоизвестковистыми. Вскрытая мощность ее здесь – около 500 м, но учитывая, что скважина расположена на борту прогиба, истинная мощность по построению составляет 400 м.

К югу от Тундрово-Волочанского вала верхнемеловые отложения впервые были выделены В. Н. Саксом в 1942 г. по р. Икон на основании данных спорово-пыльцевого анализа. Последующими работами [319] они были выделены в насоновскую свиту и изучались в эрозионных уступах рек Икон, Кумга, Тальми и др. западнее границы листа. Насоновская свита здесь представлена плохосортированными алеврито-глинистыми песками бурого, зеленовато-серого цвета с конкрециями и прослоями фосфоритов, с остатками двустворок и аммонитов. Видимая мощность – до 30 м. По левому берегу р. Тальми, в расчистке [319] из песков В. В. Махлиной были определены *Inoceramus* cf. *interruptus* Schm., *Lopatina* cf. *jenissea* Schm., *Mytilus longeolatus* Sow., *Alaria sotnicowi* Schm., характеризующие возрастной интервал от турона до сантона [335]. Возраст свиты принимается в объеме среднего турона–сантона на основании определения фаунистических остатков и в соответствии с серийной легендой.

Накопление насоновской свиты происходило в прибрежно-морских условиях на приливно-отливных равнинах.

Мощность насоновской свиты на листе устанавливается по построению в диапазоне 150–400 м.

Салпадаяхинская свита (K_2sl) названа по р. Салпадаяха в низовье р. Енисей (другое название «салпадинская», изменено в 2008 г. [185]). Свита выделена в 1977 г. со стратотипом по р. Салпадаяха в объеме ранее выделявшейся верхней подсвиты мессояхской свиты. В целом она имеет согласные соотношения с подстилающей насоновской свитой, характеризуется алеврито-глинистым составом с резким преобладанием глин [185, 196].

В пределах территории листа выполняет верхнюю часть разреза меловых отложений Центрально-Таймырского мегапрогиба и вскрытых разрезов не имеет.

По данным, приведенным в материалах по пограничному листу S-46 [54], сложена она преимущественно глинами с прослоями алевритов. Глины светло-серые, серые, обогащены оолитами и бобовинами лептохлоритовых железных руд, в основании – фосфатный горизонт. Алевриты серые, зеленовато-серые, прослоями глауконитовые, со стяжениями фосфатов и сидерита. Возраст свиты условно датируется кампанским веком.

Мощность по разрезу – 150 м.

Танамская свита (K_2tn) названа по р. Танама и выделена Н. И. Байбародских, А. А. Булынниковой, Е. И. Колокольцевой в 1967 г. [201]. Стратотип установлен в 1978 г. в разрезе Большехетской скв. 14-БХ в инт. 184–83,5 м. На листе она распространена в наиболее прогнутой части Центрально-Таймырского мегапрогиба, и разрезы ее не изучены. Преимущественно согласная нижняя граница с салпадаяхинской свитой устанавливается по подошве фосфоритового горизонта основания разреза. Кровля ее размыта. Свита сложена серыми, реже зеленовато- и желтовато-серыми песками и алевритами с прослоями серых алевритовых глин, содержащих карбонатные конкреции. По всему разрезу наблюдается углефицированный растительный детрит. За пределами границ листа свита охарактеризована аммонитами *Baculites anceps leopoliensis* Now. и двустворками *Tancredia americana* Meek, *Tellina* cf. *equilateralis* Meek, позволяющими отнести данные образования к маастрихтскому ярусу [123].

Мощность по построению на разрезах составляет более 150 м.

Хетская структурно-формационная зона

В пределах листа в Хетской СФЗ верхнеюрские–верхнемеловые отложения расчленены (снизу вверх) на сиговскую, букатыйскую, бояркинскую, огневскую, бегичевскую, ледяную и хетскую свиты.

Во время полевых работ 2015 г. выполнено изучение фрагментов разрезов прибрежно-морских позднеюрских и раннемеловых сиговской, букатыйской и бояркинской свит по береговым обнажениям р. Хета на участке ур. Гаврилино Улово–руч. Букатый–р. Намакан. Несмотря на то, что в районе исследований находится опорный разрез верхней юры Хатангской впадины [212], а для данного района уже составлены Госгеолкарты-200/2, результаты, полученные в процессе подготовки листа R-46 Госгеолкарты-1000/3, позволили существенно уточнить возрастные границы свит верхней юры и нижнего мела Хетской СФЗ. Сборы и определения фауны с выводами о возрасте отложений выполнены М. А. Роговым (ГИН РАН).

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Сиговская свита (J_3sg) представляет наиболее древние юрские отложения, обнажающиеся вдоль юго-западного борта Жданихинского (Боганид-

ского – как структуры второго порядка) прогиба. Коренные выходы свиты долгое время здесь не были известны, они были открыты во время проведения геологической съемки в 1970-е годы, детально в публикациях не описаны и сейчас почти недоступны для наблюдения. Характеристика сиговской свиты по выходам на р. Хета приведена в объяснительной записке к Госгеолкарте-200/2 [50].

В Хетской зоне в пределах листа свита вскрывается только в прибортовых участках прогиба, где с размывом и угловым несогласием залегает на триасовых вулканогенных породах.

Свита сложена преимущественно глауконит-лептохлоритовыми серыми, зеленоватыми песками и рыхлыми песчаниками с конкрециями известковистых песчаников и желваков фосфоритов, многочисленными включениями обугленной, кальцитизированной древесины; в основании – конгломераты.

Нами отложения, относимые к сиговской свите, встречены на трех разрозненных участках.

1. В северной части характерной излучины р. Хета, в 11 км выше устья р. Букатый, в так называемом «Гаврилином Улове», в пабереге встречены слабоокатанные глыбы конгломератов крупногалечных с валунами, с песчано-железистым цементом, многочисленными обломками обугленной и ожелезненной древесины. В составе галек преобладают местные базальты. Гальки и валуны хорошо окатаны и составляют до 70 % объема породы. Здесь же присутствуют глыбы песчаников зеленых и зеленовато-желтых, с многочисленными включениями растительных остатков и, редко, аммонитами. Это, без сомнения, конгломераты и песчаники сиговской свиты, а учитывая размеры глыб (1,5 × 1,0 м) и их слабую окатанность, можно сделать вывод, что вряд ли они принесены издалека.

2. В коренном залегании конгломераты сиговской свиты обнажаются на левом берегу р. Хета в 8 км выше устья р. Букатый. Здесь сразу ниже устья впадающего ручья на берегу и ниже уреза воды – редкие выходы конгломератов темно-серых очень крепких разногалечных с валунами. Цемент песчано-карбонатно-железистый составляет до 20 % породы. Конгломераты выполняют карманы в базальтах. Видимая мощность – не более 1 м. Прослежены по простиранию на 50 м.

3. В 1 км ниже по течению от устья руч. Русский, на правом берегу р. Хета, там, где река поворачивает, отмечается большое количество конкреций округлой формы различных размеров (от 0,1 до 0,5 м в диаметре) среди современных аллювиальных отложений. Конкреции зеленовато-желто-серых песчаников на карбонатном цементе с многочисленными включениями двусторок и редкими аммонитами. Развалы валунов с фауной прослежены на 2 км вниз по течению. Здесь же на берегу в большом количестве встречаются слабоокатанные глыбы и гальки красно-бурых кремнистых пород, которые очень напоминают продукты аридной коры выветривания.

Ранее на основании находки *Cardioceras* ex gr. *excavatum* (Sow.), найденной В. Н. Саксом в валуне песчаника в Гаврилином Улове [212] предполагалось, что накопление осадков здесь началось в среднем оксфорде. Нами среднеоксфордские окаменелости встречены не были, самый низкий стратиграфический уровень (средняя часть верхнего оксфорда, зона *Amoeboceras*

serratum) фиксируется по находке *Amoeboceras (Priondoceras) cf. prionodes* (Buckman) в плите песчаника в Гаврилином Улове. Следует отметить, что морфологически этот вид очень близок к *Cardioceras excavatum*, и весьма вероятно, что группой В. Н. Сакса был встречен верхнеоксфордский, а не среднеоксфордский аммонит. В матриксе базального конгломерата сиговской свиты обнаружен верхнеоксфордский аммонит, близкий к *Amoeboceras ovale* (Quenst.), характерному для верхней зоны оксфорда *Amoeboceras rosenkrantzi*. Вместе с данными о составе валунов сиговской свиты, среди которых известны также конгломераты нижнего кимериджа мощностью до 1,5 м, эти данные позволяют говорить о том, что морские отложения начали здесь накапливаться в середине позднего оксфорда в условиях сильно расчлененного рельефа, и при этом на пространственно ограниченном участке в одних местах накапливались груботерригенные осадки с галечниками и валунником, а в соседних – пески. Поэтому особенности распространения скоплений кимериджских конкреций, которые рассматривались как показатели возможного присутствия здесь «двух поднятий типа складок или поднятых блоков» [213] могут объясняться неровностью позднеюрского рельефа. К началу позднего кимериджа, судя по всему, рельеф несколько выровнялся, конгломераты в этой части свиты уже не встречаются, а конкреции по составу и комплексам окаменелостей идентичны одновозрастным конкрециям р. Боярка. Судя по кимериджским аммонитам, встреченным на бечевнике в Гаврилином Улове и ниже руч. Русский, в верхнем течении р. Хета ярус присутствует в полном объеме; возможно, только подзона *Amoebites bayi* частично размывта, поскольку характерные для нее *Pictonia (Mesezhnikowia)*, многочисленные в разрезе р. Боярка, здесь очень редки. Следует отметить впервые сделанные в верхнем течении р. Хета находки аммонитов *Plasmatites* sp. и *Zenostephanus* sp. Верхний кимеридж охарактеризован аммонитами зоны *Suboxydiscites taimyrensis (Suboxydiscites spp.)*, а также находками кардиоцератид?, типичных для зон *Euprionoceras sokolovi* и *Hoplocardioceras decipiens (Euprionoceras sp., Hoplocardioceras sp.)*. При этом сами конкреции терминального кимериджа имеют столь характерный облик, что легко опознаются на бечевнике даже при отсутствии в них аммонитов. Из характерных представителей других групп в сиговской свите следует отметить разнообразный комплекс двустворок, представленных в том числе *Maclearnia* sp., *Inoceramus* sp., *Buchia tenuistriata* (Lah.), *Meleagrinnella* sp., *Pleuromya* sp., *Gonyomya* sp. и др. Нередко в нижнем кимеридже двустворки образуют скопления типа «раковинная мостовая», характерные для литоральных фаций. Брахиоподы встречаются сравнительно редко, в основном это *Lingula* spp. из зоны *Suboxydiscites taimyrensis*. Довольно многочисленны также белемниты (особенно в нижнем кимеридже и верхах оксфорда) и окаменелая древесина.

Таким образом, стратиграфический объем свиты принимается в границах верхнего оксфорда–кимериджа.

Мощность сиговской свиты в Хетской СФЗ на р. Хета в пределах листа R-46 колеблется от 0,5 до 20 м в прибортовой части прогиба и увеличивается до 150 м на погружении (по построению).

ЮРСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ– МЕЛОВАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Букатыйская свита (J_3-K_{1bk}) название получила по р. Букатый (бассейн р. Хета). Выделена А. В. Гольбертом со стратотипом в «разрезах обнажений в среднем течении р. Хета на участке между Гавриловым Уловом и р. Букатый» [43]. Свита на территории листа образует пять небольших разрозненных коренных выходов, причем четыре из них расположены в долине р. Хета, выше и ниже устья р. Букатый, а пятый – в долине р. Кэтэрэ [50].

Нижняя граница свиты определена недостаточно четко. На р. Лев. Боярка (смежный лист R-47) она проходит в подошве средневожской зоны *Eri-virgatites variabilis*. В типовом районе на р. Хета нижняя граница букатыйской свиты не обнажена, но по находкам в конкрециях песчаника средневожских аммонитов, встреченных нами (*Dorsoplanites cf. maximus* Spath, *Taimyrosphinctes* spp.), а также упоминавшихся предшественниками, эту границу с некоторой долей условности мы можем совместить с основанием аммонитовой зоны *Dorsoplanites maximus*. Следует отметить, что находки на бечевнике в Гаврилином Улове конкреций с нижевожскими аммонитами *Pectinatites* spp., *Paravirgatites* spp., *Subdichotomoceras* spp. не позволяют пока установить вмещающие их породы и отнести нижевожский интервал к какой-либо свите.

Свита сложена прибрежно-морскими алевритами и глинами с прослоями мелкозернистых песков и рыхлых песчаников. Окраска пород преимущественно темно-зеленовато-серая (в прослоях, обогащенных хлорит-сметитом) и серая. В свите заключены довольно многочисленные карбонатные конкреции караваеобразной или эллипсоидальной формы размером от нескольких сантиметров до 1 м и более. Мелкие конкреции рассеяны в породе, крупные образуют довольно выдержанные горизонты.

По нашим данным, в районе Гаврилина Улова, на правом берегу р. Хета, на пабереге на протяжении 50 м отдельными грядами выходят плиты песчаников мелкозернистых зеленовато-серого цвета на крепком карбонатном цементе. Они представляют собой слой сросшихся эллипсоидальной формы конкреций со скорлуповатой поверхностью, размером от 0,5 до 1,5 м. Вскрытая мощность – 2–3 м.

Самый представительный выход букатыйской свиты изучен нами в 4 км выше устья р. Букатый по левому берегу р. Хета. Здесь в русле реки вскрыты плитчатые песчаники мелкозернистые темно-серого, зеленовато-серого цветов с включением округлых конкреций диаметром от 0,1 до 1,5 м, аналогичных таковым в районе Гаврилина Улова. Вскрытая мощность песчаников – около 4 м. Здесь же встречены практически неокатанные глыбы песчаников серого цвета с крепким карбонатным цементом с включением гравия и мелких галек базальтов, черных алевролитов, многочисленного раковинного детрита. В глыбах встречены мелкие раковины двустворок и средневожский аммонит *Dorsoplanites cf. maximus* Spath. Ранее наличие груботерригенных отложений в разрезе низов букатыйской свиты не отмечалось. На склоне левого борта долины р. Хета двумя расчистками выше песчаников по разрезу вскрыта пачка алевритов (слаболитифицированных алевролитов) темно-

зеленовато-серых слюдистых, с редкими включениями округлых конкреций, обломков углефицированной и ожелезненной древесины и обломков аммонитов плохой сохранности. Здесь же найден отпечаток крупного аммонита *Taimyrosphinctes* (T.) sp. диаметром 38 см и зуб *Pliosauridae* indet. Вскрытая мощность алевроитовой пачки составляет 10–11 м. В целом же вскрытая мощность букатыйской свиты здесь составляет 20 м.

Собственно район стратотипа, вблизи устья руч. Букатый, сегодня малоинформативен, так как весь склон левого борта долины р. Хета завален оползнем моренных образований, и только в основании коренного борта долины в расчистках вскрываются алевроиты темно-серые, зеленоватые, аналогичные описанным выше. Здесь же в нескольких крупных конкрециях диаметром 1,0–1,2 м, наряду с аммонитами и двустворками, однозначно указывающими на поздневожжский возраст вмещающих отложений – (*Craspedites* (C.) *okensis* (d'Orb.), *C. (Taimyroceras) taimyrensis* (Bodyl.), *Khetoceras margaritae* (Schulg.) – были обнаружены остатки скелета ихтиозавра, предварительного определенного Н. Г. Зверьковым (ГИН РАН) как *Ophthalmosauridae* indet.

На р. Кэтэрэ в 5 км выше устья на подмываемом правом берегу обнажаются песчаники (6 м) мелкозернистые глауконито-лептохлоритовые, слюдистые серовато-зеленого цвета, слабосцементированные, с прослоями шаро- и эллипсоидальных конкреций размером 0,2–0,7 м. Конкреции содержат обугленную и сидеритизированную древесину, раковины моллюсков *Dorsoplanites* cf. *maximus* Spath, *Taimyrosphinctes* sp., *Praechetaites* cf. *tenuicostatus* (Schulg.) и др., характерных для средневожжской зоны *Dorsoplanites maximus* [154], *Craspedites subditus* (Trautschold), имеющий поздневожжский возраст, и *Surites spasskensis* (Nikitin), *S. analogus* (Bogoslowsky), характерные для верхней части рязанского яруса. Выше залегают алевролиты (2,5 м) темно-серого цвета с синеватым и зеленоватым оттенком, слабосцементированные, оскольчатые, с редкими прослоями шаровых и эллипсоидальных конкреций размером 0,1–0,5 м [50].

В нижней части свиты из аммонитов встречены многочисленные *Praechetaites* spp. (преимущественно в зоне *Praechetaites exoticus*), *Craspedites* (*Craspedites*) ex gr. *okensis* (d'Orb.) (в зоне *Craspedites okensis*), *Craspedites (Taimyroceras)* spp. (преимущественно в зоне *Craspedites taimyrensis*, реже в зоне *Chetaites chetae*), *Chetaites* spp. (в зонах *Chetaites chetae* и *C. sibiricus*). В верхней части зоны *Okensis* есть обособленный интервал, к которому приурочены многочисленные находки аммонитов *Khetoceras margaritae* (Schulg.), считавшиеся ранее очень редкими [203]. Кроме того, во всех зонах средневожжского подъяруса и низах мела спорадически встречаются бореальные филоцератиды *Boreophylloceras* sp., которые пока остаются недостаточно изученными. Кроме аммонитов в свите встречены многочисленные белемниты, их крючья *Onychites barbatus* (Fraas), а также двустворчатые моллюски, из которых преобладают *Buchia* ex gr. *terebratuloides* (Lah.) и *Pleuromya* sp., реже встречаются *Anopaea*. Другие окаменелости (гастроподы, кости ихтиозавров) здесь встречаются существенно реже.

Выделение амнундалахской свиты, как это сделано на Госгеолкарте-1000 (новая серия) [51] для юрской части букатыйской свиты неправомерно: и по литологии, и по стратиграфическому интервалу новая свита полностью сов-

падает с букатыйской свитой в стратотипической местности, и разделение юрской и меловой частей разреза по литологическим признакам невозможно.

Возраст букатыйской свиты нами принимается средневожско–берриаским (рязанский региоарус).

Мощность букатыйской свиты на листе составляет около 30 м в прибортовой части прогиба и увеличивается до 170 м на погружении (по построению).

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Бояркинская свита (*K_{br}*) названа по р. Боярка (бассейн р. Хета). Выделена А. В. Гольбертом в 1978 г. со стратотипом по р. Боярка в 1–6 км ниже слияния рек Лев. и Прав. Боярка [43]. В стратотипе залегает согласно (местами со слабым размывом) на подстилающей букатыйской свите, а в прибортовых участках с угловым и стратиграфическим несогласием перекрывает палеозойские (нижнепермские) образования. Свита представлена светло-серыми, зеленовато-серыми песками и слабо сцементированными песчаниками, содержащими прослойки светло- и темно-серых алевритов и глин, крупные карбонатные конкреции, растительный детрит. Характерно ритмично-трансгрессивное строение толщи: циклы начинаются песками или алевритистыми песками и заканчиваются глинами, глинистыми алевритами. Благодаря своему существенно песчаному составу и светлой окраске пород четко отделяется от перекрывающих и подстилающих образований [123].

По нашим данным, граница с букатыйской свитой резкая, но без следов перерыва. Она проходит в нижней части базальной зоны меловой системы *Chetaites sibiricus* или (судя по упоминавшимся в литературе находкам *Nectoceras*) в основании зоны *Nectoceras kochi*, где серые с зеленоватым оттенком букатыйские алевриты сменяются желтовато-зелеными песками с конкрециями песчаника, относящимися уже к бояркинской свите (в 3 км вниз по течению р. Хета от устья р. Букатый). Ранее граница свит была здесь описана А. В. Гольбертом с соавторами [42], хотя эти авторы считали, что нижняя граница бояркинской свиты на р. Хета должна проводиться в основании валанжина. Но наиболее резкая литологическая граница проходит ниже, и пески из нижней части рязанского яруса на р. Хета совершенно аналогичны валанжинским пескам р. Боярка. Нижняя часть бояркинской свиты, относящаяся к рязанскому ярусу, обнажена в бассейне р. Хета очень плохо. Только серией шурфов-расчисток на бечевнике р. Хета под моренными галечниками (0,3–1,0 м) удалось вскрыть часть свиты, соответствующую слоям 1–2 по Гольберту (1981 г.) и (частично) слоям 1–2 по Захарову и др. [212].

В коренных выходах были встречены преимущественно двустворки (*Pinna* cf. *suprajurensis* d'Orb., *Buchia* spp., *Astarte* spp.). Нужно отметить многочисленные находки *Maclearnia* spp. и брахиопод, а также ростров белемнитов, тогда как находки аммонитов здесь существенно более редки, чем в букатыйской свите. Аммониты были собраны только в осыпи на берегах р. Хета (в 3 км ниже устья руч. Букатый и ниже устья р. Намакан до устья руч. Тан-

нак), но, по особенностям литологии, большую часть находок легко можно привязать к слоям, описанным в ходе полевых работ или ранее выделявшихся здесь предшественниками. Следует особо отметить находки многочисленных *Chetaites* ex gr. *sibiricus* Schulg. в низах свиты, *Praetollia* spp., которые встречаются чуть выше, и *Craspedites* (*Taimyroceras*) spp., *Hectoroceras kochi* Spath, *Biasaloceras* sp. из зоны Н. *kochi*. Аммониты из более высокой части разреза (*Surites* spp., *Bojarkia* sp.) достаточно редки. Валанжинская часть свиты, относящаяся к нижнему подъярису, была нами встречена в разрезах, расположенных на р. Хета ниже устья р. Намакан. Она также представлена зеленовато-желтыми песками с конкрециями песчаников (иногда гигантскими, до 3–4 м в длину) и редкими прослоями алевритов. В песках, песчаниках и алевритах часто встречаются мелкие пиритовые конкреции; чаще всего эти конкреции встречаются уже в ярозитизированном виде. Здесь встречаются главным образом двустворки хорошей сохранности, причем преобладают или *Maclearnia* spp. (крупные раковины с двумя створками, обычно встречаются в конкрециях) или формы, близкие к *Pleuromya* sp. (также с двумя створками), *Buchia keyserlingi* (Lah.), находки которых дают возможность точно определить возраст пород, – довольно редки. Даже в наиболее сильно биотурбированных песчаниках, обнажающихся на бечевнике близ устья руч. Таннак, двустворки имеют очень хорошую сохранность, и все найденные экземпляры встречены с двумя створками. Находки аммонитов в этой части свиты очень редки; предшественниками отсюда упомянуты *Nikitinoceras* sp. (= *Temnoptychites* auct.), нами был встречен лишь обломок *Euryptychites* sp. Более высокие интервалы нижнего мела в верхнем течении р. Хета нигде на поверхность не выходят; на соседнем листе (на р. Боярка) верхняя граница бояркинской свиты проходит вблизи кровли валанжина.

Возраст бояркинской свиты принимается нами на основании фаунистических находок и в соответствии с характерным литологическим разрезом как рязанско-валанджинский.

Мощность свиты, изученной по редким береговым обнажениям р. Хета, на территории листа – более 5 м, а по построению на разрезе на погружении достигает 180 м.

Огневская свита (Кюг) названа по р. Огневка, впадающей в Хатангский залив. Свита выделена в 1954 г. Л. Т. Семененко без указания стратотипа. Полностью разрез вскрыт скв. К-4 в пос. Хатанга (лист R-48-I). В пределах региона наиболее полный разрез обнажается в районе слияния рек Сабьда и Баттагай. Угленосные образования свиты в прибортовых зонах трансгрессивно перекрывают более древние (вплоть до готерива) горизонты нижнего мела. Свита представлена светло-серыми песками, чередующимися с темно-серыми глинами и светло-серыми алевритами с прослоями и линзами угля. Наблюдаются конкреции известковистых песчаников, обломки обугленной и минерализованной древесины, прослой углисто-кремнистых пород [123]. На листе R-46 не вскрыта и не изучена, показана вблизи восточной рамки листа на стыке с листом R-47.

Альбский возраст принимается на основании данных по определению остатков флоры (*Ginkgo pseudoadiantoides major* Holl., *Phoenicopsis magnifolia* Pryn., *Patyophyllum longifolium* Nath. и др.) и спорово-пыльцевого анализа.

По построению на разрезе мощность свиты в пределах листа устанавливается менее 80 м.

НИЖНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Бегичевская свита (K_{1-2bg}) названа по о. Бегичев. Название дано М. К. Калинко в 1956 г. «толще песков альб-сеноманского возраста». Стратотип находится в бассейне р. Хатанга между поселками Ново-Летовье и Старо-Летовье (лист S-48-XXXII). Отложения, с размывом перекрывающие образования подстилающей огневской свиты, представлены почти исключительно тонко- и мелкозернистыми алевритистыми песками, содержащими редкие прослой и линзы песчаников и глинистых алевритов, включения конкреций сидеритов, сидеритизированной древесины [123].

К бегичевской свите на листе R-46 отнесены отложения, описанные Л. А. Судаковым на р. Кэтэрэ в 4 км выше устья. Они образуют изолированный коренной выход среди четвертичных отложений [50, 59]. Представлена она зеленовато-серыми глинистыми алевритами с галькой базальтов, мощность видимой части – 12 м. Возраст их установлен по спорово-пыльцевому комплексу, для которого характерно преобладание спор папоротникообразных (53,1 %) над пыльцой голосеменных (32,3 %) и покрытосеменных (8,3 %) растений. Присутствие в комплексе спор *Sphagnum* sp., *Plicifera delicata* Bolch., *Coniopteris onychioides* Vass. et K.-M., Polipodiaceae, *Leiotriletes* sp., разнообразной, хорошо дифференцированной пыльцы сосновых *Pinus* (subgen. *Haploxylon*) sp., таксодиевых, а также появление пыльцы покрытосеменных растений (*Betula* sp., Angiospermae) позволяет датировать его альб-сеноманским возрастом [334].

Позднеальбско-сеноманский возраст свиты на листе установлен на основании выделенного альбского и сеноманского СПК, который хорошо сопоставляется с СПК из долганской свиты того же возраста Усть-Ёнисейской СФЗ.

Мощность свиты в краевой части прогиба – более 20 м, а по построению, с учетом данных смежного листа R-47, принимается до 200 м.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Ледяная свита (K_{2ld}) названа по р. Ледяная. Свита выделена в 1956 г. В. Н. Саксом [213] в бассейне р. Хета на листе R-47 (р. Ледяная), где известны ее представительные разрезы. Свита залегает несогласно на различных горизонтах меловой угленосной толщи [123]. В составе свиты присутствуют тонкопереслаивающиеся темно-серые, темно-зеленые алевриты и глины, каравеобразные конкреции известковистых песчаников и алевролитов, линзы лигнитов; повсеместно, особенно часто внизу разреза, отмечаются послынные включения растительного детрита, обломки и скопления обугленной древесины, гальки, гравий, прослой конгломератов.

На площади работ свита не изучена (скрыта под четвертичными отложениями) и выделяется на разрезе и карте предположительно вблизи восточной рамки листа, где выполняет седловину между Дудыптинским и Ждани-

хинским прогибами, а на северо-восток погружается под отложения хетской свиты.

Турон-коньякский(?) возраст принимается на основании определений отпечатков растений (*Cephalotaxopsis intermedia* Holl., *Pseudoprotophyllum* cf. *ignatianum* (Krysht. et Baik.) Vachr., *Sequoia minuta* Swebhn. и др.), выделенного СПК на пограничном листе R-47, сопоставимого с таковым из фаунистически охарактеризованных турон-коньякских отложений Усть-Енисейской СФЗ [123]. Мощность свиты, по аналогии со смежным с востока листом, принимается до 175 м.

Хетская свита (K_2ht) названа по р. Хета (левый приток р. Хатанга). Выделена В. Н. Саксом в 1957 г. [213]. Стратотип не указан. Стратотипическая местность – бассейн р. Хета и ее притоки. Наиболее полно она обнажена на смежном листе R-47, на правом берегу р. Хета между факторией Новая и пос. Исаевский. Соотношение с подстилающей ледяной свитой согласное. На листе R-46 свита предположительно показана на юго-западном замыкании Жданихинского прогиба в верхней части мелового разреза Хетской СФЗ, собственных разрезов на листе не имеет. Свита представлена серыми глинистыми алевритами и светлоокрашенными песками с подчиненными прослоями темно-серых глин, крупными включениями янтаря, пропластками бурого угля, скоплениями обугленной древесины и растительного детрита. По всему разрезу выделены споры, пыльца, остатки насекомых. Породы на смежной с востока площади охарактеризованы остатками флоры: *Cephalotaxopsis heterophylla* Hoilik, *Trochodendroides arctica* (Heer.) Berry и СПК с *Jacutiana hirsuta* Samoil. Раннеконьякский–раннесантонский возраст свиты установлен на основании определения отпечатков растений и СПК [197], а также учитывая ее стратиграфическое положение под фаунистически охарактеризованной мутинской свитой, развитой восточнее.

Мощность свиты, с учетом данных со смежного листа, оценивается в 90–140 м.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

В пределах листа R-46 установлены отложения палеогеновой и четвертичной систем кайнозоя. Палеогеновые образования зафиксированы только в Енисей-Хатангской СФО, охватывающей северную треть листа. При этом в рамках Усть-Енисейской СФЗ, занимающей основную часть СФО, выделены кэтпарская свита палеоцена и нерасчлененные эоцен-олигоценовые образования. В Хетской СФЗ закартирована гавриловская толща, датируемая не точнее чем палеоген. Для четвертичных отложений проведено отдельное районирование.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ-ПАЛЕОЦЕН

Кэтпарская свита (F_1kp) выделена в 1966 г. Н. И. Байбародских, А. А. Булытниковой и др., названа по р. Кэтпарка в Усть-Енисейском районе

[19]. Стратотип определен в скв. 9-К, пробуренной в 13 км к востоку от оз. Пендамаяха, на глубине 91,25–181,25 м. Нижняя граница проводится условно по появлению песков, обогащенных каолинитом, сменяющих фаунистически охарактеризованные пески танамской свиты.

Свита распространена в бассейне правых притоков Пясины (реки Шайтан, Угарная), в низовьях р. Дудыпта и большей своей частью скрыта под чехлом четвертичных отложений. Она несогласно залегает на салпадаяхинской и танамской свитах, на контакте присутствует маломощный слой конгломерата. Кэтпарская свита сложена каолинизированными песками, песчаниками, алевролитами с подчиненными прослоями глин и линз гравийно-галечного материала. В нижней части разреза обычны прослои и линзы гравийно-галечниковых конгломератов с бобовинами боксита. По всему разрезу наблюдаются включения стяжений сидерита и сидеритизированных песчаников, скопления обугленного растительного детрита и ожелезненной древесины [51].

Датский возраст кэтпарской свиты установлен Н. М. Бондаренко по спорово-пыльцевому комплексу, отличающемуся резким преобладанием пыльцы цветковых растений и большим своеобразием состава этой пыльцы. Пыльца голосеменных представлена главным образом *Taxodiaceae*, среди покрытосеменных доминируют *Orbiculapodis globosus* Chlon. и *Aquilapollenites regularis* (Chlon.) Bond. [19].

Мощность кэтпарской свиты достигает 100 м.

СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ—ЭОЦЕН И ОЛИГОЦЕН

Нерасчлененные отложения эоцена и олигоцена (P_{2-3}) в северо-западной части листа R-46 развиты на тех же участках, что и кэтпарская свита, залегают на ней несогласно и представлены глинами, песками, часто с галькой кремней, кварца, долеритов, обломками обугленной древесины. Глины по составу каолинит-диккитовые, с примесью гидрослюд; пески кварцево-полевошпатовые с ильменитом, рутилом, лейкоксеном, цирконом в тяжелой фракции.

Данные породы отнесены к эоцену–олигоцену условно по значительному сходству вещественного состава, положению в геологическом разрезе, генезису (озерные и речные фации) с котуйской свитой, выделенной Л. Л. Исаевой и др. в 1980 г. в среднем течении р. Котуй, где по естественным обнажениям и керну скважин описан ее стратотип [35, 103]. Возраст отложений в стратотипическом разрезе определен эоцен-олигоценовым по спорово-пыльцевому комплексу и остаткам макрофлоры. Спорово-пыльцевой комплекс: пыльца *Cedrus*, *Pinus*, *Cupressaceae*, *Glyptostrobus*, *Salix*, *Alnus*, *Betula*, *Corylus*, *Carpinus*, *Castanea*, *Juglans*, *Pterocarya*; споры *Sphagnum*, *Bryales*, *Polypodiaceae*, *Rosaceae* и др., комплекс датируется верхами олигоцена. Остатки макрофлоры: *Ginkgo adiantoides* Heer., *Trochodendroides arcticus* (Heer.) Berry., *Taxodium dubium* (Sterub.) Heer., *Nordenskioldia borealis* Heer., *Liquidambar europaeum* A. Braun., *Platanus* sp., *Aser arcticum* Heer., *Pterospermites alternaus* Heer., *Cissites wollosovitschii* Krysth., *Hemus* sp., их возраст определяется средним–поздним эоценом [103]. На основании приведенных данных отложения условно отнесены к эоцену и олигоцену, при этом возраст требует уточнения.

Мощность отложений превышает 60 м.

Гавриловская толща (P²gv) выделена впервые в 1993 г. геологом Норильской ГРЭ В. Н. Седовым при производстве ГДП-200 на Авамской площади [50, 334]. Название она получила по урочищу «Гаврилино Улово» – характерной излучине р. Хета в 11 км выше устья р. Букатый. Под таким названием она введена в легенду Маймеча-Котуйской серии листов Госгеолкарты масштаба 1 : 200 000 (новая серия) [333]. Ранее в листах ГК-1000 второго издания комплекс пород, слагающих гавриловскую толщу, был предположительно отнесен к плиоцену без какого-либо палеонтологического обоснования [51].

Толща распространена на отрезке верхнего течения р. Хета между устьями рек Кира и Буричи, единичные выходы толщи описаны на р. Аян вблизи устьев рек Топкочакит и Аякли, а также в низовьях р. Кэтэрэ – левого притока р. Хета. Толща с размывом залегает на базальтах триаса либо на букатыйской свите, сложена песками с прослоями глин, конгломератами, гравелитами, песчаниками, как правило, ожелезненными.

По данным В. Н. Седова и др. [50], толща состоит из двух пачек: нижней песчаной, и верхней конгломератовой. По нашим данным (толща изучалась при полевых работах в 2015 г. [339]), эти две пачки являются латеральными аналогами, при этом в горной части и предгорьях плато Путорана толща представлена аллювиально-пролювиальными накоплениями горных рек («конгломератовая пачка»), а в Енисей-Хатангском прогибе – типичным аллювием равнинной реки вдоль уступа плато («песчаная пачка»).

Наиболее представительный разрез «конгломератовой пачки» гавриловской толщи описан в стратотипе «Гаврилино Улово» (по В. Н. Седову [50], с дополнениями авторов), где на лептохлоритовых песках букатыйской свиты залегают отложения (снизу вверх).

1. Пески крупно-грубозернистые гравелистые полимиктовые серого цвета, с мелкими гальками угля и обломками юрско-меловых моллюсков. По латерали гравелистые пески гидроокислами железа сцементированы в гравелиты 2,5 м
2. Гравелиты с прослоями мелкогалечных конгломератов мощностью 5–10 см. Обломочный материал до 4 см средней и хорошей окатанности (по Хабакову) 2,5 м
3. Конгломераты полимиктовые, от мелкогалечных до валунных, сцементированы гидроокислами железа. Заполнитель глинисто-песчано-гравийный. Грубая горизонтальная слоистость подчеркнута сменой размерности обломков, прослоями галек бурых углей; в верхней части материал плохо сортирован, неслоистый 2,5–5 м
4. Песчаники крупнозернистые бурого цвета, плотносцементированные, горизонтально- и пологонаклоннослоистые, по латерали переходят в гравелиты и мелкогалечные конгломераты 2,0 м

Мощность толщи в представленном разрезе – 9,5–12 м.

На уровне пачек 2–3 по латерали в конгломератах и гравелитах отмечены крупные линзы (5 × 30 м) песков полевошпатово-кварцевых разнозернистых стальено-серых, с прослоями (до 0,2 м) глинисто-алевритового материала коричневого, желто-бурого и темно-серого цвета. Слоистость в песках горизонтальная, косая, мульдобразная, подчеркивается слойками, насыщенными угольной крошкой и обломками бурого угля. Мощность песчаных линз – до 5 м.

Сходные по строению разрезы «конгломератовой пачки» изучены напротив устья р. Букатый, в низовьях р. Кэтэрэ, в 1,5 км выше устья р. Аякли, на р. Топкочакит. Обломочный материал в конгломератах состоит из галек разного размера и валунов от 0,2 до 1,5 м в поперечнике, окатанность средняя и хорошая. В петрографическом составе доминируют (60–80 %) вулканические породы триаса, в меньшей степени, особенно в предгорьях, присутствуют юрско-меловые песчаники и ракушняки, обугленная, сидеритизированная и арагонитизированная древесина, агаты и сердолики, бурые угли (20–40 %). Гальки и валуны частично или полностью выветрелые: хорошо сохраняя свою форму и структуру, легко растираются в порошок.

Минералогический состав песчаной фракции «конгломератовой пачки» существенно различается для горной части района (р. Аякли) и для предгорных участков («Гаврилино Улово»). В легкой фракции песков горной части абсолютно доминируют обломки пород и каолинит-гидрослюдистые агрегаты, кварц и плагиоклаз не превышает в сумме 2–9 %, единичны зерна углей, хлорита, цеолита. В легкой фракции предгорий, напротив, кварц составляет (%) 36–42, плагиоклаз и полевые шпаты – 46–52, угольная крошка – 4,6–9,5, хлорит – 1,3–4,7. Тяжелая фракция песков также различается: в горной части основную долю составляет авгит (77–94) и обломки пород (4–21), единично встречаются магнетит (0,2–5), эпидот (0,3–1), хромшпинелиды (0,1–0,3), пумпеллит (0–0,8). В предгорье, где поставщиками продуктов размыва являются юрско-меловые породы, соотношение минералов в песках иное (%): ильменит – 25–51, авгит – 15–32, аутигенные минералы (марказит, лимонит, сидерит) – в сумме 13–30, единичны зерна (0,1–1) хромшпинелидов, эпидота, турмалина, сфена.

Разрез «песчаной пачки» описан в обрывах левого берега р. Хета в 7 км ниже устья р. Намакан. Здесь на пластичных желтовато-зеленых глинах бояркинской свиты залегают отложения (снизу вверх).

- | | |
|---|-------|
| 1. Пески кварцевые среднезернистые светло-серого и желтовато-серого цвета, хорошо промытые и сортированные, горизонтально- и косослоистые, с прослоями крупнозернистых песков, включениями угольной крошки и мелких, хорошоокатанных галек угля | 1,2 м |
| 2. Пески кварцевые крупнозернистые диагонально- и косослоистые с прослоями гравия и мелких галек преимущественно базальтов, реже песчаников и кварца (до 5–10 %). В верхней части слоя гравийные и галечные прослои преобладают | 2,5 м |
| 3. Пески кварцевые мелкозернистые светло-серого цвета, хорошо промытые, с тонкими косыми и линзовидными прослойками угольной крошки и редкими прослоями гравия угля размером до 2 см | 9,8 м |

Максимальная мощность «песчаной пачки» – до 13,5 м.

В минеральном составе легкой фракции «песчаной пачки» кварц составляет (%) 71–87, полевые шпаты 8–14, халцедон 1–5. Тяжелая фракция состоит (%) из пироксенов 40–75, ильменита 5–25, магнетита 3–7, граната 4–6, циркона – до 2, оливина 1–1,5. В слое 2 отмечаются от 1 до 10 знаков золота размером 0,1–0,2 мм, а методом пробирной плавки установлены содержания (г/т): Pt – 0,26, Pd – 0,33, Au – 0,03, Ag – 2,4–2,6 [50].

Гавриловская толща практически не содержит определенных органических макроостатков, за исключением переотложенных обломков аммонитов и двустворок из пород верхней юры–нижнего мела, окатанных галек бурого угля и арагонитизированной древесины. В подошве толщи в ряде случаев отмечается кора выветривания по позднемезозойским породам, а сама толща в значительной степени сформирована за счет глубокого перемыва подстилающих триасовых и юрско-меловых пород и в свою очередь подверглась химическому выветриванию (обломочный материал рассыпается в порошок).

Палинологический анализ 16 образцов из гавриловской толщи с участков «Гаврилино Улово» и устья р. Аякли показал общность таксономического состава установленных в них палиноспектров. Содержание палеозойских, преимущественно карбон-пермских, палиноморф составляет 54–57 %, мезозойских (триасово-юрских, редко меловых) – 43–36 %. Редко и в небольшом количестве (3–7 %) встречается пыльца кайнозойского облика (заключение Е. К. Разумковой, ФГУНПП «Геологоразведка»). Палеозойские и мезозойские палиноморфы однозначно переотложенные. Пыльца голосемянных *Sciadopitys* sp., которая часто встречается в образцах участка «Гаврилино Улово», отличается от мезозойских морфотипов и наиболее близка к палеоген-неогеновым типам. Пыльца покрытосемянных растений представлена единичными гладкими трехборздными зернами *Tricolpites* sp. Присутствие пыльцевого зерна вида *Juglans polyporata* Vojc., известного из эоцена–олигоцена Западной Сибири, может свидетельствовать в пользу палеогенового возраста. Таким образом, возраст гавриловской толщи по ограниченным палинологическим данным принимается не точнее чем палеогеновым. Мощность толщи – до 20 м.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Расчленение четвертичных отложений проведено в соответствии с Легендой Норильской серии листов ГГК-1000/3 [123]. При этом были частично использованы местные стратогены, введенные в Местную стратиграфическую схему четвертичных отложений Норильского района [353], принятую на совещании СИБРМСК в ноябре 1979 г. Позже местные таксоны учтены и введены в Унифицированную региональную стратиграфическую схему четвертичных отложений Средней Сибири (Таймыр, Сибирская платформа), утвержденную МСК РФ в 2009 г. [246].

Четвертичная система рассматривается с пониженной границей до 2,58 млн лет (Постановления МСК., вып. 41, 2012 г.). Четвертичные образования в интервале 2,6–0,7 млн лет на площади достоверно не установлены.

Четвертичные отложения листа R-46, в соответствии с проведенным районированием [123], распространены в пределах двух морфолитогенетических зон (структурно-фациальных областей, СФО): Северосибирской и Среднесибирской. В первой СФО четвертичные отложения образуют сплошной покровный комплекс суммарной мощностью до 150–300 м, а во второй – в виде прерывистого плаща перекрывают вулканогенные образования нижнего–среднего триаса. Для отложений западной и восточной частей листа обнаруживаются некоторые лито-фациальные отличия в нижнем, среднем и верхнем

звеньях неоплейстоцена, что обусловило выделение на этих участках местных стратогенов.

В неоплейстоцене изучаемой территории зафиксированы образования всех трех звеньев – нижнего, среднего и верхнего. Голоцен охарактеризован широким спектром генетических типов осадков.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Нижнее звено

Отложения нижнего звена установлены только по данным скважин. В восточной части территории листа, в бассейне рек Аян–Хета (скв. Л-3), выделен устькотуйский аллювиомариний, а в западной части, на Арылахской площади – чистоозерский аллювий и аллювиомариний. Обе толщи отнесены к талагайкинскому горизонту (1–5 ступени нижнего звена). К лебедскому горизонту (6–8 ступени) отнесена болгохтохская морена и гляциомариний. Толщи выявлены в скважинах и показаны только на схеме соотношений четвертичных отложений.

Талагайкинский горизонт

Устькотуйский аллювиомариний (*amluk*) в ранге одноименной толщи, но морского генезиса выделен В. Н. Саксом в 1953 г. в скв. 3 на р. Котуй, в 5 км от устья [211]. Толща вскрыта на листе в скв. Л-3 на слиянии рек Аян и Аякли, образующих реку Хета [352]. Керн переописан и опробован В. Н. Седовым при ГДП-200 Авамской площади [334]. Толща заполняет палеодолину, выработанную в туфо-лавовой толще нижнего триаса на глубину 166,5 м (абс. отм. подошвы отложений –80,5 м). В скважине на правобоярской свите залегают отложения (обобщенный разрез снизу вверх).

| | |
|--|--------|
| 1. Галечники с валунами средней–хорошей окатанности | 6,3 м |
| 2. Алевриты серого цвета, горизонтальнослоистые, прослой от 0,3 до 3,0 см. В средней части прослой (0,7 м) тонкозернистых песков | 17,2 м |
| 3. Пески мелкозернистые серые (0,5–0,8 м), переслаивающиеся с желтовато-серыми алевритами (0,1–1,0 м). Вверх по разрезу мощность прослоев алевритов уменьшается и не превышает 0,1–0,2 м. Внутри слоев горизонтальная микрослоистость с толщиной слоев 0,1–1,0 см. На контакте песков и алевритов отмечаются намывы угольной крошки размером до 0,5 см, образующие линзовидные прослой до 2–4 см | 20,6 м |
| 4. Алевриты серые, переслаивающиеся с желтовато-серыми глинистыми алевритами. Вверх по разрезу количество глинистых прослоев постепенно увеличивается, мощность прослоев алевритов 0,1–1,0 см, глинистых алевритов – 0,1–0,5 см. Встречаются единичные прослой песков мощностью 0,2–2,0 м. Слоистость горизонтальная, подчеркивается тонкими прослойками растительного детрита | 60,9 м |
| 5. Пески мелко-тонкозернистые, тонко переслаивающиеся с алевритами, мощность слоев 0,1–1,0 см, чаще 0,2–0,3 см, с редкими прослойками намывного торфа и угольной крошки. В песчаных прослоях косая и волнистая микрослоистость | 19,0 м |

Общая мощность толщи в скв. Л-3 – 124 м. Выше залегают пески ширтинского горизонта.

Редкие песчаные прослои устькотуйской толщи по составу граувакковые с большим количеством зерен цеолитов и неокрашенных халцедонов. В тяжелой фракции преобладают (%): пироксены 61–83, обломки пород 18–36, реже магнетит 1–7, ильменит 1–5, лимонит 2–3 и пирит 0,3–0,7. Формирование осадков толщи, по мнению В. Н. Седова [50], происходило в глубоком заливе фиордового типа за счет привноса реками продуктов размыва позднепалеозойских пород, и по генезису толща более близка к аллювиально-морским (дельтовым), нежели к морским образованиям.

Толща в скв. Л-3 практически не содержит органических остатков, кроме единичных обломков раковин остракод и фораминифер. Спорово-пыльцевой комплекс, по заключению В. В. Круговых, представлен переотложенными каменноугольными и пермскими формами, споры четвертичного облика *Polipodiaceae*, *Polemonium*, *Salix*, *Compositae*, *Umbelliferae* и др. единичны [352].

Возраст толщи определяется раннеэоценовым по аналогии со стратотипическим разрезом, где В. Н. Саксом найдены моллюски *Portlandia lenticula* (Möller), *Nucula* sp. (отличающаяся от *Nucula tenuis* Mont.) [211]. Там же В. И. Гудиной выявлен комплекс фораминифер, содержащий до 60 % арктических и бореально-арктических форм и до 40 % аркто-бореальных видов [69, 70]. Доминирующими в комплексе являются *Elphidium subclavatum* Gud., *E. obesum* Gud., *Criboelphidium goesi* (Stschedr.), *Protelphidium orbiculare* (Brady), *P. lenticulare* Gud., присутствуют также *Islandiella islandica* (Norv.), *Cassidulina subacuta* Gud., *Planocassidulina norcrossi* (Cush.). Комплекс назван В. И. Гудиной болгохтохским и сопоставляется с таковым в разрезе скв. Б-7 на р. Болгохтох в Норильском районе. Мощность толщи – 124 м.

Чистоозерский аллювий и аллювиомариний (*a,amľch*) выделен впервые В. А. Федоренко в 1980 г. в ранге одноименной толщи, названной по оз. Чистое на западном побережье оз. Пясино [353]. Стратотипический разрез описан по скв. П-2 (инт. 82–148 м). Ранее данные отложения описывались как варомыяхинская свита прибрежно-морского и аллювиально-дельтового происхождения [293], но в Унифицированную схему [246] толща вошла под названием чистоозерской.

Толща с размывом залегает на малохетской свите нижнего мела, реже на палеозойских породах. Она заполняет переуглубленные долины, врезанные до абс. отм. минус 150–300 м и более в толщу меловых осадков вдоль северо-западной кромки плато Путорана. На листе R-46 толща выявлена в скважинах AP-6, AP-11, AP-10, в последней подошва толщи не достигнута на абс. отм. минус 186,5 м [293]. В скв. ТК-77 чистоозерские образования зафиксированы в интервале абс. отм. минус 151,7–221 м, подошва также не вскрыта [335].

Толща сложена мелкозернистыми алевритовыми песками и песчаными, глинистыми алевритами. Породы местами обогащены слюдой, встречаются зерна углей, обломки углефицированной древесины. Редкие гравийные обломки представлены базальтами и кварцем. Западнее границы листа в основании тальвегов палеодолин вскрыты галечно-валунные отложения [335]. Минералогический состав тяжелой фракции не выдержан, доминируют (%)

пироксены (20–75), встречены минералы группы эпидота–цоизита (5–40), черные рудные (13–37), спорадически (1–5) отмечены гранаты, сфен, циркон, рутил и анатаз.

Остатков фауны не встречено, споры и пыльца переотложены из подстилающих меловых пород. На смежной с запада территории в стратотипе выявлены единичные фораминиферы. Предполагается, что основной объем толщи образован в опресненных морских заливах, приуроченных к сериям ранее выработанных речных долин; основание толщи, вероятно, имеет аллювиальный генезис [353]. Возраст толщи определен как раннеэоценовый, она отнесена к талагайкинскому горизонту и сопоставляется с погребенным аллювием завальноозерской свиты долины р. Енисей [246]. При этом нельзя исключать и более древний (эоценовый) возраст аллювия основания разреза, если принимать во внимание его сходство, по положению в днищах глубоко врезанных погребенных долин, с аллювием рыбнинского горизонта в бассейне р. Нижн. Тунгуска [52]. Мощность чистоозерского аллювия и аллювиомариния – более 135 м.

Лебедский горизонт

Болгохтохская морена и гляциомариний (g.gmlbl) выделены в ранге толщи В. Д. Крюковым в 1968 г. [304], толща под таким названием вошла в местную стратиграфическую схему Норильского района [353], а затем в Региональную [200] и Унифицированную [246] схемы Средней Сибири. Стратотип определен на смежном с запада листе R-45 в скв. Б-7 на р. Болгохтох на гипсометрических отметках от –36 до –100 м. По данным В. А. Федоренко [353], толща состоит из трех пачек: нижняя и верхняя представлены мореной, средняя – ледниково-морскими и морскими(?) образованиями [200, 246].

На исследуемой площади болгохтохская толща вскрыта скважинами АР-25, 28, 30 на Арылахской площади (бассейн Самоедской Речки) в интервале абс. отм. от –60 до +30 м [293, 353], а в скв. ТК-77 – на глубине от –105 до –151,7 м ниже уровня моря [335]. Толща сложена песками, алевритами, глинами с гравийно-щебнистым и галечно-валунным материалом. В основном породы по существу представляют собой микститы, отличающиеся только процентным содержанием обломочного материала (15–60 %) различного размера и окатанности. В разрезах скважин пачки 1 и 2 большей частью приводятся нерасчлененными [293, 353].

Минеральный состав тяжелой фракции несколько отличен от нижележащих чистоозерских образований: содержание пироксенов повышается до 60–70 %, доля пирита уменьшается до 7–10 %, исчезают слюды. Крупнообломочный материал представлен исключительно базальтами [335].

В средней пачке стратотипического разреза толщи выявлены многочисленные фораминиферы, комплекс которых выделен В. И. Гудиной под названием «болгохтохский» [69, 70]. Споры и пыльца в толще отсутствуют или представлены переотложенными формами. Возраст толщи определен лебедским горизонтом по положению в разрезе ниже вологодчанского мариния то-

больского горизонта среднего звена неоплейстоцена. Мощность болгохтохской морены и гляциомариния, по данным скважин, колеблется от 8–15 до 47 м.

Среднее звено

В составе среднего звена неоплейстоцена выделены отложения тобольского, самаровского, ширтинского и тазовского горизонтов. В первом и третьем из них установлены отложения морского, аллювиального и озерного происхождения, а во втором и четвертом – ледникового и гляциофлювиального генезиса. Образования тобольского и самаровского горизонтов не вскрываются на дневной поверхности и описаны по данным бурения скважин.

Тобольский горизонт

Вологочанский мариний (mlivg) выделен В. А. Федоренко в 1978 г. [353]. В качестве стратотипа предложен разрез по скв. Б-7 на р. Болгохтох в интервале абс. отм. минус 18–36 м. Ранее в Норильском районе В. Д. Крюковым, О. А. Дюжиковым породы картировались как «усть-соленинская свита», однако название признано неправомерным из-за иного стратиграфического диапазона [293, 353].

Толща имеет морской генезис; в стратотипическом разрезе, так же как и на Арылахской площади листа R-46 (скважины AP-25, 28, 30, ТК-77), она залегает без видимого размыва на ледниковых осадках болгохтохской толщи. Подошва осадков зафиксирована на отметке –40 м, в скв. ТК-77 –105 м. Толща представлена алевритовыми глинами, глинистыми и песчано-глинистыми алевритами, реже мелкозернистыми песками. Породы не содержат крупнообломочного материала или включают его в небольшом количестве (до 5 %), среди обломков доминируют базальты, реже встречены песчаники, имеются глинисто-карбонатные конкреции. Обычны скопления залегающих *in situ* целых раковин и створок морских моллюсков, визуальнo в керне видны даже фораминиферы, отмечаются ходы илоедов, мелкий растительный детрит, обломки углефицированной древесины, псевдоморфозы марказита.

Из сборов по скважинам AP-25, 28, 30 С. Л. Троицким определены пелециподы *Yoldiella lenticula* (Möller), *Y. cf. intermedia* (Sars), *Y. cf. fraterna* (Verrill et Bush), *Bathyarca glacialis* (Gray), *Propeamussium groenlandicum* Sow., *Nucula tenuis* Mont., *Thyasira cf. gouldi* (Philippi), *Musculus* sp., *Portlandia arctica* Gray, массовым видом является *Macoma calcarea* (Gmelin) [243, 293, 353]. Толща характеризуется богатым и разнообразным «туруханским (обским) комплексом» фораминифер, показательными видами в котором являются *Miliolinella pyriformis* (Schlumberger), *Tappanella arctica* Gudina (= *Glandulina laevigata* Orb.), *Alabaminoides mitis* (Gudina). Комплекс, по мнению В. И. Гудиной [69], характеризует тобольский горизонт среднего звена неоплейстоцена. Мощность вологочанского мариния, по данным скважин, меняется от 6,3 до 27 м.

Ямнинская морена и гляциофлювиал (*g,fl/jm*) в ранге одноименной толщи выделена В. Д. Крюковым в 1968 г. со стратотипом по скв. Б-7 в интервале абс. отм. от –18,5 до +10 м, под этим названием вошла во все местные и региональные схемы четвертичных отложений [200, 246, 353]. Эта толща уверенно распознается в разрезах скважин по насыщенности крупно-обломочного материала в микститах, ее образующих. В стратотипе данные образования признаны ледниково-морскими по наличию единичных находок морских моллюсков и фораминифер, вблизи склонов плато Путорана по laterали они замещаются континентальной мореной и гляциофлювиальными осадками.

Ямнинская морена и гляциофлювиал вскрыты большим количеством скважин на Арылахской площади (АР-10, 11, 19, 28 и др.), подошва располагается на абс. отм. минус 50–60 м, кровля – на отметках +5–10 м и редко превышает +50–60 м над уровнем моря. Толща с размывом залегает на скальных породах, реже на чистоозерской и/или вологочанской толщах, представлена смешанным песчано-алеврито-глинистым материалом с гравием, гальками и валунами (диамиктоном). Обломочный материал составляет более 20–30 % породы, как правило – более 50 %. Заполнителем служит диамиктон (микстит), реже – разнородные пески. Обломки представлены исключительно местными породами – траппами, для тяжелой фракции песков содержание пироксенов колеблется от 60 до 90 %.

Толща не содержит органических остатков и, по всей совокупности данных, имеет ледниковый и гляциофлювиальный генезис, являясь продуктом оледенения Среднесибирского плоскогорья, проникающего на окружающие равнины. Западнее границ листа ледники на этапе дегляциации, по-видимому, сопрягались с морским бассейном [353]. По геологическим соотношениям с подстилающими и перекрывающими образованиями толща отнесена к самаровскому горизонту среднего звена неоплейстоцена [246]. Мощность ямнинской толщи в рамках листа, по данным скважин, колеблется от 15 до 50 м.

Коевский лимний и гляциолимний (*l,gl/llkv*) выделен в ранге толщи В. Д. Крюковым и др. в 1968 г. [304] со стратотипом по скв. П-13. В. А. Федоренко считал выбор стратотипа неудачным и предложил в качестве парастратотипа разрез по скв. Б-7 в интервале абс. отм. +10–39 м, где коевская толща с резкой границей залегает на ямнинской морене и перекрывается мастахалинским маринием [353]. Толща представлена озерными и, предположительно, озерно-ледниковыми осадками.

Коевский лимний вскрыт рядом скважин на Арылахской площади (АР-10, 11, 19, 28), где залегает на ямнинской толще без видимого несогласия. Подошва располагается на абс. отм. минус 40–45 м, кровля – до +45 м. Он представлен тонкослоистыми алевритами и глинами, часто ленточнослоистыми, реже песками. Крупнообломочный материал практически отсутствует. Порода иногда слюдистые, встречаются обломки углефицированной древесины, крошка угля, изредка янтаря. В нижней части толщи встречен растительный детрит (преимущественно фрагменты побегов мхов). В минеральном составе

доминируют пироксены (до 60 %), но в меньшем количестве, чем в нижележащей яминской толще.

Толща содержит переотложенный мезозойский комплекс спор и пыльцы и не содержит органических остатков, указывающих на ее возраст. Совокупность литологических и текстурных признаков позволяет предполагать, что она представляет собой типичные осадки олиготрофных озер, сформированных, вероятно, в перигляциальных условиях холодного климата после таяния ледника, поэтому в разрезе не исключается наличие гляциолимнических фаций [293, 353]. Мощность коевской толщи, по данным скважин, достигает 100 м.

Ширтинский горизонт

Геологическое положение и состав отложений, относимых к ширтинскому горизонту, до сих пор трактуются неоднозначно. В западной части листа R-46, в бассейне Самоедской Речки и Кыстыктаха, на ГК-200 первого издания на уровне верхней части среднего звена, соответствующем, по-видимому, ширтинскому горизонту, на дневной поверхности картировалась «санчуговская толща» морского генезиса, содержащая обильный «санчуговский» комплекс морских моллюсков и фораминифер [31]. Такой же позиции придерживались геологи при ГДП-200 для ГК-200 (новая серия), хотя эти работы не изданы [336]. В ГК-1000 второго издания морские осадки этого уровня вообще не описаны [51]. При всем этом на предшествующих листах не учтены данные бурения на Арылахской площади [293] и материалы местной стратиграфической схемы Норильского района [353], а также последующих решений МСК 1983 и 2010 гг. [200, 246], в которых морские образования верхней части среднего звена, залегающие выше коевского лимния и гляциолимния, выделены в *мастахсалинскую толщу*. Следует подчеркнуть, что вышеперечисленными Решениями [200, 246] эта толща параллелизована с продуктами второго среднечетвертичного (тазовского) оледенения и отнесена к тазовскому горизонту, в составе которого и будет описана ниже. Хотя принятое в Региональных схемах стратиграфическое положение мастахсалинского мариния авторами данной записки не представляется логичным, т. к. ширтинское время оказывается не охарактеризованным осадками, в то время как данные о распространении обширной «ширтинской» («санчуговской») морской трансгрессии на Сибирском Севере представлены во множестве работ – та же «санчуговская свита с одноименным комплексом арктических фораминифер» низовий р. Енисей [246].

Лимний и аллювий ширтинского горизонта (L,allŕ) выделены в разрезе скв. Л-3 и фрагментарно вскрыты в основании береговых обрывов р. Хета, описаны при ГДП-200 Авамской площади [50, 334]. В силу фрагментарности выходов на карте они показаны нерасчлененными по генезису.

В скв. Л-3 (устье р. Аякли) лимний и аллювий залегают в палеодолине рек Аян–Хета на устькотуйской толще нижнего звена, абс. выс. подошвы +43,5 м, кровли – около 70 м (в работе [50] эти образования отнесены к аллювиомаринию). Нижняя граница проведена с долей условности, практически

не содержит следов размыва (кроме присутствия в крупнозернистых песках дресвы карбонатных пород). Этот факт настораживает, т. к. из разреза выпадают как минимум продукты ледниковой деятельности самаровского оледенения и тобольской трансгрессии (вологодчанский мариний).

Разрез в скв. Л-3 представлен в следующем виде (снизу вверх).

| | |
|--|--------|
| 1. Пески средне-крупнозернистые граувакковые темно-серые. В нижней части слоя – прослой угольной крошки и дресва карбонатных пород | 5,0 м |
| 2. Алевриты глинистые серые и темно-серые с тонкой косою слоистостью | 11,2 м |
| 3. Пески тонкозернистые алевритистые желтовато-серые и серые тонкослоистые. Слоистость горизонтальная, линзовидная | 9,5 м |

Мощность отложений – 25,7 м.

Сходные по вещественному составу и гипсометрическому положению отложения вскрываются в подмываемых обрывах меридионального отрезка р. Хета в 9 и 15 км ниже по течению от точки местонахождения скв. Л-358 [50].

Пески имеют граувакковый состав, содержат большое количество зерен цеолитов и неокрашенных халцедонов, в тяжелой фракции содержание таково (%): пироксены 63–76, магнетит 2–12, ильменит 7–10, лимонит 2–3, пирит 1–4, редкие знаки халькопирита. Отложения палеонтологически немые, исключение составляют неопределимые остатки остракод в верхней части разреза скв. Л-3. По предположению авторов работы [50], они представлены осадками фиордового бассейна, образованными за счет размыва реками познепалеозойских и триасовых отложений.

Озерные фации ширтинского горизонта описаны автором в 2015 г. (рис. 7). Они обнажаются в основании береговых обрывов р. Хета на субширотном отрезке между устьями рек Бамбай и Буричи. В устье Бамбая у уреза воды вскрываются глины коричневые и серые с голубоватым оттенком, содержащие тончайшие прослойки и линзы светло-серых мелкозернистых песков. Выходы глин сопровождаются массовыми высыпками плотных глинистых конкреций причудливой формы (типа «иматровых камней»). Мощность глин – более 1,5 м.

В 4 км ниже по течению р. Хета, в устье правого притока р. Хадят (опорное обнажение 25) от уреза воды вскрываются отложения (снизу вверх).

| | |
|--|--------|
| 1. Глины алевритовые голубовато-серые до темно-синих плотные, липкие, пластичные, комковатые, содержащие тонкие прослойки и линзы светло-серых мелкозернистых песков, прослойки слежавшегося торфа, обломки веток древесины, отпечатки листьев | 6 м |
| 2. Алевриты коричневые и светло-коричневые оскольчатые. Насыщены растительными остатками (листья, ветки кустарников) | 0,75 м |
| 3. Пески тонкозернистые желтые с коричневым оттенком, волнистослоистые, с тонкими прослоями коричневых алевритов, подобных п. 2. Верхний контакт четкий, обохренный | 2,15 м |

Пачки 2 и 3 наращивают разрез глин пачки 1 и имеют вид крупной вложенной линзы, ограниченной по латерали. Мощность отложений – до 9 м.

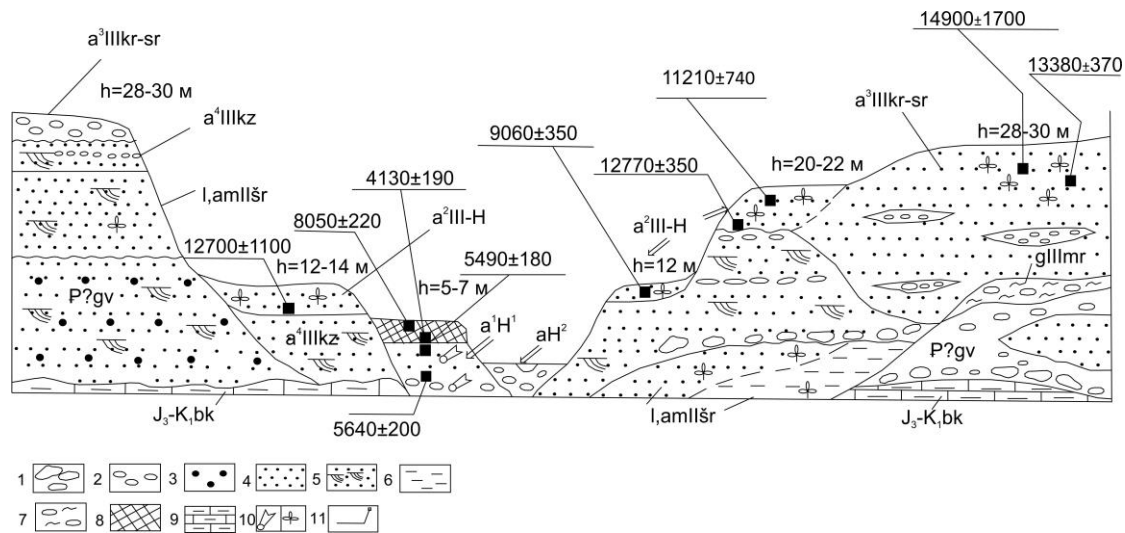


Рис. 7. Схема соотношений кайнозойских образований верхнего течения р. Хета.

1 – валуны; 2 – галька; 3 – гравий; 4 – песок; 5 – песок с косой слоистостью; 6 – глина; 7 – суглинок; 8 – торф; 9 – песчаник с карбонатным цементом; 10 – а) остатки древесины; б) остатки растений; 11 – пункты определения абсолютного возраста (^{14}C) и его значения.

Примечание. Индексы подразделений соответствуют условным обозначениям к карте четвертичных отложений и геологической карте.

В 12 км ниже по течению Хеты в левом борту описан разрез лимния (опорное обнажение 26), наращивающий, по нашему мнению, приведенный выше разрез обнажения 25. Здесь выше кварцевых косослоистых песков, условно отнесенных к гавриловской толще палеогена, с карманообразным контактом залегают отложения (снизу вверх).

1. Пески мелкозернистые светло-коричневато-желтые, монотонные, неясно волнистослоистые (через 30–40 см) за счет песков алевритистых серо-коричневых. Слои горизонтальные и пологонаклонные. В основании – коричневые алевриты мощностью 5–7 см, залегающие в «карманах» нижележащих песков 1,7 м
2. Пески алевритовые тонкозернистые, горизонтальнослоистые. Слоистость подчеркивается чередованием желто-серых, серых, темно-серых и охристых слоев толщиной 1–2 см. Пески участками косослоистые. Прослой органического вещества. Вниз по слою прослой темно-серых алевритовых песков становятся мощнее (до 10–15 см), увеличивается их насыщенность органическим веществом 2 м
3. Пески кварцевые тонкозернистые серые волнистослоистые. В кровле слоя – ржавые потеки и пятна ожелезнения. Волнистая слоистость подчеркивается сменой цвета с желто-серого до серого. Нижний контакт неровный, полого-карманообразный 0,5 м
4. Пески тонкозернистые рыжеватожелтые хорошо сортированные, неясно слоистые. На глубине 0,3–0,4 м от кровли слоя прослойки или линзы серых алевритов толщиной 5–10 см, подчеркивающие элементы горизонтальной либо косой слоистости. В 1,3 м ниже кровли пески косослоистые. Нижний контакт четкий, прямой, подчеркивается сменой цвета и зернистостью 4,6 м

Мощность отложений в приведенном разрезе – 8,8 м.

Минералогический состав легкой фракции песков (обн. 25) представлен (%): кварц – 71–79, калинатриевые полевые шпаты + плагиоклаз – 20–25, халцедон – 1,4–4. Озерные осадки, залегающие на песчаной пачке гавриловской толщи (обн. 26), существенно кварцевые (86–90 %) с подчиненным количеством полевых шпатов (8–13 %). В тяжелой фракции песков доминирует (%) авгит (от 40–75), постоянно присутствуют ильменит (5–22), магнетит (3–8), альмандин (5–13), эпидот (2–9), от долей процента до первых процентов составляют амфиболы, турмалин, лейкоксен, дистен.

Осадки из обнажений 25 и 26 исследованы на наличие диатомовых водорослей (аналитик Г. В. Степанова, ВНИИОкеангеология). В образцах из обн. 25 по всему разрезу обнаружены богатые и разнообразные пресноводные диатомовые комплексы (заключение в БД). Выявленная в осадках диатомовая флора состоит из 102 таксонов пресноводных диатомей, относящихся к 34 родам отдела Bacillariophyta. Все определенные в образцах диатомей относятся к плейстоценовым и современным видам. Морские и переотложенные палеогеновые диатомей в образцах не зафиксированы. Доминируют в комплексе планктонные виды: *Aulacoseira subarctica*, *A. ambigua*, *Cyclostephanos dubius*, характерны донные *Amphora lybica*, *Navicula radiosa*, среди видов-обрастателей – *Synedra ulna*, *Fragilaria construens*. Наибольшего видового разнообразия достигают в комплексе представители родов *Navicula* (15 видов), *Pinnularia* (9 видов) и *Cymbella* (8 видов), относящиеся к донным видам. Распределение по разрезу географических групп диатомей показывает преобладание в комплексе видов-космополитов и бореальных видов, которых во

всех образцах значительно больше, чем северных видов. Диатомеи из глин пачки 1 характерны для относительно тепловодного олиготрофного водоема, возможно, с повышенной минерализацией. К концу накопления глин происходит процесс эвтрофирования озера, зарастание его высшими растениями и развитие диатомей группы обрастателей. Накопление алевритов и песков п. 2 и 3 связано с близко одновременным развитием озерного и речного бассейна и деятельностью быстро текучих вод.

Диатомовая флора в обн. 26 (пачка 2) состоит из 34 пресноводных видов, относящихся к 18 родам отдела Bacillariophyta. Среди географических групп диатомей количественно преобладают космополиты (40,9%), северных и арктических видов 32,5%, бореальных – меньшинство (13%). Анализ экологической приуроченности составляющих комплекс диатомовых водорослей позволяет предположить, что накопление осадков происходило в условиях пресноводного зарастающего (заболачивающегося) слабощелочного водоема, сезонно промерзающего в условиях холодного климата. Совокупность данных обнаруживает тенденцию развития климата от благоприятного к холодному к концу накопления осадков. Г. В. Степанова, опираясь на данные Э. И. Лосевой, исследовавшей пресноводные плиоцен-четвертичные диатомеи в многочисленных обнажениях и скважинах европейского Северо-Востока России [129], делает вывод о предположительно среднеплейстоценовом возрасте изученных осадков.

Мощность лимния и аллювия ширтинского горизонта – 18–26 м.

Газовский горизонт

В составе гляцигенного комплекса тазовского горизонта на площади листа выделена одноименная морена и парагенетически связанный с мореной никитинский гляциофлювиал. В соответствии с местной стратиграфической схемой и последующими Решениями [200, 246], к этому же горизонту отнесен мастахсалинский мариний, хотя о неоднозначности такого положения мариния в разрезе было сказано выше.

Выделение тазовской морены как рельефообразующих отложений на пространстве Северо-Сибирской низменности сделано нами не впервые: на ГК-1000 издания 1975 г. (автор В. Д. Крюков) среднечетвертичные «ледниковые и морские отложения бахтинского горизонта» широко показаны на листе R-(45)–47 (Норильск), где, по данным В. Д. Крюкова, слагают широко известные в литературе Сынтабульскую, Джангодскую, Сампесинскую и другие гряды [62]. К сожалению, объяснительная записка в составе комплекта листов отсутствует, поэтому авторская аргументация отнесения водораздельных гряд к «бахтинскому горизонту» не ясна.

Неоднозначность авторских трактовок возраста перечисленных выше водораздельных гряд (при единогласном понимании их ледникового генезиса) прослеживается на протяжении 1970-х–1990-х годов [2]. При АФГК-200 западной части Северо-Сибирской низменности под руководством В. Д. Николаева [327] морены перечисленных выше водораздельных гряд картировались как муруктинские (Q_{III}^2), а прилегающие к северному склону плато Путорана – как морены няпанской стадии сартанского оледенения. При АФГК-200

центральной части низменности, по В. С. Скундину и др. [340], морены сынтабульской и няпанской гряд считались сартанскими, а сампесинской – муруктинскими. Сходное с В. С. Скундиным и др. представление о возрасте водораздельных гряд предложено А. Д. Матюшковым в ГК-1000 новой серии [51]: возраст водораздельных гряд на листе R-(45)–47 (Норильск) принят сартанским, за исключением сампесинской, урдахской и расположенных восточнее моренных гряд (массивов), которым придан муруктинский возраст. Наконец, составление листов ГК-1000 третьего поколения внесло новые коррективы во взгляды на возраст гряд. Геологические соотношения ледниковых образований Джангодской гряды и морских осадков казанцевского горизонта, в них вложенных, полученные работами Д. В. Назарова в бассейне р. Агапа [53], заставили вернуться к среднелейстоценовому возрасту моренных гряд, по крайней мере джангодской. При этом указанный автор неправомерно преокупировал для этих моренных образований термин «северосибирская морена», используемый в Унифицированной схеме [246] для нижней части муруктинского горизонта. Нами для картирования доказанцевских ледниковых образований предлагается термин «морена тазовского горизонта».

Морена тазовского горизонта (glitz) распространена в западной части листа в междуречье Пясины и Дудыпта, где слагает крайнюю восточную часть водораздельной Джангодской гряды; кроме того, она образует вершинную часть водораздела рек Дудыпта и Самоедская Речка. В центральной и восточной части площади листа тазовской мореной образована Сампесинская гряда, являющаяся водоразделом для р. Хета (с притоками Волочанка и Боганида) и среднего течения р. Дудыпта (с притоками Каменная, Пайтурма). Абсолютные отметки вершин гряд колеблются от 120 до 190 м. Залегание подошвы тазовской морены может быть определено лишь предположительно на меловых осадках, более древние четвертичные образования достоверно не наблюдались. В нефтепоисковых скважинах Спс-1, Влч-1, Тнд-1, установленных на моренных грядах, стратификация четвертичного разреза при бурении не проведена, а определена только общая мощность четвертичных образований, равная соответственно, 90, 114 и 70 м.

По данным АФГК-200 [340], в нижнем течении р. Боганида тазовская морена (у авторов [340] она принадлежит к муруктинскому горизонту) сложена неслоистыми коричневыми суглинками и песчаными алевролитами с включением (до 30–40 %) галек и валунов различной окатанности и размером до 0,1–0,4 м в поперечнике. Петрографический состав обломочной части свидетельствует о принадлежности пород к таймырской петрографической провинции: в обломках преобладают песчаники (27–70 %) и известняки (5–40 %), широко развитые в средне-верхнепалеозойских образованиях гор Бырранга. Небольшую долю составляют юрско-меловые песчаники (до 15 %), гранитоиды (1–4 %). Ориентировка длинных осей обломков имеет северо-западные–юго-восточные и меридиональные румбы, а учитывая плановый рисунок Сампесинской и Урдахской (восточнее границы листа) моренных гряд, обращенных выпуклой стороной к юго-востоку, предполагается наступление ледника с севера, со стороны гор Бырранга.

Восточная оконечность Джангодской моренной гряды имеет сложный извилистый рисунок в плане, образована, по данным В. Д. Николаева и др.,

напорными и напорно-насыпными моренами существенно песчаного состава: это гляциодислоцированные пески и алевриты, гравийно-галечные отложения с валунами [327].

Морена джангодской гряды не содержит органических остатков. Исключение составляют переотложенные палеоген-неогеновые диатомеи и спорово-пыльцевые комплексы, свидетельствующие о растительности тундрового и лесотундрового типов и холодном климате времени формирования морен [327]. Среднеплейстоценовый (тазовский) возраст морен устанавливается по соотношению с перекрывающими их морскими образованиями первой ступени верхнего звена неоплейстоцена западнее границ территории листа, в низовьях р. Агапа [53]. Мощность морены тазовского горизонта предположительно оценивается в 50–110 м.

Никитинский гляциофлювиал (*flnk*) первоначально назван С. Л. Троицким «водораздельными песками», позже «никитинскими слоями», отнесенными на тот момент к «верхней подсвите санчуговской свиты», а в более поздних работах – к концу тобольского межледниковья [243]. В ранге «никитинской пачки» водноледниковых отложений этот стратоген внесен в «Решения Всесоюзного...» [200], а позже и в Унифицированную схему 2009 г. [246]. Стратотип никитинской пачки расположен на правом берегу р. Енисей ниже г. Дудинка в обрывах Никитинского Яра и описан впервые в 1975 г. Ф. А. Каплянкой и В. Д. Тарноградским. В пределах листа никитинский гляциофлювиал прилегает к возвышенностям и грядам (Джангодской, Сампесинской), образованным тазовской мореной, слагает камовые массивы и, возможно, зандровые шлейфы. Вещественный состав охарактеризован слабо, обнаженность их плохая, поэтому при описании детали строения взяты из стратотипического разреза [53]. В составе преобладают пески разнозернистые, от мелко- до крупнозернистых, хорошо сортированные, цвет меняется от светло-серого до желтовато-серого. Пески образуют пологопадающие косые серии мощностью 10–30, реже 40–60 см. Гравийный и галечный материал рассеян в песке в виде единичных включений, а в нижней части слоя образует маломощные выдержанные ожелезненные прослои толщиной 5–10 см. Мощность таксона – до 30 м.

Среднеплейстоценовый возраст никитинского гляциофлювиала принят тазовским по геолого-геоморфологическим соотношениям (прислонение к тазовской морене и перекрытие их морскими образованиями первой ступени верхнего звена неоплейстоцена) и по аналогии со стратотипом, где методом OSL получен абсолютный возраст никитинских песков, равный 190 ± 11 и 135 ± 8 тыс. лет [53].

Мастахсалинский мариний (*mlms*) в ранге одноименной толщи впервые выделен В. А. Федоренко в «Местной стратиграфической схеме... Норильского района» [353]. Ранее соответствующие отложения описывались в составе санчуговской свиты [59, 293]. В связи с тем, что стратиграфическое положение санчуговской свиты в тот момент было однозначно не определено, В. А. Федоренко предложил для данного подразделения новое название – «мастахсалинская толща». Она названа по р. Мастахсала (Арылахская площадь), близ устья которой в скв. AP-28 в толще обнаружено инситуное захоронение показательной фауны моллюсков [353]. Под таким названием толща

вошла в последующие Региональные схемы Средней Сибири [200, 246]. В качестве стратотипа предложен разрез скв. Б-7 (р. Болгохтох) в интервале глубин 10–56 м, где толща имеет ясные соотношения со смежными подразделениями и детальную микропалеонтологическую характеристику. В стратотипе, так же как и на листе R-46, мастахсалинская толща залегает на коевском лимнии и перекрывается быхынским маринием начала верхнего неоплейстоцена. Соотношения мариния с тазовской мореной нигде не зафиксированы и имеют, предположительно, латеральный тип переходов.

В пределах листа мастахсалинский мариний вскрыт скважинами на Арылахской площади (АР-3, 11, 25, 28) в диапазоне абс. отм. от –25 до +35 м, на дневной поверхности обнажается в единичных выходах в бассейне Самоедской реки–Кыстыктаха. В составе толщи доминируют песчано-глинистые алевроиты и глины с грубой неотчетливой слоистостью. Породы включают гравий, гальки, редко – валуны, количество обломков не превышает, как правило, 5 %. Среди обломков преобладают базальты, много кварца, кремней, терригенных пород. Минералогический состав тяжелой фракции близок к таковому в коевском лимнии: содержание моноклинных пироксенов – 35–60 %, значительную роль играют минералы, переотложенные из меловых пород: роговая обманка, минералы группы эпидота–цоизита, черные рудные, гранаты.

Повсеместно по разрезу встречены обломки раковин моллюсков *Hiatella arctica* L., *Astarte* sp., *Macoma* sp. В скв. АР-28 встречено массовое захоронение раковин *Portlandia arctica* Gray (определения С. Л. Троицкого). При ГСР-200 сборы моллюсков пополнены видами *Astarte compressa* (L.), *A. cf. crenata* (Gray), *A. cf. borealis* (Chemn.) var. *placenta* Morch., *Macoma calcarea* (Chemn.), *Cyrtodaria cf. jennisseeae* (Sachs) и др. Комплекс фауны, по заключению С. Л. Троицкого и О. В. Судальского, является «санчуговским среднечетвертичного времени» [59]. В. Я. Слободным из глинистых пород данной толщи на Арылахской площади были определены фораминиферы: *Glanduina laevigata* Orb., *Cribrononion* sp., *Cribroelphidium orbiculare* (Brady), *C. cf. vulgare* (Voloshinova), *Elphidiella* sp., *Cassidulina cf. islandica* Norvang var. *norvangi* (Thalmann), характерные для сублиторали современных северных морей. В стратотипическом разрезе (скв. Б-7) В. И. Гудиной выделен «санчуговский комплекс» фораминифер, характеризующий интерстадиальную обстановку между двумя среднееоплейстоценовыми оледенениями [70, 200]. Если следовать данной логике, то «санчуговский комплекс» должен характеризовать мариний ширтинского горизонта. Однако, согласно Решениям МСК, принятым для Средней Сибири [246], мастахсалинская толща отнесена к тазовскому горизонту, параллелизована с тазовской мореной и никитинским гляциофлювиалом, характеризуя тем самым этап дегляциации тазовского ледника и сопутствующей ему морской трансгрессии.

Мощность мастахсалинского мариния колеблется от 1 м (скв. АР-28) до 17 м (скв. АР-11).

Верхнее звено

В верхнем звене выделены отложения казанцевского, муруктинского, каргинского и сартанского горизонтов.

В составе казанцевского горизонта в западной части территории листа выделен быхынский мариний, а в восточной, в бассейне рек Аян–Хета – аллювий 4-й надпойменной террасы рек Аян–Хета.

Быхынский мариний (mlllbh) впервые выделен В. А. Федоренко в 1980 г. в ранге толщи при создании Местной стратиграфической схемы четвертичных отложений Норильского района [353], название дано по р. Быхы – левому притоку р. Дудыпта. Стратотипом служит разрез скв. АР-11 на левобережье Самоедской Речки, где она с размывом залегает на мастахсалинском маринии либо коевском лимнии в интервале абс. выс. 34–70 м, в целом же диапазон отметок по другим скважинам Арылахской площади колеблется от –20 до +100 м.

В ранее проведенных работах [293, 304, 355] морские отложения описываемого диапазона картировались как «усть-портовская свита», однако это подразделение впоследствии было упразднено. Название «быхынская толща» после принятия «Местной схемы... Норильского района» [353] было использовано для морских образований казанцевского горизонта Норильского района и прилегающих территорий в региональных стратиграфических схемах Средней Сибири [200, 246]. По существу, быхынская толща является стратиграфическим и возрастным аналогом казанцевской свиты низовий р. Енисей, выделенной В. Н. Саксом.

В западной части листа R-46 быхынский мариний вскрыт скважинами на Арылахской площади (АР-10, 11, 25, 28 и др.), а также описан в естественных обнажениях в среднем течении Самоедской Речки и на ее водоразделе с р. Быхы. Локальное развитие он имеет в северо-западном углу листа, в бассейне р. Шайтан – правом притоке р. Пясины, где прилегает к тазовской морене*. Кровля осадков контролируется абс. выс. 100–110 м. Мариний образован алевритами и глинами, содержащими небольшое количество (до 5 %) гравия и галек, реже песками, гравийниками и галечниками. Гальки и гравий представлены главным образом базальтами, гораздо реже присутствуют обломки меловых пород и пород северотаймырского происхождения.

Стратотипический разрез в скв. АР-11 представлен в следующем виде (по данным [353], снизу вверх).

| | |
|---|--------|
| 1. Пески разнозернистые, преимущественно крупнозернистые, существенно кварцевые. В основании (0,2 м) – галечники базальтового состава | 0,5 м |
| 2. Алевриты песчаные тонкослоистые, слойки от долей мм до 2–5 мм | 4,5 м |
| 3. Алевриты глинистые темно-бурые тонкослоистые | 9,7 м |
| 4. Алевриты песчаные и песчано-глинистые бурые с редким гравием, неотчетливо горизонтальнослоистые | 10,1 м |

* По мнению эксперта Д. В. Назарова, являющегося и автором КЧО смежного листа R-45, выделение двух морских толщ в бассейне р. Шайтан (быхынской и каргинской) является неправомерной и необоснованной. Эксперт принимает точку зрения о наличии в верхнем неоплейстоцене отложений только одной тепловодной трансгрессии («каргинской»), принадлежащей к первой ступени верхнего звена неоплейстоцена, т.е. казанцевскому горизонту.

| | |
|--|-------|
| 5. Алевриты глинистые серые с оскольчатой текстурой | 7,0 м |
| 6. Алевриты глинистые и песчано-глинистые темно-серые с редким (до 5 %) гравием и гальками, среди последних преобладают базальты | 4,2 м |

Мощность отложений – 36 м.

В естественных обнажениях в борту Самоедской Речки более детально описано строение базальной пачки (п. 1) стратотипического разреза [336]. Она представлена песками средне-грубозернистыми, переслаивающимися с гравийниками и галечниками, слоистость четкая, градационная. В составе обломков много экзотических для этого района пород: преобладают граниты, кварц, кремни, реже встречаются кварциты, известняки, хлорит-серицитовые сланцы, филлиты, обломки пород юрско-меловой толщи, окрашенные халцедоны. Крупные гальки и валуны размером 5–20 см представлены исключительно каменным углем и имеет хорошую и очень хорошую степень окатанности. Мощность пачки – 1,8 м. Вверх она сменяется песками, аналогичными п. 1, переслаивающимися с гравийниками пестрого петрографического состава, их мощность – 1,5 м. Таким образом, мощность базальной пачки быхынской толщи может достигать 3,3 м. В вышележащей части разреза, так же как и в скв. АР-11, доминируют алевриты и глины, вмещающие две пачки мелкозернистых песков мощностью 1 и 3 м.

Вне зоны развития быхынского мариния бассейнов Самоедской Речки–Быхи единичный выход этих образований встречен на левобережье р. Дудыпта, на р. Кыстыктах вблизи ее устья (опорное обнажение 24). В отчете [327] в основании разреза № 4141 (авторский номер по данным [327]) описаны темно-серые слоистые супеси с плавающей галькой и обломками древесины. Супеси содержат массовое захоронение раковин *Macoma baltica* (L.) и реже *Mytilus edulis* L. Здесь же выявлен богатый смешанный комплекс морских, солоноватоводных и пресноводных диатомей, а также спорово-пыльцевой комплекс, указывающий на существование березовых лесов с развитым травянистым ярусом, сменяющихся березово-еловыми лесами. Радиоуглеродная датировка в верхней части разреза, равная $36\ 620 \pm 700$ лет, позволила авторам отчета отнести весь разрез к каргинскому интервалу, хотя весь палеонтологический комплекс нижней части разреза весьма сходен с разрезом «Чугунковские Яры» на р. Агапа, отнесенным в работе [53] к первой ступени верхнего звена неоплейстоцена.

По минеральному составу быхынский мариний близок к мастахсалинскому. Легкая фракция состоит (%) из кварца – 35–40, калишпатов – 20–28, плагиоклаза – 20–25. В тяжелой фракции преобладают моноклинные пироксены (47–67), роговая обманка составляет 3–15, минералы группы эпидота–цоизита – 4–12, черные рудные – 5–12.

На Самоедской Речке и р. Быхи существенно глинистые разновидности пород включают обломки и реже целые створки раковин моллюсков. Из сборов при поисковых работах [293] С. Л. Троицким определены виды *Hiatella arctica* L., *Mya truncata* L., *Macoma* cf. *calcarea* (Gmelin), *Astarte* cf. *montagui* (Dillw.), *Cyrtodaria* cf. *jenisseae* (Sachs), *Mytilus* cf. *edulis* L., *Macoma baltica* (L.), *Serripes* sp., *Arctica* sp. Спорово-пыльцевые спектры из верхов разреза отражают существование лесотундровой растительности, климат по темпера-

турным показателям близок к современному, но отличался большей сухостью [293]. По данным Е. Н. Ленькина [59], в палинологическом спектре преобладает пыльца мелколиственных (*Betula* 41 %, *Alnus* 18,5 %); возрастает, по сравнению с нижележащей мастахсалинской толщей, доля хвойных (*Pinus sibirica* 22 %, *P. silvestris* 18,5 %), увеличивается количество спор папоротникообразных за счет уменьшения спор сфагновых мхов.

Возраст быхынской толщи, так же как и казанцевской свиты более западных районов (низовья р. Енисей, бассейн р. Пясины и ее притока – р. Агапа), однозначно сопоставляется с казанцевским горизонтом первой ступени верхнего звена неоплейстоцена. Расхождения мнений авторов, изучавших казанцевские морские отложения Енисейского Севера в последние 2–3 десятилетия, сводится, в связи с появлением методов абсолютного датирования четвертичных отложений (U-Th, ИК-ОСЛ, ОСП, ЭПР), лишь в разной оценке хронологических рубежей казанцевской трансгрессии (и горизонта в целом). Часть авторов [26, 234], так же как В. И. Астахов, Д. В. Назаров в своих работах, в т. ч. в [53], принимают «узкий» хронологический интервал казанцевского горизонта, соответствующий кислородно-изотопной стадии 5e – 130–110 тыс. лет назад. В работе Е. А. Гусева и др., посвященных изучению стратотипического разреза на р. Казанка и других опорных разрезов низовий р. Енисей [74], разными методами получена серия дат более широкого хронологического диапазона. По люминесцентным и уран-ториевым методам даты укладываются в диапазон 120–68 тыс. лет, методом ЭПР – в диапазон 93–70 тыс. лет, что свидетельствует о накоплении казанцевского мариния на протяжении всего интервала изотопной стадии МИС-5 [74]. Сходный интервал (70–126 тыс. лет) получен российскими и зарубежными исследователями при датировании казанцевского мариния в различных районах Горного Таймыра [54, 268]. Наконец, временной интервал 134–70 тыс. лет определен для казанцевского горизонта и в «Унифицированной схеме ... Восточной Сибири» [246].

Мощность быхынского (=казанцевского) мариния в скважинах AP-10, 25 достигает 52–54 м.

Аллювий четвертой надпойменной террасы казанцевского горизонта ($\alpha^4\text{llkz}$) распространен как в горной части плато Путорана (реки Аян, Аякли, начало р. Хета), так и на выходе р. Хета в пределы Северосибирской низменности, где изучался на широтном отрезке долины длиной 15–16 км [50, 339]. В горной части плато (реки Аян, Муниль) аллювий выполняет верхнюю часть цокольных террас высотой от 30 до 50 м над урезом воды, представлен валунно-гравийно-галечным материалом с грубозернистым песчано-супесчаным заполнителем. В скв. Л-3 в интервале глубин 2–17 м эти образования залегают на песчано-алевритовых осадках ширтинского горизонта, выполняя днище долины, а на левом борту р. Аякли отмечены в верхней части цокольной террасы высотой до 30 м, гдестилаются конгломерато-галечниками гавриловской толщи. Суммарная мощность казанцевского аллювия в горной части – не менее 30 м.

У подножия плато, на широтном отрезке р. Хета, казанцевский аллювий выполняет обширную четвертую террасу на абс. выс. 60–120 м (превышение площадок над руслом 40–50 м), частично площадки террасы перекрыты лед-

никовыми муруктинскими образованиями. Вниз по течению реки, вне зоны влияния муруктинского ледника, казанцевский аллювий вскрывается в цоколе более низких (второй–третьей) надпойменных террас каргинско-сартанского и сартанского–голоценового возраста (рис. 7). К востоку от границ листа казанцевский аллювий фациально замещается(?) морскими образованиями [51, 340].

Наиболее полный разрез аллювия вскрывается в правом борту р. Хета в 2 км ниже устья р. Балаган (оп. обн. 25). Здесь в цоколе террасы высотой 22 м в 5 м выше уреза воды на озерных ширтинских отложениях залегают (по данным [50] с добавлениями автора, снизу вверх).

| | |
|---|-------|
| 1. Пески граувакковые средне-крупнозернистые темно-серого цвета, горизонтальнослоистые, с косой микрослоистостью. В основании – слой валунника размером до 10–40 см в поперечнике | 2,5 м |
| 2. Галечники с песчано-гравийным заполнителем | 1,5 м |
| 3. Галечники хорошосортированные с редкими горизонтальными прослоями среднезернистых песков | 3,2 м |
| 4. Пески средне- и крупнозернистые, в отдельных прослоях алевроитистые, переслаивающиеся между собой, с единичными мелкогалечными и гравийными прослоями толщиной 0,1–1,0 м | 8,2 м |
| 5. Пески мелко-среднезернистые желтовато-серого цвета слабоглинистые, ко-со- и волнистослоистые | 0,6 м |
| 6. Пески грубозернистые гравийные с включениями галек размером 3–10 см. Слоистость косая и перекрестная | 1,0 м |

Общая мощность аллювия – 17 м. Выше по разрезу во многих обнажениях (вне зоны распространения муруктинской морены) залегают плотные желтовато-бурые супеси мощностью 0,2–0,5 м, соответствующие, вероятно, муруктинским флювиогляциальным осадкам, а в 3,6 км выше устья р. Букатый казанцевский аллювий перекрыт валунно-галечно-супесчано-суглинистыми образованиями (мореной) мощностью до 7–8 м [50].

В составе обломочного материала аллювия преобладают базальты, туфы, реже долериты. Пески (обн. 25) по составу (%) граувакковые (кварц – 2–11, обломки пород – 79–93) с включением зерен цеолитов и халцедонов. В тяжелой фракции содержится (%), помимо обломков пород (34–64), главным образом авгит (35–65), остальные минералы – в единичных зернах. Алевроитоглинистая составляющая аллювия – гидрослюда с небольшой примесью монтмориллонита [50].

Возраст аллювия 4-й террасы принимается казанцевским по соотношениям между подстилающими ширтинскими осадками, перекрывающимися муруктинской мореной либо каргинско-сартанскими алювиальными осадками. Мощность аллювия – до 30 м.

Муруктинский горизонт

Горизонт представлен комплексом гляцигенных (ледниковых, гляциофлювиальных, гляциолимнических) образований, являющихся рельефообразующими и участвующими в строении сынтабульской гряды в северной части листа (водораздел Дудыпты и Янгоды), а также серии мелких «северопу-

торанских» гряд (название наше), обрамляющих подножия склонов одноименного плато.

Морена муруктинского горизонта (gllmr) в Сынтабульской гряде в северной части площади листа ограничено описана только в материалах АФГК-200 [327, 340]. В большинстве случаев морены квалифицируются как «конечные насыпные морены» и «морены напора». Они слагают пологую водораздельную гряду, выпуклую в южном направлении, с абс. отм. вершин от 110–130 до 200–220 м. Обнаженность морен крайне слабая. Подстилающими породами служат меловые песчаные осадки, гораздо реже, предположительно, быхинский мариний. К северу от границ территории листа [54] в основании моренных гряд вскрываются рыхлые палеоген-неогеновые, нижне-среднеплейстоценовые и казанцевские осадки глинисто-песчаного состава. Состав подстилающего субстрата в Сынтабульской гряде определяет минимальное развитие классических валунных суглинков и, напротив, широкое распространение гляциодислоцированных песков и алевроитов с редкими гравием, гальками и валунами. Зачастую в редких обнажениях в толще песков отмечаются затяжки и мелкие «отторженцы» подстилающих пород, иногда содержащих раковины моллюсков. Петрографический состав обломочного материала свидетельствует о принадлежности пород к Северо-Таймырской провинции. Минимальная мощность морен оценивается в первые десятки метров, максимальная, по данным со смежной с востока площади, – до 200 м [340].

В предгорьях плато Путорана и на его склонах муруктинская морена залегает на казанцевском аллювии 4-й террасы и перекрывается каргинско-сартанскими аллювиальными осадками. Она либо образует прерывистый чехол основной морены, залегающей на скальных породах, либо формирует конечно-моренные гряды (названные нами северопуторанскими), обращенные выпуклой стороной на север, часто правильной полукруглой формы в плане. По своему составу морены являются типичным тиллом – валунно-галечной смесью с примесью щебня, дресвы, крупных отломников до 1–3 м в поперечнике. Заполнителем обломочного материала служат супеси, суглинки, глины, нередко оскольчатые, массивные, пластичные, липкие, пльвучие. Обломки представлены как породами туфолавоваго толщи (до 60 %), так и юрско-меловыми песчаниками и ракушняками (до 30 %), встречаются единичные обломки конгломератов гавриловской толщи. Мощность основной морены – до 5–10 м, в конечно-моренных грядах – до 40 м.

Гляциофлювиал муруктинского горизонта (flllmr) как в северной части листа, так и вблизи плато Путорана обрамляет моренные гряды с дистальной и проксимальной стороны, образует зандровые шлейфы, реже флювиогляциальные камовые постройки и озовые гряды. В северной части территории листа преобладают зандровые конусы, слившиеся между собой, они сложены главным образом песками промытыми и илистыми, горизонтально- и косослоистыми, с прослоями и линзами гравия и галек, с рассеянной угольной крошкой. В предгорьях Путорана, по данным [50], эти образования, будучи хорошо промытыми, редко образуют хорошие обнажения (склоны близки к углам естественного откоса). В составе преобладают сыпучие галечники и гравийники с валунами и грубозернистым песчаным запол-

нителем. Обломки состоят исключительно из местных пород (базальты, туфы), пески имеют граувакковый состав с включением зерен цеолитов. В тяжелой фракции пироксены составляют (%) 20–73, обломки пород – 21–73, магнетит – 2–14, лимонит – 2–5. Мощность гляциофлювиала – от 20 до 40 м.

Гляциолимний муруктинского горизонта (lglllmr) выполняет обширные межрядовые поверхности в интервале абс. выс. 50–80 м, плавно понижающиеся к долинам крупных рек района – Пясины, Дудыпта, Хета – и их притоков. Они вложены в морену и/или гляциофлювиальные тазовские либо муруктинские образования, состоят из глин, реже алевроитов и песков. В породах доминирует тонкая, до ленточной, слоистость, подчеркнутая сменой цвета и гранулометрического состава. Мощность гляциолимния – 10–20 м.

Возраст комплекса гляциальных образований муруктинского горизонта определялся второй ступенью верхнего звена неоплейстоцена (кислородно-изотопная стадия МИС-4) по геолого-геоморфологическим соотношениям (по причине отсутствия в них палеонтологических остатков «in situ») и геохронологическим данным с сопредельных территорий. С одной стороны, комплекс гляциальных образований залегает на маринии либо аллювии казанцевского горизонта. С другой стороны, верхний возрастной предел определяется по соотношению с каргинским маринием, который прислонен к ледниковым отложениям, и в последних выработаны абразионные уступы. Такие соотношения зафиксированы севернее рамки листа [54]. Геохронологические данные на смежной с запада приенисейской территории (среднее значение 62 тыс. лет) свидетельствуют о муруктинском возрасте гляциофлювиальных отложений большешаровской толщи, отнесенной ко 2-й ступени верхнего звена и сопоставляемой с муруктинским (ермаковским) гляциофлювиалом [6]. На Северном Таймыре из гляциофлювиальных песчано-галечных отложений, слагающих «гряды (линию) Исаевой» (одна из последних стадий муруктинского ледника), имеются OSL-даты 62, 65, 69 тыс. лет [257, 268]. На основании приведенных данных возраст описанных отложений принимается муруктинским.

Каргинский горизонт

В соответствии с Унифицированной схемой Средней Сибири [246], каргинский горизонт параллелизуется с кислородно-изотопной стадией МИС-3 и рассматривается как интерстадиал.

Горизонт представлен морскими, озерными, аллювиальными и озерно-аллювиальными фациями. Последние две фациальные разновидности на площади листа включены в состав каргинско-сартанских образований и рассмотрены ниже.

Мариний каргинского горизонта (mlllkr) наблюдался на двух удаленных друг от друга участках – в бассейне р. Пясины и ее правого притока – р. Шайтан (1) и в долине р. Хета на отрезке от пос. Волочанка до устья р. Боганида и вверх по течению последней (2).

Выделение каргинского мариния на первом из участков является признанием автором записки факта развития каргинской ингрессии со стороны ак-

ватории Карского моря вверх по долинообразным межгрядовым понижениям (депрессиям), занятым долинами крупных рек района (реки Верх. Таймыра, Пясины), их крупными притоками (Тарей, Янгода, Луктах, Горбита) и более мелкими водотоками. Во многих литературных источниках (см. ниже) существуют лишь различные трактовки пределов проникновения каргинского моря в глубь территории Горного Таймыра и во внутренние части Северо-Сибирской низменности, а также современное гипсометрическое положение кровли этих осадков – от 50 до 100–120 м над современным уровнем моря. Наличие находок более древних (казанцевских) морских отложений в межгрядовых депрессиях на близких с каргинскими гипсометрических высотах (50–100–120 м), ревизия существующих радиоуглеродных дат и появление множества датировок «казанцевского» хронологического интервала (100–130 тыс. лет) позволило некоторым российским и зарубежным исследователям Таймыра подвергнуть сомнению (или игнорировать) сам факт существования каргинских морских отложений на севере Сибири [53] (в трактовке авторов приведенного источника, совершенно неверной, «каргинским маринием» именуется образования первой ступени верхнего звена, *т.е. морские отложения казанцевского горизонта*). Возможно, такая позиция указанных авторов возникла в связи с тем, что вне зоны развития муруктинского ледника в конкретных разрезах межгрядовых депрессий присутствует и казанцевский, и каргинский мариний, граница между которыми выражена слабо выраженным размывом при сходстве вещественного состава. Не вдаваясь в дискуссию, множество имеющихся фактических данных [2, 48, 75, 121, 327, 330, 340] позволяют нам признать наряду с обширным развитием казанцевского мариния на севере Таймыра факт развития каргинской ингрессии, произошедшей в первой половине третьей ступени верхнего звена неоплейстоцена.

В составе каргинского мариния в целом преобладают пески различной зернистости, в меньшей степени присутствуют галечники, гравийники, алевриты, глины. В локальных выходах каргинский мариний на замыкании пясинской и янгодской депрессий (в северо-западной оконечности листа R-46, участок 1) прислонен на абс. выс. 60–70 м к муруктинской морене либо к быхынскому (казанцевскому) маринию, имеющим более высокие отметки, либо наложен на поверхность муруктинской лимногляциальной террасы той же высоты. Прибрежные и пляжевые фации каргинского мариния представлены песками с примесью гравия, галек, растительного детрита, обломками древесины и раковинами моллюсков, на удалении от береговой линии преобладают пески и алевриты.

На широтном отрезке р. Хета ниже по течению от пос. Волочанка и в низовьях р. Боганида (участок 2), по данным [340], каргинский мариний вскрывается в основании береговых обрывов, изредка залегает на тазовской морене(?) и перекрывается каргинско-сартанскими озерно-аллювиальными образованиями. В Унифицированной схеме [246] морские раннекаргинские образования выделены в качестве «боярских слоев». Они более полно охарактеризованы палеонтологическими и геохронологическими данными восточнее, в бассейне рек Боярка, Романиха, Трафимова (лист R-47), где залегают на казанцевском аллювии либо муруктинской морене, содержат комплекс моллюсков, споры и пыльцу, диатомеи [340]. Нами этот стратоген («боярские

слои») не используется в силу скудности и неопределенности фактических данных для нашего участка. По ограниченным данным [340], каргинский мариний на реках Хета и Боганида залегает на современных абс. отм. 20–30 м, образован коричневыми алевритами и суглинками, массивными и горизонтальнослоистыми, с прослоями светло-серых песков, единичными обломками пород и раковинами моллюсков. Мощность видимой части – 5–6 м. Разрезы венчаются, как правило, озерно-аллювиальными песками различной зернистости с диагональной и косой слоистостью, прослоями гравия и галек, прослоями и линзами торфа, по которым получены радиоуглеродные даты 32–33 тыс. лет. В целом же хронологический интервал формирования каргинского мариния составляет 38–50 тыс. лет [340]. Мощность каргинского мариния колеблется от 5 до 25 м.

Лимний каргинского горизонта (llllkr) имеет наиболее широкое развитие вдоль бортов Верхнедудыптинской межгрядовой впадины, а также вдоль подножия склонов плато Путорана, в бассейне Самоедской Речки, Кыстыктаха и Хеты. Лимний выполняет крупные озерные спущенные котловины, в Верхнедудыптинской впадине он вложен в никитинский гляциофлювил либо в муруктинский лимногляциал, а вдоль склонов Путорана заполняет межгрядовые понижения среди массивов конечных муруктинских морен.

Каргинский лимний в целом представлен песками, супесями, горизонтальнослоистыми алевритами, реже глинами с прослоями намывного растительного детрита и торфа.

Вблизи оз. Муксуннах, по данным [327], на гляциофлювиальных муруктинских гравийных песках залегают серые мелкозернистые пески, тонкогоризонтально переслаивающиеся со светло-серыми супесями. В нижней части разреза (общая его мощность 18,5 м) – плотный илистый торф темно-бурого цвета мощностью до 1,75 м.

В среднем течении Самоедской Речки каргинский лимний (7–8 м) представлен темно-серыми тонкослоистыми алевритами без обломков, встречаются иматровы камни с ядрами из сидеритизированных растительных остатков.

Спорово-пыльцевые комплексы каргинского лимния указывают на развитие сосновых лесов с примесью ели и березы, вверх по разрезу они сменяются разреженными березово-еловыми лесами и выше – тундровой растительностью [327].

Состав лимния на Самоедской Речке характеризуется богатым видовым составом диатомей с преобладанием пресноводных водорослей *Diploneus*, *Navicula*, *Pinnularia*, *Eunotia*, *Cymbella*, *Gomphonema* и др. Значительное содержание планктонных *Melosira granulata* (Ehr.) Ralfs и *M. italica* var. *valida* (Grun.) указывает на аккумуляцию осадков в бассейне со значительной толщиной воды. Наличие диатомей *Ceratoneis arcus* var. *linearis* Holmboe cf. *recta* (Skv. et Meyer) Pr.-Larv., *Didymosphenia geminata* (Lingb.) M. Schmidt. свидетельствует о впадении в водоемы рек и ручьев с быстрым течением. Палинологические спектры лимния здесь также указывают на тенденцию к похолоданию – от развития древесных к тундровой растительности [59]. Из лимния в изолированной озерной котловине, наложенной на тазовскую морену в истоке р. Бархатовка, получены даты (^{14}C), равные $35\,000 \pm 500$ и $45\,500 \pm 1200$ лет,

указывающие на каргинский возраст осадков. Мощность каргинского лимния варьирует от 5 до 20 м.

Каргинский и сартанский горизонты нерасчлененные

Аллювий третьей надпойменной террасы ($\alpha^3\text{llkr-sr}$) выделен и изучен на отрезке долины р. Хета от ее начала (слияния рек Аян и Аякли) до р. Кэтэрэ; ниже по течению р. Хета он пространственно сопрягается с обширной озерно-аллювиальной террасой того же возраста. В горной и предгорной частях на р. Хета аллювий слагает верхнюю часть цокольной террасы высотой 25–30 м, в цоколе вскрываются скальные породы триаса (базальты и туфы), юрско-меловые, палеогеновые образования, казанцевский аллювий и муруктинская морена. Собственно аллювиальные накопления составляют от четверти до 3/4 высоты террасы. В ее разрезе доминируют граувакковые пески различной зернистости, как правило, неясно-горизонтальнослоистые, с тонкими прослоями гравийников и галечников, намывного растительного детрита и коричневого торфа в верхней части разреза. Торф плотный, хорошо слежавшийся и разложившийся, со слоями крупнозернистых песков по плоскостям наслоения. В составе легкой фракции песков обломки пород достигают (%) 90, кварц – 6, плагиоклаз, халцедон, цеолиты – в сумме 4. Тяжелая фракция состоит из авгита (до 96 %), единичны зерна магнетита, ильменита, эпидота, хромшпинелидов.

Спорово-пыльцевые спектры из основания (глубина 18 м) и верхней части (3–3,5 м) аллювия террасы сходны между собой, концентрация спор и пыльцы низкая, преобладают кустарнички и травы. Доминирует *Betula nana*, единично отмечен *Alnaster*, обнаружено зерно *Ephedra*. Среди трав отмечены *Poaceae*, *Chenopodiaceae* и *Artemisia*, встречены *Cyperaceae*. Споры практически отсутствуют или представлены в основном *Sphagnum*. По мнению аналитика Е. С. Носевич (ФГБУ «ВСЕГЕИ»), данный тип растительности может характеризоваться как ксерофитный. В верхах разреза он отражает холодные и довольно сухие климатические условия, более холодные и сухие, чем фиксируемые в современных спорово-пыльцевых спектрах территории; в основании разреза фиксируются также холодные, но более влажные условия.

По торфу из верхов разреза террасы на глубине 3 и 3,5 м от ее поверхности получены радиоуглеродные даты $13\,380 \pm 370$ и $14\,900 \pm 1700$ лет, указывающие на вторую половину сартанского времени (рис. 7). Каргинский возраст нижней части аллювия террасы определен по датам, полученным из низов и средней части синхронной озерно-аллювиальной террасы на реках Хета и Боганида – 23–37 тыс. лет [340], сартанский возраст верхней части аллювия (14–15 тыс. лет) – по нашим собственным данным [339]. Мощность аллювия третьей террасы – от 5 до 20 м.

Лимноаллювий ($\alpha^3\text{llkr-sr}$) образует озерно-аллювиальную террасу относительной высотой 25–40 м, устойчиво прослеженную в Хетской межгорной впадине вдоль долины р. Хета и в бассейнах ее притоков. Абсолютные отметки поверхности этой террасы – 50–70 м. Лимноаллювий залегает на раннекаргинском маринии, прислонен к каргинскому лимнию, муруктинским или тазовским моренам. Он состоит из песков с четкой слоистостью разнооб-

разного типа, иногда чередующихся с суглинками, алевритами и галечниками, отмечаются редкие включения гравия и галек, прослой растительного детрита и торфа.

В нижнем течении р. Боганида в разрезе террасы выше каргинского мариния вскрываются косослоистые пески и галечники с прослоями алевритов, растительным детритом, торфом и обломками древесины. В отложениях выявлены диатомеи пресноводного облика. В средней части разреза абс. возраст (^{14}C) равен $36\,700 \pm 1000$ лет [340]. В аналогичном по строению разрезе вблизи пос. Волочанка из средней–верхней части разреза получены даты (^{14}C), равные $12\,700 \pm 400$ и $30\,300 \pm 1200$ л. н. [2, 340]. Восточнее границ листа, в среднем течении р. Боганида, из нижней и верхней частей разреза террасы даты по ^{14}C показали, соответственно, значения $28\,000 \pm 1200$ и $23\,800 \pm 500$ л. н. [340].

На правом берегу р. Хета против устья р. Ниж. Буричи в уступе террасы превышением до 30 м (урочище Белый Яр) вскрываются светло-коричневые (палевые) и светло-серые мелко-тонкозернистые кварцевые пески, горизонтально-, пологонаклонно- и волнистослоистые, с тонкими слоями (до 5 см) темно-коричневых суглинков. Озерные фации этой террасы образованы тонкослоистыми алевритами, сильно льдистыми, с прослойками торфа. С ареалом развития третьей террасы связаны многочисленные костные остатки крупных позвоночных (мамонтов, овцебыков, большерогих оленей, лошадей).

Каргинский возраст осадков нижней части террасы определяется слагающими ее озерными и речными осадками, сформированными по мере регрессии каргинского морского бассейна и имеющими абсолютный возраст (^{14}C) в диапазоне 38–25 тыс. лет. Завершение образования верхней части отложений террасы относится к временному интервалу 14–15 тыс. лет. Мощность озерно-аллювиальных отложений – от первых метров до 20 м.

Сартанский горизонт

Сартанский горизонт представлен ледниковыми, гляциофлювиальными и лимногляциальными образованиями 4-й ступени верхнего звена неоплейстоцена, распространенными исключительно в пределах плато Путорана, их нет здесь только на западном фесе, главным образом на смежном листе R-45 [53].

Мелколамская морена (*glllmk*) выделена В. Д. Крюковым и В. А. Федоренко в 1968 г. и позже – в 1975 г. в ранге слоев [118, 304], а еще позже – в ранге одноименной толщи в «Местной стратиграфической схеме... Норильского района» [353]. В Унифицированной схеме [246] собственное название для морены не употребляется. Название «мелколамская толща» применено В. А. Федоренко для 2-й (горно-долинной) стадии сартанского (Путоранского) оледенения, доминирующей только в рамках границ плато. Основная морена образует прерывистый чехол в долинах рек и трогов, пересекающих поверхность плато, на склонах и вершинах водоразделов. Конечные морены слагают мелкие гряды в днищах троговых долин, наиболее развитых на западных склонах плато. Морены представлены валунниками, глыбниками, галечниками, щебнями, дресвой (в сумме 20–30 %), алевритами и глинами, чаще всего образующими смешанный заполнитель в обломочном материале

(диамиктон). Среди валунов преобладает размер 20–30 см, встречаются валуны до 1,0–1,5 м в поперечнике. В составе обломков доминируют вулканические и реже терригенные и карбонатные породы, слагающие плато и его подножье. Мощность основной морены – 5–10 м, в конечно-моренных грядах достигает 40–50 м.

Гляциофлювиал сартанского горизонта (flllsr) максимально распространен в днищах трогов, образующих ветвистую сеть в районе озер Лама, Кета, Хантайское и др. Различаются внутриледниковый и приледниковый типы гляциофлювиала [47, 343]. В первом из них, формирующемся внутри ледниковых тел, преобладают галечники, валунники, разнозернистые косослоистые пески с прослоями глин. Второй тип, прилегающий к фронту конечных морен, представлен долинными зандрами, состоящими в основном из песков с гальками и мелкими валунами, образующими иногда прослой мощностью 1–2 м. Петрографический состав обломочного материала сугубо местный (базальты, туфы). Мощность отложений – 15–30 м.

Гляциолимний сартанского горизонта (lglllsr) встречается локально вдоль западной кромки плато Путорана, приурочен к межгорным понижениям, сквозным троговым долинам, где накапливался в приледниковых озерах, подпруженных горно-долинными ледниками. Нижняя часть разреза представлена пылеватыми ленточными глинами и ритмичнослоистыми тонко-мелкозернистыми песками. В ленточных глинах встречаются глинисто-карбонатные конкреции (иматровы камни). Верхняя часть разреза состоит из темно-серых песков, от средне- до грубозернистых, иногда разрез венчается галечниками с валунами и гравийными песками в качестве заполнителя. Мощность гляциолимния – до 30 м.

Комплекс сартанских гляциальных образований практически не содержит органических остатков. В редких обедненных спорово-пыльцевых спектрах преобладают пыльца древесных (береза и/или ель), травянистые и споры единичны. Для гляциофлювиальных образований на южном берегу оз. Хантайское получена единичная дата (^{14}C), равная $11\,020 \pm 65$ лет [47], свидетельствующая о том, что деградация сартанского горно-долинного оледенения захватила и начало голоцена.

Неоплейстоцен, верхнее звено–голоцен

Среди четвертичных образований, сформированных во второй половине верхнего звена и в начале голоцена, выделяются лимний, лимноаллювий, золь и аллювий 2-й надпойменной террасы крупных рек района. К этому же возрастному диапазону отнесены образования гравитационного ряда.

Аяклинский лимний (III-Nak) выделен в ранге слоев В. Д. Крюковым [304] и позже внесен В. А. Федоренко в ранге толщи в «Местную схему... Норильского района» [353]. Стратотип описан в нижнем течении р. Аякли, впадающей в куттовую часть оз. Мелкое (35 км западнее границы листа R-46), где аяклинский лимний залегает на мелколамской морене.

Аяклинский лимний выделяется вблизи западной границы листа в прибрежной зоне крупных «норильских озер»: Лама, Кета, Хантайское, Глубокое, Собачье и др., основные поля его распространения расположены на

смежном листе R-45 [53]. Лимний формирует локальные фрагменты поздние и послеледниковых террас превышением до 20–30 м над уровнем воды озер, иногда вблизи впадающих рек и ручьев. В составе лимния установлены алевроиты глинистые и пески алевроитовые серые, голубовато- и коричневатосерые, с редким рассеянным гравием, растительным детритом и остатками ветвей кустарников. Пески и алевроиты обладают тонкой и тончайшей горизонтальной слоистостью. Нередко разрез венчается наклоннослоистыми гравийниками и галечниками с валунами, фиксирующими прибрежные и пляжевые фации остаточных поздние-послеледниковых озер, а порой и аллювиально-озерные палеodelьты (в силу фрагментарности выходов эта генетическая разновидность на карте отдельно не выделяется).

В разрезе лимния на р. Кета-Ирбо установлен спорово-пыльцевой комплекс, в котором доминирует пыльца трав (70 %), представленная зернами полынней и осоковых, среди спор преобладают зеленые мхи. В стратотипическом разрезе на р. Аякли из лимния получена радиоуглеродная дата $10\,700 \pm 150$ лет, указывающая на начало голоцена [304, 353]. При совместных исследованиях ЦАГРЭ, ААНИИ и российско-германской экспедиции в рамках проекта «Природная система моря Лаптевых» из озерных террас и аллювиально-озерных дельт получены значения абсолютного возраста (^{14}C), равные $13\,570 \pm 220$ (ЛУ-4892), $10\,980 \pm 190$ (ЛУ-4893), $10\,120 \pm 190$ (ЛУ-4891) лет [17]. Даты свидетельствуют о формировании аяклинского лимния в конце сартанского времени и в начале голоцена. Мощность аяклинского лимния – 20–48 м.

Лимноаллювий (IaIII-H) формирует озерно-аллювиальную террасу на крайнем северо-востоке листа в бассейне среднего течения р. Дудыпта (верхнедудыптинская межгрядовая впадина). Терраса высотой до 25 м над днищем долины располагается на абс. отм. 40–60 м. Она вложена в озерно-ледниковые образования муруктинского горизонта. К склонам этой террасы прислонена первая надпойменная терраса высотой около 6–8 м, а на отдельные участки площадок террасы наложены эоловые пески. В разрезе отмечается чередование песков, гравийников, галечников с песчанистыми алевроитами и торфом. В нижней части разреза, по данным [340], фрагментарно вскрывается каргинский аллювий, отождествляемый с чайкинскими и/или малороманихинскими слоями (по данным [246]). По геоморфологическому положению и строению разреза описываемый лимноаллювий сходен с таковым в хетской впадине. Однако отсутствие радиологических данных на этом участке позволяет оценить возраст террасы в менее определенном диапазоне: вторая половина верхнего звена неоплейстоцена–начало голоцена. Мощность отложений – 10–15 м.

Лимний (III-H) в пределах Северо-Сибирской СФЗ образует многоступенчатые пологонаклонные поверхности в котловинах крупных озер на моренах муруктинского горизонта, поверхностях лимногляциальных муруктинских и морских каргинских террас. Лимний представлен мелкозернистыми хорошо сортированными песками с прослоями и линзами алевроитов, супесей, илов, торфов, растительным детритом, обломками древесины. Возраст определяется по геолого-геоморфологическим соотношениям не точнее, чем вторая половина верхнего звена–голоцен [54].

В Средне-Сибирской СФЗ к данному подразделению отнесены осадки, накопленные в днищах крупных Норильских озер (Лама, Кета, Хантайское и др.). Данные о составе лимния на дне озер получены при бурении трех скважин и сейсмоакустического профилирования, произведенных в акватории оз. Лама российско-германской экспедицией в рамках проекта «Природная система моря Лаптевых» [17]. На глубине 4,52 и 66 м вскрыты глинистые алевролиты и глины с примесью песка (5 %), в первом случае алевролиты залегают на сартанской морене. Вскрытая мощность лимния составляет 10,6; 4; 18,85 м соответственно. По керну колонки РГ-1111, пройденной напротив устья р. Микчангда, изучено содержание спор, пыльцы и диатомовых водорослей, зафиксирована граница между плейстоценом и голоценом на глубине 6,23 м от поверхности дна, наиболее древние вскрытые осадки относятся к позднему дриасу. Из верхней части осадков (скв. РГ-1111) получены даты (^{210}Pb), равные 5285 ± 52 , 7980 ± 450 , 9520 ± 140 , 9970 ± 120 л. н. [17, 264]. Принимая во внимание данные сейсмоакустического профилирования, озерное осадконакопление в глубоководной части Норильских озер продолжалось более длительное время, чем голоцен, поэтому возраст лимния в Среднесибирской СФЗ, предположительно, определен как вторая половина верхнего неоплейстоцена–голоцен. Мощность лимния – более 20 м.

Эолий (VIII–Н) пользуется значительным развитием в верхнедудыптинской и хетской впадинах в бассейнах одноименных рек. Он формируется на песчаных осадках каргинско-сартанской озерно-аллювиальной террасы, так же как и на площадках более молодых надпойменных террас, слагает дюны различной морфологии и формы. Эолий сложен песками различной зернистости и цвета (серого, желтовато-серого, бурого с охристым оттенком за счет пленок гидроокислов железа), иногда прослоями и линзами алевролитов. Слоистость песков самая разнообразная: горизонтальная, пологоволнистая, параллельная, выпуклая, наклонно-линзовидная. Толщина слойков, подчеркнутых сменой оттенков цвета, меняется от первых миллиметров до 3–5 см, плоскости наслоения зачастую обогащены природным черным шлихом.

Нижний возрастной рубеж эолия определяется его развитием на сартанских образованиях. Для эолия на смежной с запада территории получены радиоуглеродные даты, равные 19,1 и 19,5 тыс. л. н. [53]. Верхний возрастной предел определяется голоценом, т. к. эолий продолжает формироваться и в настоящее время. Мощность – до 10 м.

Аллювий второй надпойменной террасы ($\alpha^2\text{III-N}$) развит в долинах наиболее крупных рек территории: Пясины, Дудыпта, Хета и их притоков, где слагает террасу относительной высотой от 12 до 22 м (в зависимости от порядка водотока). Он залегают на каргинско-сартанских или более древних образованиях; к нему в свою очередь прислонен аллювий первой надпойменной террасы нижней части голоцена (рис. 7).

В горной части и предгорьях плато Путорана вторая терраса цокольная и реже аккумулятивная, образована галечниками и гравийниками с валунами. На равнинных реках Северо-Сибирской низменности терраса в основном аккумулятивная, сложена песками и алевролитами, включающими в себя рассеянные гальки и редкие валуны. В разрезе отмечаются редкие прослойки гра-

вия и галек, прослой корневых остатков, растительного детрита и торфа с обломками древесины.

Пески по составу легкой фракции (%) граувакковые (обломки пород и каолинит-гидрослюдистые агрегаты – 79–93) с примесью кварца (1,4–8), полевых шпатов (до 1,5), халцедона, опала, цеолита. Тяжелая фракция состоит из авгита (76–94); постоянно, в количестве по 0,3–1,5 присутствуют гематит, оливин, эпидот, пумпеллиит, единично (до 0,3) – магнетит, ставролит, хромшпинелид, ильменит, гранат, турмалин.

На р. Хета датировки по растительному детриту из второй террасы (^{14}C) показали значения $14\,200 \pm 250$ и $12\,700 \pm 400$ л. н. [340]. По нашим собственным данным [339], дата из нижней части аллювия цокольной террасы р. Хета высотой 21–22 м (рис. 7) равна $12\,770 \pm 350$ л. н. (устье р. Ходят), из верхней части – $11\,210 \pm 740$ л. н. (устье р. Букатый). Датирование второй террасы высотой 11–12 м показало значения $12\,700 \pm 1100$ л. н. и 9060 ± 350 л. н. Дата по торфу, венчающему разрез второй террасы высотой около 20 м на Гаврилинском Улове, равна $11\,740 \pm 100$ л. н. [50].

Пыльца древесных (11 тыс. л. н.) представлена *Pinus sylvestris*, *P. sibirica*, *Betula nana*, обнаружены зерна *Ephedra* и *Larix*. Среди трав преобладают *Poaceae* и *Cyperaceae*, встречены *Brassicaceae*. Значительно содержание спор сфагновых мхов. 9 тыс. л. н. древесные также преобладали, среди трав доминировали осоки и злаки, отмечены розоцветные. Среди спор отмечены хвощи и сфагновые мхи (определения Е. С. Носевич, ФГБУ «ВСЕГЕИ»).

Геолого-геоморфологические соотношения и значения абсолютного возраста позволяют датировать аллювий второй террасы второй половиной сартанского горизонта – началом голоцена (13–9 тыс. л. н.). Эти данные хорошо согласуются со временем становления второй надпойменной террасы однопорядковых с р. Хета водотоков бассейна р. Верх. Таймыра и ее крупных притоков [49, 54, 254]. Мощность аллювия второй террасы меняется от первых метров до 15–20 м.

Гравитационный ряд. Данный тип отложений образуется непрерывно на всех склонах плато Путорана с момента его формирования (роста). С учетом того, что заложение плато берет свое начало с палеогена, логично было бы определить возраст склоновых образований как Р–Н (палеоген-голоценовые нерасчлененные). Однако, принимая во внимание многократные оледенения за этот продолжительный период с активизацией прежде всего экзарационной деятельности ледников именно в горных районах, предлагается сузить возрастные рамки гравитационного ряда с верхнего неоплейстоцена по голоцен, т. е. со времени муруктинского оледенения до наших дней.

Пролуви́й (рIII–Н) образует конусы выноса обломочного материала в устьях мелких рек и ручьев, стекающим к подножиям склонов, днищам трогов или современным озерам. Вершинная часть конусов состоит из глыбников, к основанию конусов размерность материала уменьшается до мелких глыб и слабоокатанных валунов, галек и щебней. Заполнителем служат гравийники, разнозернистые пески, суглинки. Порой отмечается слияние более древних конусов с более молодыми, что может свидетельствовать о многоэтапности формирования пролувия – от второй половины верхнего звена до голоцена. Мощность пролувия, по данным Б. М. Струнина и др. [343], оценивается в 10–20 м.

Коллювий и десерпций (с,drlll-H) приурочены к плоскостям крутых и средней крутизны ступенчатых склонов, в которых обрывистые уступы чередуются с пологими площадками, не выраженными в масштабе карты. Они состоят из подвижных отломников щебнистых, щебнисто-дресвяных, щебней и дресвяников на крутых склонах (осыпи, курумники), на малоподвижных участках обломки связаны небольшим количеством суглинков. Мощность отложений – до 10 м.

Элювий и десерпций (e,drlll-H) имеют преимущественное развитие на приводораздельных выположенных участках, где крупнообломочный несмещенный материал чередуется с каменными потоками, сдвинутыми вниз по пологим склонам. Характеризуются преобладанием щебней и дресвяников, реже глыбников с суглинистым заполнителем. Вниз по склонам увеличивается содержание щебней с мелкими отломниками. Мощность – до 5 м.

Коллювий (clll-H) приурочен к плоскостям крутых и реже средней крутизны склонов и уступов, сложенных горизонтально залегающими потоками базальтов, и к подножиям склонов, где они формируют коллювиальные шлейфы. В составе доминируют глыбники и отломники, заполнителем служат щебни и дресвяники. Мощность – до 10 м.

Десерпций (drlll-H) сформирован на предельно пологих, пологих и средней крутизны склонах, примыкающих к плоским поверхностям плато, путем массового перемещения несвязного обломочного материала под воздействием гравитации и периодического промерзания пород. Образует смещенные по склону курумы («каменные моря»), «каменные потоки», сложенные отломниками щебнисто-дресвяными с примесью суглинков. Мощность – до 3 м.

Элювий (elll-H) распространен на выположенных водоразделах плато Путорана, на плоских поверхностях выходов коренных пород. В зависимости от исходных пород (базальты, туфы, долериты) и степени их выветривания элювий представлен отломниками валунно-щебнистыми, щебнями и дресвяниками, иногда с суглинистым заполнителем. Мощность отложений не превышает первых метров (до 3 м).

Голоцен

В составе голоцена выделяются лимний, лимний и палюстрий, аллювий. Последний на крупных реках района расчленен на аллювий первой надпойменной террасы нижней части голоцена и пойменно-русловой – верхней его части. В большинстве же случаев, из-за малого масштаба карты, голоценовый аллювий показан на КЧО нерасчлененным.

Лимний (ll) встречается в Северо-Сибирской СФЗ по периферии современных озерных котловин, на днищах спущенных озер и площадках речных террас. Он сложен алевритами, песками с примесью гравия, глинами, торфом с включением веток кустарника. Возраст по торфу (^{14}C) из аласной котловины на р. Бальча (правый приток р. Дудыпта) показал значение 7510 ± 120 лет, а из аласа в истоке р. Ладаннах – 5550 ± 100 и 8140 ± 40 л. н. [2]. Крупные озерные котловины террасированы (отмечается до 2–3 ступеней террас) и, судя по радиоуглеродным датировкам в хронологическом диапа-

зоне от 9 тыс. л. н до настоящего времени, формировались в течение всего голоцена [254]. Озерные накопления присутствуют и на побережьях Норильских озер (Средне-Сибирская СФЗ), они выполняют локальные террасы высотой 3–8 м вблизи устьев ручьев и рек, иногда формируются в подпруженных озерах, дамбами которых являются позднесартанские мелколамские морены или гляциофлювиал. Состав лимния более грубый, чем на низменности – обычно это гравийники, галечники, пески разнозернистые, содержащие растительный детрит и обломки древесины. По лимнию оз. Таликит, подпруженного мореной, дата (^{14}C) равна $10\ 100 \pm 45$ л. н.; на берегу оз. Глубокое – 6480 ± 40 и 4900 ± 100 л. н. [17]. У южной рамки карты на берегу оз. Дыличи дата (^{14}C) из лимния равна 2860 ± 30 л. н. [47]. Даты подтверждают возраст лимния во всем временном интервале голоцена. Мощность – 3–10 м.

Лимний и палюстрий (LpH) приурочен к поверхностям поздне- и послеледниковых озерно-ледниковых, озерно-аллювиальных и речных террас. Их образование тесно связано с повсеместным формированием и заполнением термокарстовых западин и аласов. Большинство последних развито на поверхности первой и второй террас в широких днищах крупных рек района (Дудыпта, Хета). В разрезах озерно-болотных котловин наблюдаются алевриты глинистые, пески, супеси, содержащие примесь растительного детрита, а также залежи торфяников, мощность которых достигает 3–5 м. Отложения включают маломощные эпигенетические ледяные жилы, вытаявание которых приводит к формированию характерного полигонально-валикового микрорельефа. Радиоуглеродные датировки по торфу указывают на его накопление в течение всего голоцена, причем наиболее интенсивно торфонакопление происходило в наиболее теплые периоды голоцена: 6–9 и 1,6–4,5 тыс. л. н. [254]. Мощность озерных и палюстрийных отложений обычно составляет 3–5 м, в крупных котловинах она может достигать 20 м.

Аллювий первой надпойменной террасы ($\alpha^1\text{H}^1$) высотой 7–12 м распространен в долинах большинства рек как в горной, так и в равнинной частях территории. Отложения первой террасы прислонены к осадкам второй террасы или более древним четвертичным осадкам и сложены галечниками гравийными с валунами, реже песками, алевритами, супесями, содержащими линзы и прослой растительного детрита и торфа, остатки веток и стволов кустарниковой и древовидной ивы до 10 см в поперечнике. Грубообломочные разновидности аллювия развиты на участках выходов коренных пород в горах и предгорье, а песчано-алевритовые осадки – в местах распространения мощной толщи рыхлых четвертичных отложений. Детальный разрез первой террасы высотой 6,6 м над урезом воды составлен в правом борту р. Хета вблизи устья р. Балаган (рис. 7). Здесь залегают отложения (снизу вверх).

1. Галечники мелкие–средние с заполнителем из темно-серых среднезернистых полимиктовых песков 1,0 м
2. Супеси коричневато-серые, тонко- и грубослоистые, образуют пологие косые серии, местами слоистость мутьеобразная. Обломки древесины в нижней части слоя, возраст (^{14}C) – 5640 ± 200 л. н 2,95 м

3. Супеси светло- и темно-серые с корешками трав и ветками древесины по всему слою, в подошве – грубозернистые пески. Возраст (^{14}C) в нижней части слоя по древесине – 5490 ± 190 л. н. 1,05 м
4. Торф травянисто-моховой, от темно-коричневого до черного, слежавшийся, толстослойный, слои подчеркиваются голубовато-серыми супесями. Стволы древесины, ветки кустарников. Возраст (^{14}C) по древесине в подошве слоя – 4130 ± 190 л. н., в кровле слоя – 3050 ± 220 л. н. 0,3–1,6 м
5. Почвенно-растительный слой, корни лиственниц, моховой покров 0,3 м

Мощность аллювия – 6,6 м.

Спорово-пыльцевые спектры во время формирования террасы (5,6–3 тыс. л. н.) указывают на лесотундровую растительность и более благоприятные условия, чем современные; снизу вверх по разрезу обнаруживается тенденция в сторону похолодания (определения Е. С. Носевич, ФГБУ «ВСЕГЕИ»).

Более древние радиоуглеродные даты из аллювия первой террасы получены на других участках площади: на р. Хета близ устья р. Хадят – 6780 ± 280 л. н., у пос. Волочанка – 8610 ± 100 л. н. По торфу, венчающему разрез первой террасы на слиянии рек Аян и Аякли, дата (^{14}C) равна 7600 ± 60 л. н. [50]. В совокупности с данными по абсолютному возрасту первой террасы р. Верх. Таймыра, однопорядкового водотока с р. Хета в северной части Северо-Сибирской низменности [49, 254], можно заключить, что формирование этой террасы произошло 3–9 тыс. л. н. Мощности аллювия первой террасы – до 10 м.

Аллювий пойменно-русловой (αH^2) слагает русловую часть, низкую и высокую пойму в долинах большинства рек территории. Русловой аллювий относится к горно-равнинному и равнинному типам и представлен галечниками с гравием с валунами, песками, алевритами, торфом. На участках выходов скальных пород существенна примесь щебнистых дресвянников. Пойма и высокая пойма высотой соответственно 1–2 и 3–4,5 м в пределах низменности чаще всего сложены песками, алевритами, торфом с включением древесных остатков, в горной части – галечниками с гравием и валунами. Радиоуглеродные датировки из разрезов низкой и высокой поймы на смежной с севера территории показывают значения от 1,6 до 3,7 тыс. л. н. [49, 254]. Мощности пойменно-руслового аллювия колеблется от 3 до 5 м.

Аллювий нерасчлененный (αH) формирует в днищах речных долин пойменно-русловую часть совместно с фрагментарно развитой первой террасой, состоит из широкого спектра литологических разностей – галечники, гравийники, валунники, пески, супеси, алевриты, торф. Радиоуглеродные даты из аллювия: на южном берегу оз. Лама (устье р. Бытык) – 2250 ± 50 и 4470 ± 160 л. н.; бобровая плотина в устье р. Микчангда – 2010 ± 50 и 1940 ± 60 л. н. [17]. Мощности аллювия – более 10 м.

ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

Игарско-Норильская область, крайняя северо-восточная часть которой представлена на территории листа R-46, отличается широтой проявления магматических процессов. Формирование вулканогенных толщ сопровождалось становлением многочисленных гипабиссальных интрузивных тел трапповой (базальт-долеритовой) формации позднепермского–раннетриасового возраста. При этом как эффузивные, так и интрузивные магматиты характеризуются широким диапазоном химического состава от умереннощелочных разностей до ультраосновных, что определило выделение субщелочной базитовой (трахибазальтовой/трахидолеритовой), базитовой (толеит-базальтовой/толеит-долеритовой) и гипербазитовой (пикрит-базальтовой/оливин-габбровой) субформаций [25, 36, 37, 40, 90, 102, и др.].

Большинство интрузий локализованы в Норильско-Хараелахской СФЗ, которой на территории листа R-46 отвечает восточное окончание одноименного прогиба. Горизонтами внедрения интрузий являются преимущественно палеозойские терригенно-сульфатно-карбонатные и терригенные отложения, в меньшей степени позднепермско-раннетриасовая вулканогенная толща. В Анабаро-Тунгусской СФО представлены лишь недифференцированные интрузии долеритов, а также многочисленные мелкие тела щелочных пород, формирующие т. н. Каменскую провинцию вдоль северной границы Сибирской платформы.

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 северо-запада Сибирской платформы детально рассматривались такими исследователями, как В. К. Котульский, И. А. Коровяков, М. Н. Годлевский, Н. Н. Урванцев, Г. Н. Старицина, Н. С. Малич, В. А. Люлько, О. А. Дюжиков, 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 [40, 51, 130, 140, 293 и др.]. Различные типы интрузий, выделенные по минеральному и химическому составу, степени дифференцированности, рудоносности, особенностям внутреннего строения и залегания и представляющие собой фациальные типы дифференциации базальтовых расплавов, приурочены к какой-либо из фаз. Дальнейшее разви-

тие этой схемы легло в основу расчленения интрузивных образований в Норильском районе [38, 110, 315], которая принята и в Норильской СЛ-1000. При этом определенным типам интрузий был придан ранг комплекса, в результате чего в настоящее время базитовые интрузивные образования северо-запада Сибирской платформы отнесены к 11 комплексам. При этом, ведущими критериями при расчленении интрузивных образований принята совокупность таких факторов, как степень рудоносности, особенности минерального и химического состава, степень и характер дифференциации, структурные и текстурные особенности, метасоматические изменения вмещающих пород, морфология интрузивных тел, горизонт их внедрения, палеомагнитные свойства, комагматичность их той или иной части эффузивного разреза.

По сравнению с основной частью Норильско-Хараелахской зоны, на рассматриваемой территории интрузивные образования представлены в гораздо меньшей степени; тем не менее, здесь представлены восемь из 11 выделенных комплексов. Максимальная концентрация базитовых интрузий имеет место на крыльях мульдообразных прогибов (например, на северном борту Икэнской мульды) в зонах осложняющих их разломов. Позднепермские ергалахский и пясинский интрузивные комплексы щелочных и умереннощелочных базитов связаны с начальным эпизодом магматизма (формированием ивакинской свиты). Становление раннетриасовых интрузивных тел нижнефокинского, норильского, оганерского (катангского) базитовых и ультрабазит-базитовых комплексов обусловлено циклическим развитием магматического процесса с последовательным накоплением нижнетриасовых вулканогенных свит. Ранне-среднетриасовые далдыканский, авамский, каменский и усть-дельканский интрузивные комплексы сформировались в заключительную фазу базитового магматизма, характеризующуюся появлением расплавов повышенной щелочности. Петротипические интрузивы большинства комплексов, за исключением трех последних, находятся на сопредельной с запада территории (в Норильском районе), авамского и усть-дельканского – с востока; лишь для каменского комплекса в качестве петротипического объекта может рассматриваться дайковое поле в центральной части Большеавамской СФЗ (на правобережье р. Намакан) [21, 50, 59, 207].

ПОЗДНЕПЕРМСКИЕ ИНТРУЗИИ

Наиболее ранними интрузивными образованиями рассматриваемой территории являются умереннощелочные базиты пясинского и ергалахского комплексов, сформировавшиеся в начальную стадию позднепалеозойско-раннемезозойского тектоно-магматического этапа.

Ергалахский комплекс трахидолеритовый ($\tau\beta P_3e$) выделен как тип интрузий М. Н. Годлевским в 1959 г. [40], в ранге комплекса – М. Л. Лурье и др. [130]. Объединяет умереннощелочные базиты субвулканической фации, развитые в юго-восточной части Норильско-Хараелахской зоны (в районе р. Микчангда и оз. Лама). Представлены, как правило, многоярусными субпластовыми интрузиями, залегающими в тунгусской серии и, гораздо реже (примерно в 5 раз), в вулканитах ивакинской свиты (в том числе и в ее верхней части), а также на контакте осадочных и вулканогенных верхнепермских об-

разований [345]. Реже тела ергалахского комплекса залегают в верхнепалеозойских образованиях Курейско-Ламской зоны [344]. Обычно интрузии залегают в виде серии (до шести) пластин от 2 до 30 м толщиной, но отдельные силлы достигают мощности 73 м. Максимальная мощность интрузии в одном разрезе составляет 152 м (два силла 68 и 84 м, разделенные тонкой – 6 м – пластиной терригенных отложений; скв. МД-53) [345]. По простиранию интрузии прослеживаются на расстояние до 9 км [32].

В отличие от Норильского района, ергалахский комплекс на рассматриваемой территории представлен лишь изотропными интрузиями. Последние сложены мелко-среднезернистыми титанавгитовыми трахидолеритами и оливиновыми долеритами, изредка включающими шпирсы лейкократовых пегматоидных разностей. В крупных телах намечается слабая дифференциация, проявленная закономерным убыванием количества оливина вверх по разрезу тела, встречаются как оливиновые, так и безоливиновые (вплоть до появления кварца) разности.

Умереннощелочные оливиновые долериты характеризуются пойкилофитовой структурой и состоят (%) из плагиоклаза An_{48-66} – 30–45, титанавгита – 25–35, оливина Fa_{46} – 15–30, рудных минералов – 4–5, апатита – до 1. Оливин, как правило, замещен вторичными минералами.

Трахидолериты – такситовые или массивные мелко-среднезернистые породы с порфиroidной, пойкилофитовой и микродолеритовой и даже панидиоморфнозернистой структурой. Такситовая текстура выражена чередованием участков различной структуры. Редкие вкрапленники представлены лабрадором An_{53-70} . Основная масса сложена (%) плагиоклазом An_{35-45} – 35–60, клинопироксеном (как титанавгитом, так и авгитом) $En_{20-37}Wo_{36-50}Fs_{29-31}$ – 10–35, оливином Fa_{33-50} – до 13, рудными оксидами и пиритом – 5–15. В интерстициях присутствуют альбит, ортоклаз (до 10 %), анальцит, цеолиты, хлорит, биотит. В закалочных зонах трахидолеритов возрастает количество мезостазиса, где стекло заместилось вторичными: хлоритом, амфиболами, кальцитом, рудными оксидами. В пегматоидных обособлениях появляются щелочные полевые шпаты в виде интерстиционной вкрапленности и оторочек вокруг известковистых полевых шпатов.

Воздействие интрузий ергалахского комплекса на вмещающие породы выражено лишь наличием маломощных зон ороговикования. По химическому составу породы ергалахского комплекса отвечают высокожелезистым умереннощелочным базитам, близки к трахибазальтам и титанавгитовым базальтам нижней части ивакинской свиты (хотя и характеризуются более высокой магнезиальностью) и могут рассматриваться как их комагматы. Титанавгитовые долериты отличаются от трахидолеритов повышенной кремнеземистостью и магнезиальностью, пониженными содержаниями щелочей и фосфора (табл. 4).

Позднепермский возраст интрузий ергалахского типа устанавливается по отсутствию подобных интрузий в более молодых, чем верхнепермские, отложениях, а также по аналогии их химизма с базальтами ивакинской свиты [315, 344]. Остаточная намагниченность показывает как положительную, так и отрицательную полярность, что может указывать на их более раннее внедрение по сравнению с близкими по составу интрузиями пясинского комплекса [343].

Таблица 4

Средние химические составы (мас. %) интрузивных образований территории листа R-46

| № п/п | Комплекс | Породы | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | CaO | MgO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | ппп | Cr ₂ O ₃ | Sum | n |
|-------|-----------------|---|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|-------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|------|--------------------------------|--------|----|
| 1 | Ергалахский | Титанавгитовые долериты | 45,21 | 3,27 | 14,78 | 4,89 | 9,34 | 0,17 | 8,48 | 3,82 | 3,61 | 2,14 | 1,23 | 1,88 | 0,005 | 98,81 | 13 |
| 2 | | Трахидолериты | 43,88 | 3,61 | 14,47 | 4,37 | 10,68 | 0,19 | 8,25 | 3,59 | 3,97 | 2,44 | 1,40 | 2,06 | 0,005 | 98,92 | 15 |
| 3 | Пясинский | Умереннощелочные долериты | 48,70 | 3,09 | 14,34 | 5,96 | 7,46 | 0,16 | 7,32 | 5,43 | 3,42 | 1,39 | 0,38 | 2,20 | 0,008 | 99,87 | 16 |
| 4 | | Монцодолериты | 52,64 | 2,89 | 13,85 | 4,05 | 8,10 | 0,13 | 4,36 | 4,06 | 3,93 | 2,09 | 0,67 | 2,29 | 0,007 | 99,05 | 5 |
| 5 | Оганерский | Оливиновые долериты | 47,76 | 1,13 | 15,19 | 3,35 | 7,74 | 0,15 | 10,14 | 8,11 | 2,52 | 0,87 | 0,13 | 2,14 | 0,049 | 99,30 | 69 |
| 6 | Катангский | Пегматоидные габбродолериты | 51,02 | 2,52 | 12,95 | 5,56 | 11,27 | 0,24 | 7,00 | 3,33 | 3,09 | 0,99 | 0,38 | 1,25 | | 99,64 | 3 |
| 7 | Пясинский | Долериты | 48,58 | 1,46 | 15,19 | 3,91 | 8,89 | 0,19 | 10,54 | 6,71 | 2,50 | 0,45 | 0,17 | 1,27 | 0,023 | 100,00 | 52 |
| 8 | Нижнефокинский | Габбродолериты | 49,25 | 1,10 | 15,91 | 3,14 | 7,44 | 0,17 | 11,09 | 8,46 | 1,99 | 0,44 | 0,09 | 0,95 | 0,052 | 100,11 | 25 |
| 9 | | Пикритовые долериты | 47,52 | 1,29 | 13,01 | 3,67 | 7,75 | 0,18 | 9,52 | 11,92 | 1,56 | 0,36 | 0,11 | 2,97 | 0,080 | 99,85 | 4 |
| 10 | | Пикритовые габбродолериты (р. Микчангда) | 41,93 | 1,06 | 6,96 | 5,54 | 7,91 | 0,17 | 5,36 | 20,69 | 0,27 | 0,14 | 0,14 | 9,39 | 0,190 | 99,57 | 7 |
| 11 | Нижнеталнахский | Троктолитовые габбродолериты (Ыттахская интрузия) | 45,32 | 0,89 | 14,46 | 4,60 | 7,50 | 0,15 | 9,51 | 10,52 | 2,00 | 0,53 | 0,17 | 3,97 | | 99,63 | 29 |
| 12 | | Оливиновые габбродолериты | 49,43 | 1,17 | 15,26 | 3,00 | 8,17 | 0,17 | 10,45 | 7,73 | 2,57 | 0,72 | 0,12 | 1,15 | 0,009 | 99,95 | 50 |
| 13 | | Троктолитовые габбродолериты | 45,07 | 0,62 | 9,12 | 2,00 | 11,48 | 0,19 | 7,21 | 21,09 | 0,99 | 0,38 | 0,07 | 2,19 | 0,020 | 100,41 | 5 |

| № п/п | Комплекс | Породы | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | CaO | MgO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | ппп | Cr ₂ O ₃ | Sum | n |
|-------|--------------------------------|--|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|-------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|------|--------------------------------|--------|----|
| 14 | Норильский (круглогорский тип) | Габбродолериты (Арылахская интрузия) | 46,31 | 0,85 | 14,85 | 3,00 | 8,40 | 0,16 | 10,48 | 10,48 | 1,91 | 0,40 | 0,09 | 3,05 | | 99,98 | 12 |
| 15 | | Лейкократовые габбродолериты (Мастах-Салинская интрузия) | 46,61 | 0,89 | 20,14 | 2,41 | 6,81 | 0,13 | 8,64 | 8,64 | 2,57 | 0,44 | 0,07 | 2,51 | | 99,83 | 6 |
| 16 | | Оливиновые габбродолериты (скв. КТ-2) | 49,03 | 1,17 | 16,27 | 2,40 | 8,28 | 0,18 | 10,73 | 7,85 | 2,15 | 0,75 | 0,13 | 0,80 | 0,029 | 99,72 | 2 |
| 17 | Норильский (зубовский тип) | Оливиновые долериты | 46,83 | 1,00 | 14,92 | 3,13 | 7,95 | 0,14 | 10,38 | 8,77 | 2,25 | 0,99 | 0,07 | 2,09 | 0,058 | 98,53 | 34 |
| 18 | | Пикритовые габбродолериты | 43,53 | 0,68 | 9,75 | 2,93 | 10,18 | 0,18 | 7,10 | 19,71 | 1,08 | 0,41 | 0,05 | 3,36 | 0,084 | 98,97 | 10 |
| 19 | Далдыканский | Габбродолериты | 47,53 | 1,57 | 14,12 | 3,41 | 9,21 | 0,18 | 9,42 | 9,05 | 2,29 | 0,75 | 0,16 | 1,79 | 0,029 | 99,53 | 57 |
| 20 | Авамский | Трахидолериты | 47,33 | 4,41 | 13,13 | 5,26 | 9,21 | 0,19 | 7,79 | 5,93 | 2,99 | 1,85 | 0,66 | 1,33 | 0,015 | 100,09 | 16 |
| 21 | | Меланократовые трахидолериты | 44,24 | 4,82 | 10,93 | 6,17 | 9,51 | 0,20 | 10,67 | 6,83 | 2,29 | 1,82 | 0,70 | 1,52 | 0,028 | 99,91 | 21 |
| 22 | Каменский | Лимбургиты | 43,54 | 5,01 | 8,88 | 5,79 | 10,42 | 0,20 | 10,73 | 10,27 | 1,86 | 1,12 | 0,59 | 1,62 | 0,075 | 99,99 | 6 |
| 23 | | Авгтиты | 41,67 | 4,69 | 10,70 | 7,56 | 9,58 | 0,22 | 12,06 | 6,64 | 2,09 | 1,49 | 0,83 | 2,83 | | 100,30 | 2 |
| 24 | | Меланефелиниты | 41,74 | 3,51 | 8,94 | 5,69 | 9,33 | 0,22 | 10,47 | 14,01 | 2,04 | 1,09 | 0,78 | 2,26 | | 100,07 | 3 |
| 25 | | Щелочные пикриты | 38,86 | 4,08 | 5,99 | 4,45 | 10,94 | 0,19 | 13,28 | 17,28 | 1,19 | 1,07 | 0,78 | 1,97 | | 100,18 | 5 |
| 26 | | Умереннощелочные пикриты | 41,48 | 4,02 | 6,35 | 4,51 | 10,79 | 0,18 | 9,58 | 18,40 | 1,19 | 1,04 | 0,58 | 1,85 | 0,109 | 100,13 | 11 |
| 27 | | Плагиооливиновые пироксениты | 42,78 | 3,86 | 9,81 | 5,75 | 8,67 | 0,21 | 13,04 | 9,52 | 2,12 | 1,15 | 0,48 | 2,38 | 0,047 | 99,82 | 8 |
| 28 | | Монцодиориты | 49,18 | 3,26 | 13,14 | 6,03 | 7,34 | 0,19 | 8,03 | 5,39 | 2,65 | 1,99 | 0,47 | 1,42 | | 99,86 | 5 |
| 29 | | Монцонит-порфиры | 53,87 | 2,35 | 15,48 | 5,00 | 4,92 | 0,18 | 6,05 | 3,09 | 3,69 | 3,23 | 0,66 | 1,42 | | 99,77 | 3 |
| 30 | | Граносиенит-порфиры | 61,11 | 1,17 | 15,98 | 2,98 | 2,89 | 0,11 | 2,61 | 1,33 | 4,54 | 4,07 | 0,31 | 2,21 | | 99,36 | 7 |

| № п/п | Комплекс | Породы | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | CaO | MgO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | ппп | Cr ₂ O ₃ | Sum | n |
|-------|------------------|---------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|-------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|------|--------------------------------|--------|------|
| 31 | Усть-дельканский | Оливиновые альнеиты | 37,73 | 4,20 | 5,93 | 7,13 | 9,98 | 0,28 | 12,97 | 15,94 | 0,82 | 1,83 | 0,73 | 2,89 | 0,042 | 100,43 | 56-2 |
| 32 | | Керсантиты | 44,30 | 6,44 | 9,65 | 7,38 | 8,92 | 0,20 | 10,50 | 5,83 | 2,02 | 2,06 | 0,69 | 1,01 | | 100,00 | |
| 33 | | Вогезиты | 47,44 | 3,95 | 13,49 | 6,47 | 5,67 | 0,24 | 8,86 | 3,95 | 3,93 | 2,22 | 0,81 | 2,78 | 0,115 | 99,78 | 2 |
| 34 | | Спессартиты | 53,40 | 3,36 | 13,50 | 4,20 | 7,15 | 0,15 | 6,96 | 3,39 | 3,00 | 2,69 | 0,83 | 0,70 | | 99,33 | |
| 35 | | Бостониты | 61,79 | 0,37 | 17,09 | 3,63 | 1,37 | 0,22 | 0,78 | 0,72 | 6,40 | 5,64 | 0,13 | 0,71 | | 98,85 | |

Примечание. Рассчитано по данным: 1, 2, 10, 17–20 – [345], 3–7, 19, 20 – [20, 31, 32, 33, 34, 58, 59, 281, 297, 335, 336, 345]. 8, 9, 12, 13, 16 – [281, 335]; 11, 14, 15 – [293]; 21–27, 29–32, 34, 36 – [21, 58, 59]. 28, 33, 35 – данные М. В. Наумова, А. В. Зублюка, Д. К. Лохова [339]; n – размер выборки.

Пясинский комплекс умереннощелочных долеритов ($\epsilon\beta P_{3p}$) выделен В. А. Люлько в 1965 г. на оз. Пясино. Включает недифференцированные базитовые интрузии умереннощелочного ряда, развитые в пределах Норильско-Харалахского прогиба. На листе R-46 они установлены в северном борту Икэнской мульды в ареале от р. Ондодоми до междуречья Кумга–Икэн, где формируют серии сближенных субпластовых тел мощностью от первых метров до 82 м [335, 336]. Количество тел в одном разрезе достигает 10–12 (скважины AP-101 и AP-115). Они залегают как в тунгусской серии, так и в отложениях нижнего–среднего девона, а в редких случаях (скв. AP-123) также в нижней части ивакинской свиты.

Интрузии сложены темно-серыми титанавгитовыми габбродолеритами или долеритами – как оливинсодержащими, так и безоливиновыми – массивными, мелко-среднезернистыми, редко трахитоидными. Структура пород порфириовидная, в основной массе пилотакситовая, долеритовая и микродолеритовая, реже (в более мощных телах) пойкилоофитовая и даже призматическисзернистая. В крупных телах появляются пегматоидные шпиры и линзы (до нескольких десятков см толщиной) пироксен-плаггиоклазового состава с гранофиром и микропегматитом.

Вкрапленники (до 10 %) представлены лабрадором An_{50-64} . Основная масса состоит (%) из плаггиоклаза (40–50) титанавгита (30–40), оливина (0–5), апатита (до 1), ильменита и титаномагнетита (до 10), иногда кварца и микропегматита (0–3). Мезостазис, замещенный хлоритами, карбонатами, цеолитами, альбитом, лейкоксеном может составлять до 20 %. Экзоконтактные изменения незначительны (слабое ороговикование, хлоритизация и пиритизация).

Интрузии комплекса обратно намагничены. По петрогеохимическим параметрам породы пясинского комплекса относятся к умереннощелочному ряду, отличаясь высокими содержаниями титана, щелочей, фосфора, бария, ванадия, стронция и циркония, но весьма низкими – меди, кобальта, никеля и хрома (табл. 4, 5). От близких умереннощелочных базитов ергалахского комплекса они четко отличаются как по петрохимическим (повышенная магнезиальность и кремнеземистость, более низкие содержания титана, железа и особенно фосфора, низкое K/Na отношение), так и геохимическим (более высокие содержания меди, хрома, ванадия) характеристикам. Магнезиальность пород пясинского комплекса варьирует в пределах $K_{Mg} = 0,37-0,45$, тогда как ергалахского – 0,28–0,35. По сравнению с более молодыми умереннощелочными базитами авамского комплекса, пясинские интрузии существенно обеднены титаном, а также более магнезиальны.

Одно из наиболее крупных тел пясинского комплекса (мощность 82 м по разрезу скв. AP-101) по петрохимическим параметрам соответствует монцодолериту, отличаясь высокой кремнеземистостью и щелочностью, пониженной магнезиальностью, а также резкими вариациями Na/K отношения и содержания калия (K_2O до 3,5 %, Na_2O до 5,9 %); следовательно, вероятно вторичный характер изменения состава пород.

Петрохимические данные позволяют сопоставить с пясинским (а не с ергалахским) комплексом два силла умереннощелочных долеритов, закартированных на южном берегу оз. Глубокое (гора Сундук) мощностью 20 и 50 м,

Таблица 5

Средние содержания микроэлементов (10^{-4} %) в интрузивных комплексах

| № п/п | Комплекс | Инtruзия | Породы | Cu | Ni | Co | Cr | V | Ba | Sr | Zr | Pb | Zn | Ag | Y | Sc |
|-------|--------------------------------------|--------------------------|-----------------------------------|---------------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|------|------|
| 1 | Пясинский | Скв. КТ-2 | Умереннощелочные до- лериты | 50 | 130 | 65 | 40 | 220 | 400 | 270 | 30 | 0,1 | | | | |
| 2 | Оганерский | | Долериты | 143 | 121 | 38 | 141 | 167 | 144 | 144 | 73 | 1,4 | 203 | 0,10 | | |
| 3 | Катангский | Аяклинская | Габбродолериты | 105 | 80 | 69 | 71 | 175 | 226 | 150 | 88 | 4,1 | 120 | | 9,0 | 21,3 |
| 4 | Нижнефокинский | Скв. КТ-1 | Оливиновые габбродоле- риты | 110 | 87 | 35 | 231 | 214 | 170 | 203 | 44 | 4,0 | 73 | | | |
| 5 | Нижнеталнахский | Ыттахская | Оливиновые габбродоле- риты | 130 | 120 | 30 | 30 | 310 | 90 | 100 | 20 | | | 0,12 | | |
| 6 | | | Троктолитовые габбродо- лериты | 560 | 260 | 30 | 60 | 250 | 80 | 110 | 30 | | | 0,31 | | |
| 7 | | | Лейкогаббродолериты | 80 | 120 | 40 | 100 | 170 | 260 | 270 | 20 | | | 0,19 | | |
| 8 | | Скв. КТ-1, КТ-3, КТ-4 | Оливиновые габбродоле- риты | 77 | 69 | 33 | 82 | 186 | 97 | 128 | 52 | 5,0 | 61 | | | 11,0 |
| 9 | Норильский (круглогорский тип) | | Габбродолериты | 221 | 328 | 92 | 109 | 147 | 87 | 141 | 75 | | | | | |
| 10 | | Арылахская | Лейкогаббродолериты | 140 | 120 | 70 | 270 | 290 | 110 | 80 | 10 | | | 0,07 | | |
| 11 | | | Оливиновые габбродоле- риты | 180 | 140 | 40 | 310 | 300 | 70 | 120 | 10 | | | 0,29 | | |
| 12 | | | Мастах- салинская | Лейкогаббродолериты | 120 | 100 | 40 | 180 | 300 | 80 | 110 | 10 | | | 0,10 | |
| 13 | Норильский (зу- бовский тип) | Микчангдинская | Габбродолериты | 75 | 235 | 62 | 219 | 247 | 186 | 414 | 62 | 6,4 | 93 | | 19,1 | |
| 14 | Далдыканский | | Габбродолериты | 145 | 68 | 34 | 72 | 196 | 211 | 158 | 90 | 4,8 | 134 | 0,01 | 0,2 | 0,8 |
| 15 | Авамский | | Трахидолериты | 69 | 73 | 27 | 56 | 117 | 243 | 229 | 109 | 3,2 | 119 | | | |
| 16 | | | Меланократовые трахи- долериты | 86 | 66 | 30 | 98 | 134 | 150 | 181 | 67 | | 81 | | 3,1 | 6,0 |

| № п/п | Комплекс | Инtruзия | Породы | Cu | Ni | Co | Cr | V | Ba | Sr | Zr | Pb | Zn | Ag | Y | Sc |
|-------|--------------|------------------|--------------------------|------------|------|-----|-----|-------|------|-----|-----|------|------|------|------|------|
| 17 | Каменский | | Лимбургиты | 141 | 337 | 329 | 405 | 104 | 109 | 247 | 86 | 6,2 | 160 | 0,00 | 5,5 | 0,6 |
| 18 | | | Авгититы | 98 | 63 | 32 | 145 | 171 | 358 | 258 | 104 | 1,3 | 96 | | 1,6 | 3,0 |
| 19 | | | Меланефелиниты | 65 | 90 | 35 | 183 | 138 | 300 | 275 | 87 | 1,3 | 58 | | 1,7 | 8,3 |
| 20 | | | Щелочные пикриты | 100 | 300 | 60 | 300 | 150 | 600 | 100 | 100 | 10,0 | 150 | 0,00 | | |
| 21 | | | Умереннощелочные пикриты | 134 | 410 | 56 | 440 | 98 | 170 | 240 | 62 | 3,2 | 182 | | 0,6 | 0,0 |
| 22 | | | Пироксениты | 105 | 90 | 40 | 275 | 125 | 100 | 200 | 60 | 0,0 | 80 | | 0,0 | 10,0 |
| 23 | | | Монцодиориты | 102 | 57 | 46 | 78 | 360 | 1038 | 535 | 268 | 7,0 | 128 | 0,09 | 34,3 | 31,6 |
| 24 | | | Сиенит-порфир | 4 | <1,0 | 3 | 3 | <0,05 | 550 | 269 | 583 | 20,6 | 132 | 0,14 | 38,7 | 77,7 |
| 25 | | Усть-дельканский | Река Хета | Спессартит | 28 | 14 | 34 | 10 | 210 | 960 | 979 | 478 | 10,1 | 131 | 0,14 | 36,7 |
| 26 | Руч. Букатый | | Керсантит | 215 | 128 | 59 | 103 | 370 | 550 | 436 | 456 | 7,3 | 160 | 0,15 | 42,7 | 54,6 |

Примечание. 1, 4, 8, 9 – по данным [281]; 2, 3, 14–22 – [50, 336]; 5–7, 10–12 – [293]; 13 – [345] 23–26 – Данные М. В. Наумова, А. В. Зублюка, Д. К. Лохова (ICP-OES) [339].

залегających, по описанию авторов [33], соответственно на контакте тунгусской серии и ивакинской свиты и в хаканчанской свите. Оба тела сложены серыми массивными породами с таксито-офитовой и офитовой структурой и состоят из лабрадора An_{54-65} – 50–65 %, титанавгита – 15–32 %, оливина – 5–12 %, рудных оксидов – 3–4 %; измененное стекло составляет до 25 %.

Полезные ископаемые с интрузиями пясинского комплекса связи не имеют.

По внешнему облику, структуре и петрохимическим параметрам интрузии пясинского комплекса весьма схожи с умереннощелочными эффузивами (трахибазальтами и трахиандезибазальтами) средней и верхней пачек ивакинской свиты, с которыми они пространственно сопряжены и субвулканическими комагматами которых они, по всей видимости, и являются [315, 344]. В связи с этим, а также отсутствием их в породах моложе ивакинской свиты, возраст пясинского комплекса принимается как позднепермский.

Раннетриасовые интрузии

Раннетриасовые интрузии представлены различными габбродолеритами, варьирующими от кварцсодержащих до пикритовых или троктолитовых разновидностей. Для типизации конкретных интрузий используются такие критерии, как химический состав, морфология тел, степень дифференциации и рудоносность.

Нижнефокинский комплекс магнезиальных габбродолеритов ($\omega\nu\beta T_{1nf}$). В ранге комплекса выделен в Норильской серийной легенде [123] с включением в его состав высокомагнезиальных слабодифференцированных базит-ультрабазитовых интрузий фокинского типа, петротипом для которых принимается Нижнефокинская интрузия на Норильском плато [5, 343]. В петротипическом районе интрузии комплекса сложены преимущественно меланократовыми оливиновыми габбродолеритами, пикродолеритами и троктолитами, в подчиненном количестве присутствуют мезократовые и кварцсодержащие габбродолериты [90, 102, 344].

В пределах Норильско-Хараелахской зоны на рассматриваемой территории к нижнефокинскому комплексу отнесены субпластовые тела оливиновых долеритов и габбродолеритов, дифференцированные до пикритоподобных габбродолеритов, мощностью 17–166 м, вскрытые скважинами КТ-3 и КТ-4 на северо-восточном борту Кыстыктахского поднятия [281]. Они локализованы в тунгусской серии или вдоль тектонического контакта девонских отложений и вулканогенной толщи.

Породы массивные, с редкими шлирами призматическизернистых габбродолеритов, что определяет местами атакситовую текстуру. Структура порфировидная, пойкилоофитовая, габбро-офитовая. Минеральный состав оливиновых долеритов и габбродолеритов (%): плагиоклаз An_{45-60} – 40–45, клинопироксен – 35–40, оливин – 5–12, мезостазис – 5, рудные оксиды – 1–5, редкие ортопироксен, санидин, хромшпинелиды. Пикритовые габбродолериты отличаются существенно большим содержанием оливина (15–18 %), а также обычно большей основностью плагиоклаза (до An_{68}). Обогащенные оливином дифференциаты составляют до 30 % разреза интрузивных тел.

Секущее тело (мощность около 108 м) высокомагнезиальных и высокохромистых оливиновых габбродолеритов вскрыто одной из скважин на левобережье р. Юж. Икэн в Микчандингской антиклинали [345]. По химическому составу оно отвечает нижнефокинскому комплексу, однако стратиграфическое положение вмещающих пород (хаканчанская и туклонская свиты) противоречит этому, и скорее всего данное тело представляет собой выводящий канал интрузии норильского комплекса [193].

В то же время, вполне вероятно отнесение к нижнефокинскому комплексу тела пикритовых габбродолеритов изометричной формы около 50 м в поперечнике, установленного на левобережье р. Микчангда (руч. Интрузивный) и выделяемого в качестве самостоятельного гудчихинского комплекса [315]. Габбродолериты обладают порфировой и пойкилоофитовой структурой и содержат вкрапленники оливина; в матрице также доминирует (%) оливин (40–50), представлены также плагиоклаз – 35–40, клинопироксен – 10–15, рудные минералы – 1–2. Породы отличаются очень высокой магнезиальностью ($K_{Mg} > 0,8$) и по содержаниям петрогенных элементов соответствуют мелатроктолитам (табл. 4).

Контактные изменения в телах комплекса проявлены незначительно. Полезные ископаемые прямой связи с интрузиями нижнефокинского комплекса не имеют.

Породы характеризуются высокой кремнекислотностью, магнезиальностью, а также повышенными содержаниями хрома, никеля, кобальта и меди (табл. 4, 5). Максимальные содержания Cu – 0,11 %, но отношение Cu/(Ni+Cu) обычно $< 0,5/$ (в среднем 0,43). Величина Kf существенно варьирует от 0,46 в пикритовых габбродолеритах до 0,70 в безоливиновых дифференциатах. В отличие от петротипа комплекса, описываемые породы отличаются повышенной глиноземистостью (в 2 раза). Однако низкие содержания серы (0,1–0,2 % – в несколько раз меньше, чем в интрузиях норильского типа) и сидерофильных элементов, высокие – хрома и титана, закономерности вариаций содержаний никеля и кобальта позволяют относить породы к нижнефокинскому, а не к норильскому комплексу [281]. По петрогеохимической специфике они идентичны оливиновым базальтам и пикробазальтам гудчихинской свиты, в качестве комагматов которой и рассматриваются [90, 250].

Изотопно-геохронологическими данными комплекс не охарактеризован и, на основании геологических и петрохимических данных, считается раннетриасовым.

Нижнеталнахский комплекс габбродиорит-габбродолеритовый ($v\delta-v\beta T_{nt}$). На территории листа R-46 развитие комплекса ограничивается Норильско-Хараелахской СФЗ, где он представлен двумя телами, которые содержат лишь бедную сульфидную минерализацию. Интрузивы залегают в осадочных породах девона, образуя сложнопостроенные (многоярусные) субпластовые тела.

Ыттахская интрузия расположена в бассейне Самоедской Речки. Она залегают в сульфатно-карбонатных породах мантуровской свиты нижнего девона стратиграфически и гипсометрически ниже интрузий оганерского и пясинского комплексов, вскрытых теми же скважинами. Интрузия представляет собой мощное (до 500 м) сложнопостроенное тело, образованное неза-

кономерно перемежающимися слабодифференцированными интрузивными телами, магматическими брекчиями и преобразованными в различной степени (главным образом в ангидрит-серпентиновые метасоматиты) вмещающими породами. По особенностям магнитного поля предполагается, что основная масса интрузива расположена западнее вскрытого скважинами на Арылахской площади фрагмента [293]. Породы интрузии представлены в основном безоливиновыми лейкократовыми, оливинсодержащими и оливиновыми габбродолеритами (до соответственно лейкократовых и оливиновых габбро с аллотриоморфнозернистой структурой). Они характеризуются незакономерным чередованием и нередко атакситовой текстурой. Крайние дифференциаты представлены габбродиоритами и троктолитовыми габбродолеритами.

Максимальный по мощности (458 м) и наиболее дифференцированный разрез Ыттахской интрузии (скв. Ар-6) включает отложения (сверху вниз) [293].

| | |
|---|---------|
| 1. Верхняя экзоконтактовая зона. Метаморфизованные известняки, ангидриты, хлорит-серпентин-карбонатные породы, микродолериты, магматические брекчии .. | 22,9 м |
| 2. Габбродолериты от безоливиновых до оливинсодержащих тонко- и мелкозернистые, участками атакситовые, лейкократовые с призматическизернистой структурой | 12,0 м |
| 3. Габбродолериты от безоливиновых до оливинсодержащих порфиroidные тонко- и мелкозернистые | 27,7 м |
| 4. Магматические брекчии | 6,3 м |
| 5. Габбродолериты с призматическизернистой структурой, близкие к габбродиоритам | 14,8 м |
| 6. Ангидрит-серпентиновые метасоматиты | 3,1 м |
| 7. Габбродолериты оливинсодержащие, в верхней части порфиroidные среднезернистые с пойкилоофитовой структурой основной массы, содержат включения ангидритов | 81,1 м |
| 8. Габбродолериты безоливиновые и оливинсодержащие порфиroidные с многочисленными включениями ангидритов и ангидрит-серпентиновых метасоматитов | 52,0 м |
| 9. Магматические брекчии и ангидрит-серпентиновые метасоматиты | 27,5 м |
| 10. Габбродолериты от безоливиновых до оливинсодержащих; участками – блоки оливиновых лейкогаббро | 46,8 м |
| 11. Чередование микродолеритов, метасоматитов, магматических брекчий | 54,7 м |
| 12. Троктолитовые габбродолериты, оливиновые габбро, в верхней части крупнозернистые | 123,6 м |
| 13. Габбродолериты порфиroidные тонко- и мелкозернистые (контактовые) ... | 8,4 м |

Как оливиновые, так и безоливиновые габбродолериты имеют офитовую и таксито-офитовую, реже призматическизернистую, иногда порфиroidную структуру. Породы состоят (%) из плагиоклаза (три генерации: фенокристаллы An_{78-82} размером до $1,5 \times 0,5$ мм, лейсты в основной массе An_{54-76} размером $0,1 \times 0,5$ мм и микролиты в мезостазице размером до 0,05 мм) – 45–60, клинопироксена (авгита и ферроавгита) $En_{45-48}Wo_{37-41}Fs_{12-15}$ – 20–35, оливина Fa_{6-37} (скопления до 1 мм) – 0–8, хлорит-олигоклаз-кварцевого мезостазица – 4–15, рудных минералов – 3–7, кварца – до 3, местами биотита и амфибола.

Троктолитовые габбродолериты часто имеют атакситовую, за счет чередования полос и участков меланократовых и лейкократовых разновидностей,

текстуру. По минеральному составу отличаются большим содержанием оливина (15–40 %) и появлением ортопироксена (1–2 %) за счет резкого уменьшения клинопироксена и отчасти плагиоклаза. Вторичные минералы составляют до 20 %.

В троктолитовых габбродолеритах отмечалась убогая (но изредка до 10–12 %) интерстиционная минерализация, представленная в основном пирротинном, а также халькопиритом, магнетитом и ильменитом. Размер вкрапленников – до 1 мм, редко до 5–7 мм.

Зоны контактового изменения имеют мощность до 23 м; представлены мраморизованными известняками и ангидритами, пиритизацией, участками ангидрит-серпентиновых и хлорит-серпентин-карбонатных метасоматитов, а также брекчированием.

В петрогеохимическом отношении породы Ыттахской интрузии характеризуются низкими содержаниями титана, щелочей, хрома, меди и никеля, повышенными – магния (K_{Mg} 0,56–0,65), глинозема и калия (табл. 4). Типично преобладание меди над никелем и относительно низкие содержания хрома (табл. 5). По параметрам щелочности, кремнекислотности, основности, высокой магнезиальности пород и мафических минералов, по низкому содержанию хрома (0,003–0,01 %) Ыттахская интрузия отвечает нижнеталнахскому типу [293].

Еще одна интрузия нижнеталнахского типа вскрыта в сульфатно-карбонатных отложениях мантуровской свиты тремя глубокими скважинами (на глубинах 1560–1840 м) в нижнем течении р. Ондодоми. Мощность ее варьирует в пределах 115–192 м [281]. Интрузия представлена серией сближенных тел, разделенных интервалами ороговикованных пород мощностью не более 10 м. Сложена оливиновыми габбродолеритами; слабая дифференциация сводится лишь к некоторым вариациям в содержании оливина. Породы характеризуются пойкилоофитовой, габбро-офитовой, участками толеитовой и долеритовой структурой и состоят (%) из плагиоклаза An_{38-60} – 40–45, клинопироксена – 35–40, оливина – 8–15, измененного мезостазиса – 3–10; рудных оксидов – 2–3, редких ортоклаза, апатита и ортопироксена.

По химическому составу интрузия относится к слегка недосыщенным кремнекислотой. Коэффициент фракционирования варьирует от 0,5 до 0,7. Содержания Cu (0,003–0,017 %), Ni (0,01–0,026 %) и Co (0,005–0,007 %) достаточно стабильны; локальные повышенные значения фиксируются в основном в нижней части разреза интрузии. В целом по петрохимическим параметрам она отвечает низкомагнезиальным и низкохромистым разностям интрузий нижнеталнахского типа.

По геологическим данным, интрузии нижнеталнахского комплекса сформировались до излияния лав моронговской свиты. Абсолютная датировка пород Нижнеталнахской интрузии (Норильский район, лист R-45) в 248,9 млн лет подтверждает ее раннетриасовый возраст [38]. Переменные значения остаточной намагниченности свидетельствуют об образовании интрузий во время эпизода обратной полярности, осложняющего триасовый магнитный интервал с нормальной полярностью.

Норильский комплекс плагиооливинит-габбровый в Норильском районе включает дифференцированные и стратифицированные (расслоенные)

сульфидоносные ультрабазит-базитовые интрузии, часто сопровождающиеся промышленным платинометалльно-медно-никелевым оруденением. На территории листа R-46 развитие комплекса ограничивается Норильско-Харае-лахской СФЗ. Он представлен тремя интрузиями, которые содержат лишь бедную сульфидную минерализацию и относятся к зубовскому троктолит-гранодиоритовому и круглогорскому лейкогаббродолеритовому типам, выделяемым в Норильском районе по особенностям внутреннего строения, состава и степени и характеру рудоносности. Интрузивы норильско-талнахского типа, с которыми связаны все месторождения сульфидных руд Норильского района [28, 38, 90, 177, 179, 208, 343 и мн. др.], на площади листа не выявлены.

Интрузии норильского комплекса залегают как в осадочных породах девона, так и в вулканогенных образованиях до моронговской свиты включительно, образуя сложнопостроенные (многоярусные) субпластовые тела. Все они отличаются прямым вектором намагниченности и условно датируются ранним триасом.

Круглогорский тип лейкогаббродолеритовый ($v\beta T_1 n^2$). К этому типу отнесены Арылахская и Мастах-Салинская интрузии, расположенные в северном борту Икэнской мульды. Их локализация контролируется сочленением Каменной зоны разломов с Самоедским валом [336].

Арылахская интрузия [31, 293] расположена в 1–4 км южнее оз. Арылах, где она прослежена на расстояние 5 км. Представляет собой серию падающих на восток пластообразных тел общей мощностью до 100–150 м, локализованных в широком стратиграфическом интервале от девонских отложений до моронговской свиты. При залегании в первых она представлена изотропными телами оливинсодержащих габбродолеритов, в вулканогенной толще включает лейкократовые и оливиновые дифференциаты с линзами троктолитовых и пикритовых габбродолеритов в приподошвенной части.

Лейкократовые габбродолериты характеризуются массивной или миндалекаменной текстурой, порфировидной, аллотриоморнозернистой, реже офитовой структурой. Составы породообразующих минералов варьируют в очень широких пределах. Выделяют три генерации плагиоклаза (65–80 % в сумме) – ранний битовнит An_{70-88} , плагиоклаз основной массы (от An_{42-45} до An_{80-84}) и кислый плагиоклаз An_{15-35} мезостазиса (1–3 %), в котором развиты также хлорит, кварц, биотит, титаномagnetит. Клинопироксен (авгит $En_{37-45}Wo_{35-40}Fs_{19-27}$) составляет 15–25 %. До 5–7 % породы занимают миндалины, сложенные халцедоном, кварцем, кальцитом и цеолитами.

Оливиновые габбродолериты отличаются офитовой, пойкилоофитовой, таксито-офитовой структурой и развитием магнезиального оливина (до 10–15 %). Плагиоклаз часто зональный (с прямой зональностью (от An_{65-73} до An_{52}), содержание его не превышает 60 %.

Троктолитовые габбродолериты отличаются высоким содержанием оливина (до 35 %), появлением ортопироксена, большей магнезиальностью клинопироксена ($En_{45-48}Wo_{37-41}Fs_{12-18}$).

Минеральный состав троктолитов (%): плагиоклаз (An_{52-85}) 33–39, клинопироксен (авгит) 17–20, ортопироксен 1–2, оливин 31–37, мезостазис 2–9,

рудные (титаномагнетит, халькопирит, пирротин, пентландит и пирит) 2–8. Вторичные: серпентин, хлорит по мезостазиу.

По наблюдениям Е. Н. Ленькина [31], не подтвержденным позднее разрезами интрузии по скважинам, среди дифференциатов интрузии отмечены пикритовые долериты, состоящие на 40 % из магнезиального (Fa₅₋₁₅) оливина, тогда как плагиоклаз составляет лишь около 15 %.

С Арылахской интрузией связано проявление сульфидных медно-никелевых руд, сложенных пиритом, халькопиритом, пирротинном и халькопиритом, обнаруженных в породах ее подошвы и кровли, а также в экзоконтактных зонах западного лежачего бока интрузии. Оруденение представлено рассеянной вкрапленностью и шлирами до 5–6 см длиной, составляющими местами 5–8 %, но иногда до 50 % породы.

Вмещающие интрузию базальты и туффогенные породы подверглись термальному метаморфизму, обусловившему появление пироксен-плагиоклазовых роговиков и амфибол-хлоритовых пород. Кроме того, приконтактные изменения, мощность зон которых не превышает 2 м, выражаются в развитии эпидота, граната, альбита, биотита, кальцита, цеолитов, кварца и сульфидов (пирита, халькопирита, пирротина и пентландита).

Мастьах-Салинская интрузия [293, 336] расположена на правом берегу р. Мастьах-Сала в 6 км от ее устья. Так же как и Арылахская, она залегает в моронговской свите и падает на восток. Мощность интрузии не превышает 25–30 м. Вскрыты также несколько секущих апофиз интрузии. По характеру локальных магнитных полей можно предполагать, что она протягивается на 3,5 км в юго-восточном и восточном направлениях [31]. Сложена однородными порфиридовидными лейкогаббродолеритами с пойкилоофитовой и призматическизернистой структурой; в верхней части интрузии – местами миндалекаменная текстура. Породы состоят (%) из плагиоклаза сильно варьирующего – от An₅₀₋₆₇ до An₈₂₋₉₄ (60–75), клинопироксена (5–15), оливина (0–5), рудных минералов (1–5), кварца (0–3), а также измененного мезостазиса (5–25), содержащего кварц, хлорит, кальцит, апатит.

Долериты приподошвенной части интрузии и базальты нижнего экзоконтакта содержат рассеянную вкрапленность сульфидов (пирротина, халькопирита, пентландита, кубанита), а также магнетита, составляющих 1–2 % объема породы в рудной зоне мощностью 2–3 м.

Во вмещающих интрузию базальтах и тефроидах отмечается ороговикование. Породы содержат в зонах интенсивной трещиноватости гнезда и прожилки сульфидов (пирита, халькопирита, пирротина и пентландита).

Габбродолериты как Мастьах-Салинской, так и Арылахской интрузий характеризуются существенными вариациями содержания петрогенных элементов [293]. В среднем первые отличаются более высокой щелочностью и глиноземистостью и более низкими содержаниями железа, магния, никеля, кобальта, хрома и кальция в соответствии со своим лейкократовым составом (табл. 4, 5). Магнезиальность пород одинакова для обеих интрузий (K_{Mg} – около 0,6). По высокому фоновому содержанию хрома Арылахская интрузия выделяется среди всех раннетриасовых интрузивных комплексов на территории листа R-46 (исключая Микчангдинскую интрузию того же норильского комплекса).

Зубовский тип троктолит-гранодиоритовый ($\omega\nu\text{-}\nu\beta\text{T}_1n^1$). К этому типу относят Микчангдинскую интрузию, вскрытую бурением на левобережье р. Юж. Икэн (правый приток р. Микчангда) и контролируемые Нералахским и Кумгинским разломами.

Микчангдинская интрузия [345], вскрытая скважинами на левобережье р. Юж. Икэн, представляет собой серию расщепляющихся линзовидных тел (в отдельных пересечениях до 6), занимающих интервал стратиграфического разреза от зубовской свиты нижнего девона до тунгусской серии. Контролируется Нералахским и Кумгинским разломами и перекрыта мощной вулканогенной толщей, насыщенной телами долеритов и габбродолеритов оганерского и, реже, ергалахского комплексов, которые всегда залегают гипсометрически выше Микчангдинской интрузии. Выделяют западную и восточную (по отношению к зоне Нералахского разлома) ветви интрузии. Она сложена дифференциатами от безоливиновых до пикритовых габбродолеритов и характеризуется расслоенным строением. Сверху вниз выделяют: 1) контактовые габбродолериты (до 1 м); 2) такситовые габбродолериты (7 м); 3) пойкилоофитовые габбродолериты и габбродиориты кварцсодержащие (до 20 м); 4) оливинсодержащие габбродолериты (до 39 м); 5) оливинные габбродолериты (до 37 м); 6) пикритовые габбродолериты (до 12 м); 7) такситовые габбродолериты (1,5 м); 8) контактовые габбродолериты (2,7 м).

Безоливиновые и оливинные габбродолериты характеризуются габброофитовой и пойкилоофитовой структурой и состоят (%) из плагиоклаза двух генераций (35–55), авгита $\text{En}_{33-41}\text{Wo}_{40-45}\text{Fs}_{15-26}$ (20–50), кварца (до 5), микропегматита (до 3), рудных оксидов (2–10), редкого ортопироксена. Количество оливина меняется от 0–2 в безоливиновых до 10–21 в оливинных разновидностях. Состав его варьирует в интервале от Fa_{19} до Fa_{42} (преимущественно Fa_{23-33}) и в целом не различается для безоливиновых, оливинных и пикритовых габбродолеритов; содержание NiO в оливине – до 0,25 % [114, 345].

Степень изменения пород контрастно варьирует, достигая местами 85 %; среди вторичных минералов преобладают биотит, пренит, хлорит.

Все габбродолериты содержат многочисленные ксенолиты хлорит-ангидритовых, хлорит-альбитовых метасоматитов, пироксеновых роговиков, гранат-пироксеновых скарнов.

Пикритовые, так же как и такситовые, габбродолериты отличаются локальным появлением структуры спинифекс и преобладанием (%) оливина (35–60) над плагиоклазом (12–25) и клинопироксеном (22–28); среди оксидов появляется хромит. Содержание вкрапленных сульфидов – до 7.

Такситовые габбродолериты отличаются атакситовой текстурой, постоянным присутствием оливина (3–30, причем нижний такситовый горизонт значительно обогащен оливином по сравнению с верхним и содержит до трех генераций этого минерала), пониженным содержанием плагиоклаза An_{45-69} (до 30–40), появлением линз шпинельсодержащих оливин-пироксеновых роговиков.

Апофизы интрузива сложены слабо дифференцированными оливинными габбродолеритами и имеют мощность до 17 м. В ореоле интрузии широко развиты дайки микродолеритов.

Максимальная мощность интрузии, вскрытая в скв. МД-48, составляет 99,4 м. Ширина зон экзоконтактных изменений местами значительно больше, в то время как на других участках может не превышать 1–2 м. В верхнем экзоконтакте развит мощный (до 100 м) ореол гранат-пироксеновых скарнов, в нижнем – полевошпатово-пироксеновые роговики с реликтовой слоистостью, пятнистой текстурой и 1–7 % сульфидной вкрапленностью, нередко плагиоклаз-серпентиновые метасоматиты. В некоторых разрезах (скважины МД-57 и МД-58) мощность зоны роговиков и метасоматитов в верхнем экзоконтакте достигает 422 и даже 557 м, охватывая интервал от зубовской до ивакинской свиты с многочисленными субпластовыми телами ергалахского и оганерского комплексов.

В разрезе интрузии количество сульфидов составляет 1–7 об. %, имея тенденцию к накоплению в нижних горизонтах. В пикритовых габбродолеритах приподошвенной части разреза развито вкрапленное пентландит-халькопирит-пирротинное оруденение с содержанием: Ni до 0,60 %, Cu до 1,05 %, ΣPt до 6,34 г/т; количество сульфидов до 8–10 %. В западной ветви интрузива этот горизонт имеет мощность до 12 м, но в восточной представлен прерывистыми телами среди оливиновых габбродолеритов. Кроме того, значимая сульфидная минерализация отмечена местами в такситовых и нижних контактовых габбродолеритах.

По петрохимическим свойствам интрузия выделяется высокими концентрациями хрома, магния, рудных сульфидов и низкой щелочностью (табл. 4, 5). По совокупности петрохимических параметров она близка к дифференциатам северо-восточной ветви Талнахского интрузива норильско-талнахского типа (хотя отличается несколько меньшей магнезиальностью и более высокой щелочностью) и существенно отличаются от образований Нижненорильской и Нижнеталнахской интрузий [345].

Скорее всего, в качестве выводного канала Микчангдинской интрузии должно рассматриваться секущее (под углами 40–70°) тело высокомагнезиальных ($MgO = 11,45\text{--}26,76\%$) и высокохромистых ($Cr_2O_3 = 0,08\text{--}0,34\%$) оливиновых габбродолеритов и пикритовых долеритов (местами с миндалекаменной текстурой) мощностью до 108 м, локализованное между туфобрекчиями хаканчанской и базальтами туклонской свиты на руч. Снежный и вскрытое в скв. МД-57 в 750 м выше собственно Микчангдинской интрузии. Вмещающие базальты ороговикованы, серпентинизированы, пиритизированы, а туффиты преобразованы в хлорит-ангидрит-карбонатные метасоматиты.

Изотопный возраст пород Микчангдинской интрузии, определенный U-Pb методом по циркону, составляет 256 ± 2 млн лет [331]. Очевидно, реальный возраст ее внедрения более молодой, но важно, что это значение, являющееся наиболее древним для рудоносных интрузий Норильского района, аналогично таковому для Талнахского интрузива. Возраст постагматического циркона определен в 230 млн лет. По высоким значениям изотопного состава сульфидной серы ($\delta^{34}S = 12,78\text{‰}CDT$) Микчангдинская интрузия соответствует рудоносным интрузиям (Хараелахской, Талнахской, Имангдинской), а не слаборудоносным и безрудным объектам нижеталнахского и зубовского типов [331].

Оганерский комплекс долеритовый (βT_10) выделен В. А. Люлько в 1975 г. [315]. Представляет собой эклектичную совокупность недифференцированных интрузий базитового состава, в которую включены тела долеритов, реже габбродолеритов различной морфологии – пластовые, иногда двух- и трехъярусные тела, штоки, дайки простой и сложной морфологии, локализованные в отложениях среднего и верхнего палеозоя и в низах вулканогенной толщи (вплоть до надеждинской свиты). Фактически в составе комплекса объединены интрузивные тела выделявшихся ранее II и IV фаз внедрения, близкие по составу и морфологии, но отличные от массивов норильского комплекса. К оганерскому комплексу должны относиться и тела афанитовых и порфиroidных микродолеритов, широко развитых в пределах вулканогенной толщи и выделяемые ранее в самостоятельный агатский комплекс [130].

Тела оганерского комплекса составляют основную массу интрузивных образований Норильско-Хараелахской СФЗ и широко распространены во всех ее подзонах. В Анабаро-Тунгусской области аналогичные базиты раннего триаса выделяются как катангский комплекс. В Норильской СЛ-200 термины «оганерский» и «катангский» равнозначны и употребляются для обозначения одного и того же подразделения [123]. Тем не менее, использование разных терминов для образований различных структурно-формационных областей более приемлемо, поскольку в Норильско-Хараелахской СФЗ к оганерскому комплексу отнесены тела, часто пространственно ассоциирующие с интрузиями других комплексов и прорывающие не только стратифицированные образования палеозоя и самых низов триаса, но и интрузии ергалахского и норильско-галнахского типов. Кроме того, по сравнению с катангскими базиты оганерского комплекса отличаются обычной порфиroidной структурой, более широким развитием субпластовых тел, повышенной магнезиальностью (до 8 % MgO в среднем, по данным [244]).

Количество тел оганерского комплекса весьма велико. На детально разбуренных площадях (Арылахской, Кыстыктахской, Микчангдинской) они вскрыты всеми скважинами. По этим участкам может быть оценен объем долеритов оганерского комплекса: на Кыстыктахской площади они составляют в среднем 5 % разреза от верхнего девона до низов мокулаевской свиты мощностью порядка 1300 м, на Ондодоминской площади (скв. Онд-1) – 25 %, на Микчангдинской – 10 %. По наиболее детальным данным по Микчангдинской площади [345], 70 % интрузий залегают в тунгусской серии, 10 % – в вулканогенной толще и 20 % – в верхнедевонских отложениях; одно тело мощностью 24 м залегают даже в зубовской свите. Нередко суммарная мощность тел долеритов, число которых в породах тунгусской серии достигает 15, превышает мощность самой вмещающей толщи, составляя в среднем 30 %. При этом, как правило, оганерские интрузии чередуются в одних разрезах с ергалахскими, но всегда залегают выше интрузива норильского комплекса.

Интрузии, залегающие в породах палеозоя и нижней части туфолавовой толщи, представлены ветвящимися субпластовыми телами с раздувами и пережимами, мощностью обычно в первые десятки метров; редкие тела – до 200 м при протяженности до 20–30 км (район р. Микчангда). В этом районе отмечены очень значительные интервалы тел оганерского комплекса по раз-

резам скважин – до 491 м (скв. МД-48), но характер залегания таких тел неясен; обычно же мощности отдельных силлов – не более 30 м (из 113 тел на данной площади лишь семь превышают это значение). В разрезах северного борта Икэнской мульды интрузии оганерского комплекса относительно редки и существенно уступают по объему и количеству пясинским умереннощелочным базитам; наиболее мощное тело достигает 140 м (скв. АР-115) [335]. При этом в отличие от Микчангдинской площади они залегают в мантуровской свите нижнего девона; лишь единичные интрузии встречены на каларгонском и тунгусском уровнях, в отличие от тел пясинского комплекса.

Интрузии штокообразной формы имеют диаметр до 100 м, углы падения на крыльях достигают 60°. Часть интрузий, секущих вулканические образования, – полого- и крутосекущие (70–85°) тела мощностью до 12, единичные – до 40 м; отдельные дайки прослежены до 8 км.

Судя по простиранию дайковых тел, магмоконтролирующая роль принадлежит расколу северо-восточного простирания, в северной части зоны – субширотного.

Большинство интрузий изотропны и сложены безоливиновыми, оливинсодержащими или оливиновыми долеритами или габбродолеритами с пойкилоофитовой, реже долеритовой, офитовой, призматически-офитовой структурой. В краевых частях тел обычна порфиroidная структура с толеитовой и интерсертальной структурой основной массы. Иногда на контактах присутствуют магматические брекчии. В наиболее мощных телах местами проявлена слабая дифференциация, которая выражается в появлении в нижней части интрузий шлиров и прерывистых горизонтов троктолитовых долеритов и шлиров пегматоидных габбродолеритов – в верхней. В одной из пологосекущих интрузий – Абагалахской мощностью 32 м – наблюдается закономерное изменение соотношения породообразующих силикатов вверх по разрезу (рост количества оливина) [32].

В минеральном составе любых разновидностей присутствуют (%) плагиоклаз (две генерации – An_{66-75} и An_{38-60}) – 35–60, авгит $En_{31-35}Wo_{38-42}Fs_{26-30}$ – 15–40, оливин Fe_{30-40} – 2–20, рудные оксиды – 1–6, мезостазис (хлорит-актинолит-кварц-биотитовый) – 5–17, редко ортопироксен (в каймах вокруг оливина), титанит, кварц, ортоклаз, апатит. В пегматоидных обособлениях кварц и микропегматит составляют до 4–6. Вторичные минералы составляют часто до 20–25.

Контактные изменения вмещающих пород отмечаются лишь вблизи крупных тел. Мощность зон экзоконтакта, где проявлены структуры роговиков и вторичные минералы (хлорит, альбит, цеолиты, кальцит, иногда сульфиды) не превышает обычно 1–2 м.

По петрохимическим параметрам интрузии оганерского комплекса в целом соответствуют среднему траппу северо-запада Сибирской платформы. Однако состав пространственно разобщенных тел может варьировать в довольно значительных пределах. Так, значения K_{Mg} изменяются от 0,39 до 0,69 (0,57 в среднем), а сумма щелочей может достигать 4,5 %. Отличаются от пространственно близких интрузий нижнеталнахского типа более высоким содержанием хрома, натриевым типом щелочности, пониженными содержаниями кремнезема и фосфора (табл. 4, 5); вместе с тем, отмечается резкая изменчивость содержаний калия.

Ввиду отсутствия надежных критериев, позволяющих выявить генетическое родство отдельных интрузий оганерского комплекса и определенных лавовых толщ, в качестве их комагматов называют базальты различных уровней стратиграфического разреза вулканогенной толщи. Соответственно более дробное расчленение комплекса, несмотря на его эклектичность, пока не представляется возможным.

В придонной части и в зоне нижнего экзоконтакта в одной из пластовых интрузий, залегающей в тунгусской серии в приустьеовой части р. Микчангда, выявлено бедное вкрапленное пентландит-халькопирит-пирротинное оруденение [356]. Обычно в долеритах отмечается лишь редкая мелкая вкрапленность сульфидов.

Данные об изотопном возрасте оганерского комплекса не определены в силу значительного разброса К-Аг определений [102]. Интрузии оганерского комплекса отличаются положительным направлением вектора остаточного намагничивания. По петрохимическим параметрам они близки к вулканитам пугоранской недифференцированной серии (моронговская–самоедская свиты). Дайки оганерского комплекса прорывают вулканиты надеждынской свиты, и соответственно должны быть не древнее моговского времени; в то же время, наблюдавшиеся на сопредельной с запада территории их секущие соотношения с отдельными интрузивами норильского комплекса, а также аналогия с послеранненеракарским катангским комплексом свидетельствуют в пользу возраста оганерского комплекса, отвечающего позднехараелахскому–самоедскому времени, т. е. второй половине раннего триаса. Более точная привязка не имеет смысла вследствие эклектичного характера комплекса. Вполне вероятно, что часть интрузивных тел, относимых на основании наиболее общих петрографических характеристик к оганерскому комплексу, является более древней и представляет собой дифференциаты нижнеталнахского и норильского комплексов.

Катангский комплекс долеритовый ($\beta T_1 kt$, $v\beta T_1 kt$, $E\beta T_1 kt$) выделен М. Л. Лурье, В. Л. Масайтисом и Л. А. Полуниной в 1962 г. [130]. Включает слабодифференцированные или недифференцированные интрузии долеритов в Анабаро-Тунгусской области и является аналогом оганерского комплекса Норильско-Хараелахской зоны. Аналогично последнему, катангский комплекс представлен пластообразными и сложной формы телами основного состава, в меньшей степени – дайками; кроме того, присутствуют эруптивные тела. Это наиболее широко распространенный интрузивный комплекс на рассматриваемой территории, который прорывает вулканогенные породы до нижненеракарской подсвиты включительно [343]. Очевидно, что он также прорывает и нижележащие толщи палеозоя и, возможно, протерозоя: в скв. Л-358 пересечены оливиновые габбродолериты мощностью до 141 м среди ордовикских и рифейских(?) отложений [352], а к югу и юго-западу от кромки листа R-46 долериты обычны в пермских отложениях.

Мощность пластовых тел – от первых метров до 200 м. Характерной особенностью силов катангского комплекса является их значительная протяженность (до 20–40 км), при мощности от первых метров до 200–250 м. Дайки имеют мощность от первых метров до 10–15 м, в исключительных случаях – до 200 м (гора Горбатый хребет), прослеживаются на расстояния до

5–10 км. Размеры эруптивных тел – до первых сотен метров. Наиболее крупные интрузии (2–5 км в поперечнике) сложной формы находятся на р. Аякли у восточной рамки листа (Аяклинская интрузия – субпластовое тело с крутосекущими бортами, прорывающее породы правобоярской и водопадной свит), на р. Яшиктал и в районе р. Талая (восточное окончание оз. Лама).

Интрузии сопровождают зоны наиболее крупных разломов, образуя иногда дайковые пояса – Дюпкунский северо-восточного простирания протяженностью 200 км и шириной 4–12 км и субширотный Дынкегдинский (восточнее оз. Глубокое) протяженностью 40 км. В противоположность им, Ламский дайковый пояс имеет субмеридиональное простирание. Концентрация даек катангского комплекса отмечена также между реками Хаканча и Кулюмбе. Дайки имеют преимущественно восток-северо-восточное и северо-восточное простирание, очень редко наблюдается северо-западная ориентация. Падение даек вертикальное или северо-западное под углом 75–85°. Пластообразные и сложные тела мощностью до 110 м (на р. Хаканча) наиболее часто встречаются по бортам Хантайскоозерской дизъюнктивной зоны.

Интрузии сложены долеритами и оливиновыми долеритами, реже – измененными долеритами (метадолеритами). В наиболее крупных телах, например, в Аяклинской интрузии, встречаются шпирь габбродолеритов, пегматоидных и кварцевых долеритов, реже габбродолериты слагают самостоятельные тела. В нижних частях тел очень редко появляются шпирь троктодолеритов.

Большая часть интрузий сложена безоливиновыми, оливинсодержащими или оливиновыми долеритами с пойкилоофитовой, офитовой, реже толеитовой, интерсертально-пойкилоофитовой (в приконтактных частях), иногда даже олигогломеропорфиновой (в Аяклинской интрузии). В краевых частях тел обычна порфиридная структура с толеитовой и интерсертальной структурой основной массы. Модальный состав наиболее распространенных пород варьирует в пределах: вкрапленники битовнита An_{76-88} – 0–4 %, плагиоклаз основной массы An_{45-65} – 45–63 %, авгит $En_{30-37}Wo_{40-42}Fs_{23-37}$ – 35–40 %, оливин Fa_{35-52} – 1–5 %, измененный мезостази́с – 1–5 % (иногда до 25 %), титаномагнетит – 2–5 %. В оливиновых долеритах клинопироксен (пижонит-авгит) и оливин более магнезиальные ($En_{37-44}Wo_{25-40}Fs_{16-38}$ и Fa_{25-32} соответственно), появляется ортопироксен (до 1), количество оливина возрастает до 10–15, а содержание плагиоклаза уменьшается до 45.

Кварцсодержащие долериты слагают линзы мощностью не более 0,4 м в более крупных интрузиях (например, в пластовых телах на р. Эдынгдэ южнее оз. Хантайское). Они отличаются такситовой текстурой, обусловленной чередованием участков с различной структурой матрицы и присутствием небольшого количества кварца (2–4 %) и микропегматита [34].

Многие субпластовые тела изменены очень значительно (метадолериты, метагаббродолериты). Они характеризуются часто атакситовой текстурой и псевдоморфной, порфириобластовой или бластогаббровой структурой и существенно отличаются по минеральному составу от вышеописанных. В них не только плагиоклаз и оливин нацело замещены агрегатными псевдоморфозами сосюрита-альбита и хлорита-серпентина, но и пироксен представлен диопсид-геденбергитом, а мезостази́с составляет до 25 % и сложен анальцимом

(до 5 %), цеолитами (до 7–20 %), кальцитом и хлоритом. Это указывает на повышенную щелочность таких интрузий и служит основанием для отнесения их к тешенит-долеритам (ЕВ) [47, 51, 343]. Примером могут служить интрузии на р. Тесная (водоразделе озер Дюпкун и Хантайское) и в верховьях р. Хиникаль, на водоразделе рек Курейка и Бельдунчана и др.

Повышенной щелочностью натриевого типа отличаются также тела (преимущественно дайки, реже неправильной формы) гиперстенсодержащих долеритов, развитые в центральной части плато Путорана (Аян-Верхнекотуйская СФЗ). Как и типичные долериты катангского комплекса, они приурочены к дизъюнктивам северо-восточного простирания (на оз. Кутарамкан, р. Дюгадяк, на водоразделе рек Холокит и Амнундакан др.) и прорывают породы аянской–неракарской свит. Долериты и вмещающие их базальты метасоматически изменены с образованием актинолита, цеолитов, анальцима, хлорита, альбита и часто содержат магнетит и сульфиды. По минеральному составу эти породы близки к оливиновым долеритам, но содержат до 5 % гиперстена Fs_{38} , обычно замещенного баститом.

Контактовое воздействие интрузий катангского комплекса охватывает, как правило, зоны мощностью не более 1 м, но нередко (в базальтах) они расширяются до 10 м. Наблюдаются пироксен-плагиоклазовые роговики, а также развитие вторичных амфиболов, карбонатов, цеолитов, хлоритов, скаполита, титанита.

В петрохимическом аспекте катангский комплекс отличается минимальной дифференцированностью среди интрузивных образований региона. Аналогично оганерскому, катангские базиты относятся к нормальному ряду; отличаются низкой магнезиальностью, низкими содержаниями титана (табл. 4), укладываясь в поле составов верхней части туфолавова толщи (путоранской недифференцированной серии). По сравнению с оганерским комплексом, катангские интрузии отличаются меньшей изменчивостью состава, пониженной магнезиальностью (K_{Mg} в среднем 0,49), что согласуется с установленной петрохимической зональностью трапповой формации Сибирской платформы [77, 124]. Как отмечено выше, многие более поздние оливиновые и оливинсодержащие долериты (в том числе, например, Аяклинская интрузия) отличаются повышенной щелочностью натриевого типа (до 3,3–4,0 % Na_2O при $Na/(Na+K) > 0,8$), а также увеличением содержания титана, приближаясь к умереннощелочным разновидностям, т. е. фиксируют определенный переход к ранне-среднетриасовым базитам далдыканского и авамского комплексов.

Катангский комплекс на сопредельных территориях Анабаро-Тунгусской СФО 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). Однако на рассматриваемой территории интрузии, относимые к катангскому комплексу, прорывают все вулканогенные образования до неракарской свиты включительно и отличаются положительным направлением вектора остаточного намагничивания, что заставляет либо принять их послеранненеракарский возраст (конец раннего триаса), либо считать отнесение большинства тел к катангскому комплексу ошибочным. Ввиду недостаточной петрографо-геохимической изученности большинства локаль-

ных тел первый подход в настоящее время представляется более рациональным и принят в большинстве картосоставительских работ [33, 47, 50, 59, 230, 297, 336, 343, 344]. Следовательно, катангский комплекс считается раннетриасовым, соответствующим по времени внедрения формированию наиболее верхней части туфолавовой толщи (верхненеракарская подсвита–самоедская свита).

Многие интрузии, прорывающие верхние горизонты платобазальтовой толщи, сопровождаются отрицательными магнитными аномалиями. Известно, что в Норильском районе это – характерная черта интрузий далдыканского комплекса [343], которые, однако, характеризуются обратным вектором намагниченности. Тем не менее, значительная часть даек, вероятно, представляет далдыканский комплекс; в первую очередь это относится к Дынкенгдинскому дайковому поясу. Также возможно, что ряд тел повышенной щелочности соответствует авамскому комплексу. Однако по геологическим и петрографо-минералогическим характеристикам все долериты на рассматриваемой территории не различаются и поэтому на настоящее время рассматриваются (с известной долей условности) в составе катангского комплекса.

РАННЕ-СРЕДНЕТРИАСОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Наиболее поздние магматические комплексы на рассматриваемой территории развиты вдоль северной периферии Сибирской платформы, включая Норильско-Хараелахский прогиб и Большеавамскую впадину, которые, наряду с расположенными восточнее депрессиями, часто выделяют как Норильско-Дельканский рифтогенный прогиб [37]. Интрузивные тела данного этапа представлены в основном дайками субширотного простирания, максимальная концентрация которых наблюдается в т. н. Каменной зоне разломов (Каменском дайковом поясе). По составу пород выделяют далдыканский, авамский, каменный и усть-дельканский комплексы, возрастные соотношения между которыми не ясны, поэтому на геологической карте и легенде к ней они рассматриваются как близсинхронные. Достоверные геохронологические датировки комплексов отсутствуют. По ряду соображений, в т. ч. палеомагнитным данным, условно принят ранне-среднетриасовый возраст перечисленных комплексов.

Далдыканский комплекс долерит-габбродолеритовый ($v\beta T_{1-2d}$, $v\beta T_{1-2d}$, $q\beta T_{1-2d}$) выделен Г. Д. Масловым, Л. Л. Ваулиным, О. А. Дюжиковым в начале 1960-х годов как самостоятельный тип интрузий, а затем М. З. Комаровой [109] – как «туринский комплекс». Позднее он получил название «далдыканский» [30, 317]. В настоящее время к далдыканскому комплексу относят базитовые интрузии нормального ряда, характеризующиеся отрицательной полярностью остаточной намагниченности и прорывающие как различные свиты вулканогенной толщи (главным образом ее верхнюю часть вплоть до самоедской свиты), так и интрузии норильского комплекса.

Петротип комплекса описан на Норильском плато, где интрузии комплекса представлены преимущественно ступенчатыми sillами мощностью до 150 м. На территории листа R-46 образования комплекса представлены почти

исключительно дайками, развитыми в пределах Норильско-Хараелахской и Большеавамской СФЗ. Дайки контролируются в основном Каменной зоной разломов и характеризуются часто большой мощностью (до 30–100 м) и длиной до 100–120 км, северо-западным или субширотным простиранием. Не исключено присутствие тел далдыканского комплекса в Ламско-Хантайском прогибе Курейско-Ламской СФЗ, но там они неотличимы по геолого-петрографическим характеристикам от близких объектов катангского комплекса и могут быть диагностированы только детальными минералогическими и палеомагнитными исследованиями.

Кроме того, дайки далдыканского комплекса образуют полосу шириной до 20 км и длиной более 100 км в зоне Абагалахского разлома, пересекающего Икэнскую мульду в восток-северо-восточном направлении. В юго-восточной части Норильско-Хараелахской зоны (Микчангдинская площадь) редкие далдыканские дайки также имеют северо-восточное простирание. Мощность даек здесь не превышает 10–12 м.

В редких случаях породы комплекса слагают штокообразные тела, например, в районе оз. Боковое [59].

Для комплекса характерны изотропные тела. Наиболее протяженные дайки (т. н. Северная, Средняя и Южная дайки), сложенные кварцевыми и кварцсодержащими габбродолеритами, пересекают в субширотном направлении долины рек Кэтэрэ, Уохирь, Авам, Чопко и Ондодоми. На участках наибольшей мощности даек, в их центральных частях отмечаются шширообразные обособления долерит-пегматитов. Локально они дифференцированы до троктолитовых габбродолеритов (на правом борту р. Чопко). Наиболее крупная субширотная дайка на левом склоне долины р. Уохирь (120 км длиной), помимо пегматоидных шширов, содержит в центральной части линзы бескварцевых меланократовых габбродолеритов. Для крупных даек характерно наличие достаточно мощных – от 10 до 50 м – зон рассланцованных и экзоконтактовых изменений (амфиболизации, сосюритизации, хлоритизации и карбонатизации).

В Большеавамской зоне и в районе р. Микчангда доминируют оливинсодержащие и безоливиновые долериты. Обогащенные оливином разности часто характеризуются гломеропорфировой структурой с вкрапленниками плагиоклаза.

Долериты, кварцевые долериты и габбродолериты обычно среднезернистые, иногда порфировидные, с пойкилоофитовой и призматически-офитовой структурой. Количественно-минеральный состав (%): плагиоклаз An_{45-74} – 45–68, авгит $En_{33-44}Wo_{33-40}Fs_{20-30}$ – 30–42, оливин Fa_{44-64} – 0,2–5, рудные минералы – 5–11, кварц и микропегматит – 2–5,5, апатит – до 1. Вторичные минералы представлены биотитом и роговой обманкой (до 10 %), а также карбонатом и боулингом. В восточной части Большеавамской зоны долериты отличаются пониженным содержанием (35–45 %) и повышенной основностью плагиоклаза, обычным появлением оливина (до 7–8 %) и вулканического стекла (2–10 %); в ряде даек появляются ортоклаз (до 5 %) и даже анальцит [20], что позволяет рассматривать эти породы как переходные к кварцевым трахидолеритам.

Широким распространением пользуются также субвертикальные дайки микродолеритов мощностью 0,5–10 м, дайки в северной и северо-западной частях листа с витрофировой до гиалопилитовой, микродолеритовой, микропойкилоофитовой, интерсертальной и порфиroidной структурой. Кроме того, интрузии микродолеритов неправильной формы (до 1200 × 200 м) встречаются на реках Букатый и Намакан [59].

Для крупных даек кварцсодержащих долеритов характерным является развитие экзоконтактных зон мощностью до 10–25 м, где породы рассланцованы и изменены (сосюритизированы, карбонатизированы, хлортизированы).

Полезные ископаемые с интрузиями далдыканского комплекса прямой связи не имеют. Иногда в габбродолеритах наблюдается редкая вкрапленность пирита, пирротина, халькопирита.

По петрогеохимическим параметрам интрузии далдыканского комплекса характеризуются повышенными содержаниями титана, железа, щелочей, фосфора, меди (табл. 4, 5), что отличает их от близких по облику пород кангского комплекса и сближает с интрузиями авамского и каменского комплексов. При этом, петрохимические характеристики (в первую очередь, содержание титана) отдельных крупных даек выдержаны по простиранию, но значительно отличны для разных тел, что свидетельствует об их последовательном внедрении [31, 336]: внедрение центральной (Средней) дайки субширотного простирания предшествовало формированию Северной и Южной.

Согласно Норильской СЛ-1000, возраст далдыканского комплекса определяется ранним триасом. Однако далдыканские интрузии характеризуются отрицательным направлением вектора остаточной намагниченности, а в магнитном поле выражаются отрицательными магнитными аномалиями или пониженными значениями положительного поля. Отрицательная намагниченность пород свидетельствует об их внедрении после формирования толщи платобазальтов (исключая наиболее верхнюю таловскую толщу), возможно, на рубеже раннего и среднего триаса [193].

Авамский комплекс трахидолеритовый ($\tau\beta T_{1-2a}$) включает дайки трахидолеритов, выявленные при среднемасштабных геологосъемочных работах в 1960-х годах [20]. В ранге комплекса выделен В. А. Люлько в 1975 г. Ареал широкого развития даек на рассматриваемой территории ограничен Большеавамской СФЗ, где они секут эффузивы аянской, хоннамакитской и неракарской свит. Магмоконтролирующую роль для интрузий авамского комплекса играет Микчангдинская зона разломов, переходящая в дайковый пояс и протягивающаяся в северо-восточном направлении на 90 км от истоков р. Кыстыктах до р. Хета и далее на восток. Ширина дайкового пояса составляет 20–25 км на северо-востоке, но на юго-западе уменьшается до 6 км. В том же направлении сокращается мощность наиболее крупных даек от 50–80 до 10–20 м [58]. Обычно мощность даек находится в пределах от 0,5–1 до 20 м, протяженность – сотни метров, редко до 10 км и более. Простирание даек преимущественно северо-восточное, но в центральной и восточной частях Каменской зоны разломов – иногда субширотное и северо-западное [20].

Количество выявленных даек умереннощелочных базитов достигает 70. Выделяют недифференцированные и редкие дифференцированные дайки, в которых присутствуют кварц- и оливинсодержащие разновидности. Иногда в

центральной части даек встречаются пегматоиды. В эндоконтактах развиты порфиroidные микродолериты.

Состав трахидолеритов варьирует в широких пределах, так что могут быть выделены разновидности от кварцевых до меланократовых. Породы мелко- и среднезернистые с трахитоидной и сериально-порфировой структурой и пойкилитовой и микродолеритовой структурой основной массы. Преобладающие меланократовые трахидолериты характеризуются панидиоморфнозернистой, пойкилоофитовой и призматическизернистой структурой. Вкрапленники представлены титанавгитом и оливином Fa_{15-20} . Минеральный состав основной массы (%): зональный плагиоклаз $An_{25-66} - 30-70$, титанавгит $En_{36-42}Wo_{42-49}$ $Fs_{14-16} - 13-46$, оливин $- 0-2$, ортоклаз $- 2-20$, биотит $- 0,5-11$, амфибол $- 0,3-8$, титаномagnetит $- 5-10$, кварц $- 0-3$, апатит $- 0,5-3$ [20]. В меланократовых разностях появляются вулканическое стекло (до 15%), анальцит (до 10%) и даже щелочной амфибол (до 1%), количество плагиоклаза сокращается до 15–40%. Экзоконтактовые изменения незначительные, отмечаются слабое ороговикование, хлоритизация и пиритизация.

Полезные ископаемые в связи с авамским комплексом не установлены.

По петрогеохимическим характеристикам породы авамского комплекса выделяются высокими содержаниями титана и фосфора и, так же как образования далдыканского комплекса, характеризуются высокой железистостью (K_{Mg} в среднем 0,46 для обоих комплексов). По сравнению с умереннощелочными долеритами ранней стадии магматизма отличаются (особенно меланократовые разности) повышенными магниезальностью, известковистостью и титанистостью, но более низкой щелочностью, которая фактически определяет их пограничное положение между породами нормального и умереннощелочного рядов (табл. 4, 5). От далдыканских интрузий, также нередко характеризующихся повышенной щелочностью, авамские трахидолериты отличаются пониженным Na/K отношением ($Na/(Na + K)$ редко превышает 0,65, а иногда даже падает ниже 0,50).

Возраст авамского комплекса радиологическими методами не определялся. По геологическим данным, в Норильской СЛ-1000 условно принимается конец раннего триаса, однако, по ряду косвенных соображений (палеомагнитной характеристике каменского комплекса, соотношениям последнего с авамским) более правильно расширить этот интервал до раннего–среднего триаса.

В отдельных случаях описаны разновидности трахидолеритов, отличающиеся повышенной щелочностью и тем самым близкие к породам каменского комплекса. Так, на р. Муниль присутствуют три дайки т. н. анкарамитовых трахидолеритов мощностью 1–10 м, краевые зоны которых сложены оливин-плагиоклазсодержащими микропироксенитами. Эти трахидолериты содержат до 10% анальцита. Кроме того, известны две разобщенные (на реках Хета и Элильча) маломощные дайки анальцитовых долеритов (тешенит-долеритов) [59].

Каменский комплекс меланефелинит-граносиенитовый ($oT_{1-2}km$, $\mu T_{1-2}km$, $\gamma\xi T_{1-2}km$, $\tau\omega T_{1-2}km$) объединяет контрастные по составу гипабиссальные тела, преимущественно дайки щелочно-ультраосновных, щелочноосновных, умереннощелочных средних пород, развитые в пределах выделенной Ю. С. Бушканец [21] Каменской провинции, отвечающей восточной ча-

сти Большеавамской СФЗ. В ранге комплекса, названного по крайним в петрохимическом отношении фазам, выделены В. А. Люлько в 1995 г. на относительно ограниченной территории выявлены более 200 интрузивных тел, часть из которых, возможно, является апофизами крупного ийолит-карбонатитового массива, залегающего, по геофизическим данным, предположительно на глубинах от 500 м до 5–7 км [21]. Эти тела прорывают покровные вулканы аянской, хоннамакитской и неракарской свит, но их соотношения с интрузиями далдыканского и авамского комплексов нигде не наблюдались.

Каменский дайковый пояс трассирует осевую зону Большеавамской мульды. К югу (в Аян-Верхнекотуйской зоне), количество даек резко падает, а их состав становится исключительно базитовым нормального ряда. Простирающиеся тела преимущественно субширотные, реже северо-западные, мощность – от 1 до 40 м, протяженность до нескольких километров.

Каменский комплекс сложен двумя группами пород: с одной стороны – щелочно-ультраосновными и щелочно-основными фойдитами, с другой – умереннощелочными монцонитоидами и сиенитоидами. Своеобразие комплекса создается широкой вариативностью состава и строения даек, даже в пределах относительно небольших участков. Наблюдаются недифференцированные и расслоенные тела, стекловатые и полнокристаллические, одно- и многофазные с симметричным и асимметричным строением, зональные по структуре и количественно-минералогическому составу и тела структуры «дайка в дайке» с близким и/или контрастным составом отдельных фаз [207]. Тем не менее, намечается определенная зональность распределения различных групп пород в пределах Каменской провинции щелочных интрузий. Рои даек щелочно-ультраосновных и щелочно-основных пород приурочены к центральной зоне Большеавамской мульды, расположенной в междуречье Кэтэре–Икокан. В ядре этой зоны сконцентрированы наиболее низкокремнеземнистые породы, состав которых варьирует от нефелиновых пикритов до меланефелинитов. Во внешней зоне Каменской провинции представлены штокообразные, пластовые тела и дайки щелочно-основных пород от лимбургитов до меланократовых трахидолеритов. В восточной части Каменской провинции (в верховьях р. Букатый) преобладают штоки и дайки граносиенит-порфиры, монцонитов и монцодиоритов.

Щелочно-ультраосновные и щелочно-основные породы представлены ультраосновными фойдитами, щелочными пикритами и умереннощелочными пикритами. Среди всех пород этой группы преобладают меланефелиниты ($OT_{1-2}km$), которые слагают порядка 60–70 даек мощностью от 2 до 40 м и протяженностью до 3,5 км. Они характеризуются массивной, реже трахитоидной текстурой, сериально-порфировой структурой и пойкилитовой с элементами венцовой, микролитовой, криптовой или гиалиновой структурой основной массы. Вкрапленники, количество которых варьирует от 3–5 до 25–50 %, а размеры – от 1–2 мм до 3 см, представлены титанавгитом $En_{40-44}Wo_{40-44}Fs_{13-20}$ или оливинитом Fa_{12-17} ; основная масса полнокристаллических разновидностей сложена (%) клинопироксеном (авгит $En_{32-38}Wo_{46-50}Fs_{14-23}$) – 9–40, нефелином – 10–30, ортоклазом – 0–7, мелилитом – 4–15, биотитом – 0–7, титаномагнетитом – 8–13, а также апатитом, анальцимом, лейцитом, перовскитом, титанитом; обычны вторичные цеолиты, хлорит, мусковит, кальцит, гидроокислы

железа. Однако большая часть меланефелинитов (порядка 40 тел) представлена гиаломеланефелинитами (авгититами) и оливиновыми гиаломеланефелинитами (лимбургитами). Мелкозернистые порфиновые разновидности с раскристаллизацией основной массы в агрегат клинопироксена названы пироксенитами или микропироксенитами.

Лимбургиты наиболее многочисленны; помимо субвертикальных даек мощностью до 15 м, в единичных случаях (в верховьях рек Самасик и Икоккан) они слагают пластовые тела мощностью до 25 м, приуроченные к туфогенному горизонту в кровле нижней пачки верхнехоннамакитской подсвиты и имеющие, очевидно, эффузивную природу. Лимбургиты представляют собой темно-серые до черных порфировидные породы афанитового облика, характеризуются атакситовой текстурой за счет чередования участков с микролитовой и гиалиновой структурой основной массы. На отдельных участках отмечается келифитовая структура, обусловленная обрастанием вкрапленников оливина моноклинным пироксеном. Минеральный состав вкрапленников (%): оливин Fa_{13-32} – 3–5, титанавгит $En_{36-40}Wo_{46-48}Fs_{12-17}$ – 20–35; состав основной массы: оливин – 1–3, клинопироксен – 25–30, плагиоклаз – 0–7, рудный минерал – 15–18, апатит – 0–1, вулканическое стекло – 15–55; вторичные: анальцим, баркевикит, инддингсит, боулингит, цеолиты.

Авгититы образуют как обособленные участки в телах лимбургитов, так и самостоятельные дайки. По структурно-текстурным особенностям и минеральному составу они близки к лимбургитам, отличаясь отсутствием вкрапленников оливина. В обеих разновидностях нередко отмечается миндалекаменная текстура, пустоты выполнены карбонатами, анальцимом и цеолитами.

К пироксенитам относят разности с резким преобладанием клинопироксена в основной массе. Дайки пироксенитов имеют мощность от 1 до 10 м и часто характеризуются многофазным строением [207]. В эндоконтактах в связи с увеличением количества стекла они неотличимы от лимбургитов или авгититов. Вкрапленники (оливин Fa_{20-30} либо авгит $En_{34-44}Wo_{42-49}Fs_{8-23}$) составляют до 25 %, обычно 10–15 %; размер их, как правило, не превышает 1–2 мм. Структура основной массы микролитовая, пойкилитовая, панидиоморфнозернистая, оцеллярная; сложена (%) клинопироксеном – 35–65, оливином – 0,5–9, плагиоклазом An_{36-58} – 4–10, анальцимом – 0–5, апатитом – до 1, лейцитом – 0–2, вулканическим стеклом – 0,5–1, рудными минералами – 8–16.

Экзоконтактные изменения выражаются в рассланцевании и слабом осветлении базальтов; местами последние пренитизированы и амфиболизированы.

Щелочные пикриты образуют 11 даек субширотного либо северо-восточного простирания мощностью 1–5 м, протяженностью до 1–2 км. По минеральному составу выделяют мелилит-нефелиновые, биотитовые и анальцим-содержащие разновидности. Все они представляют собой темно-серые до черных порфировидные породы с пойкилитовой, микролитовой и стекловатой структурой основной массы. Минеральный состав (%): вкрапленники оливина (Fa_{7-17}) – 25–40, клинопироксена $En_{38}Wo_{49}Fs_{14}$ – 0–15; основная масса: оливин – 1–2, титанавгит – 15–40, нефелин – 0–10, мелилит – 0–12, биотит – 0–15, анальцим – 0–2, вулканическое стекло – 0–30; рудные (магнетит, титаномагнетит) – 2–20, апатит, титанит – 1–2.

Умереннощелочные пикриты ($\tau\omega T_{1-2}km$) отличаются от вышеописанных пород менее магнезиальным составом оливина Fa_{13-26} во вкрапленниках и Fa_{30-35} в основной массе, отсутствием нефелина и мелилита и частым появлением лабрадора, составляющим иногда до 15 %. Помимо даек, в верховьях р. Кунтыкахи выявлено штокообразное тело размером 50–60 м в поперечнике, а также – в западной части Каменской зоны – три субпластовых тела (в районе рек Кэтэрэ, Херемюс, Мал. Авам) мощностью от 3–5 до 30–40 м и протяженностью до 1 км.

Экзоконтактовые изменения для всех разновидностей пикритов проявлены очень слабо. Характерны миндалекаменные зоны с развитием в них анальцима и карбоната.

Интрузии умереннощелочных пород среднего состава распространены преимущественно в восточной части Каменского дайкового пояса (между реками Икокан и Хета), где они преобладают над щелочно-ультрамафитовыми разновидностями. Помимо даек, они представлены более редкими мелкими штокообразными и пластовыми телами мощностью до 20 м, сложенными монцонитами, монцонит-порфирами, микрограносиенитами и граносиенит-порфирами. По сравнению с телами щелочных ультрамафитов, дайки монцонитоидов характеризуются часто большой протяженностью; одна из даек прослежена от руч. Верх. Холукэн до р. Хета на расстояние 22 км.

Монцониты и монцонит-порфиры ($\mu T_{1-1}km$) представлены как дайками мощностью 4–40 м и протяженностью до 10–22 км, так и несколькими пластовыми телами мощностью 10–20 м. Породы в центральных частях тел среднезернистые, в приконтактовых – мелкозернистые. Экзоконтактовые изменения выражены в интенсивном ороговиковании базальтов. Структура пород как афировая, так и гломеропорфировая, основной массы – монцонитовая и оксиофитовая. Минеральный состав вкрапленников (%): плагиоклаз An_{53} – 1–10, авгит $En_{40}Wo_{40}Fs_{20}$ – 0–1; состав основной массы: андезин An_{36-47} – 30–60, ортоклаз – 10–30, авгит – 5–20, роговая обманка – до 12, биотит 0–5, кварц – до 5, магнетит 2–15, анальцим 0–3, апатит 0,5–3, ортопироксен, оливин, титанит. В одной из даек наблюдается витрофировая структура.

Тела граносиенит-порфиров и микрограносиенитов ($\gamma\xi T_{1-2}km$) отличаются от всех остальных образований каменского комплекса невыдержанностью ориентировки (обычно северо-западное и даже северное простирание линейных тел), а также преимущественным развитием субизометричных (штокообразных), а местами субпластовых интрузий. Экзоконтактовые изменения крайне слабые. Штоки имеют размеры до 600 м в поперечнике, субпластовые тела – мощность до 6–12 м. Большинство их концентрируется в районе горы Гукдукан, трассируя, по мнению Ю. С. Бушканец и др. [21], кольцевую вулканоплутоническую структуру. Породы характеризуются массивной или трахитодной текстурой, микрогипидиоморфнозернистой структурой. Минеральный состав вкрапленников (%): ортоклаз – 40–45, плагиоклаз An_{36} – 0–1, моноклинный пироксен (авгит $En_{36-39}Wo_{44-49}Fs_{15-20}$) – до 0,5, биотит – 0–1; основной массы: плагиоклаз – 35–40, кварц – 5–12, моноклинный пироксен – 2–3, редкие обыкновенная роговая обманка и магнетит.

К этой группе пород следует отнести также субпластовое тело бостонитов на р. Чопко мощностью 7 м и протяженностью 1 км. Породы характеризуют-

ся трахитоидной текстурой, сериально-порфировой, бостонитовой и микролитовой структурой и сложены ортоклазом (85–99 %) и редкими биотитом, амфиболом и магнетитом; количество вкрапленников – до 15 %. Породы с бостонитовой структурой отмечаются и в экзоконтактах штоков микрограносиенитов [21].

Химический состав пород каменского комплекса существенно варьирует в соответствии с разнообразием слагающих его пород (в частности, значения K_{Mg} изменяются от 0,28 до 0,71). В целом породы комплекса относятся к умереннощелочному и щелочному рядам пород от ультраосновных до кислых (табл. 4, 5). Кроме того, они отличаются высокими содержаниями титана и железа, 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 штокообразным телом микрограносиенитов дайки кварцевых трахидолеритов в зоне Букатыйского разлома дал основание предполагать более позднее образование умереннощелочных пород среднего состава по сравнению с трахидолеритами [21]. Однако для территории листа R-47-XIII, XIV имеются данные, показывающие обратное возрастное соотношение этих пород [50, 334]. Кроме того, развитие покровов щелочно-ультраосновного и щелочно-основного состава в верхней части хоннамakitской свиты, неотличимых по петрографо-геохимическим характеристикам от дайковых лимбургитов, указывает на проявление начальной стадии щелочного магматизма во время формирования эффузивной толщи в раннем триасе. Учитывая приведенные соображения, до получения достоверных определений абсолютного возраста предполагается близодновременное образование гипабиссальных интрузий далдыканского, авамского и каменского комплексов. Меланефелиниты каменского комплекса имеют как прямую, так и обратную намагниченность, монцонитоиды – обратную намагниченность [126]. Поскольку изменение знака полярности обычно считается характеристикой переходного интервала между ранним и средним триасом [73, 125, 158 и др.], это дает определенные основания считать все три названных комплекса ранне-среднетриасовыми.

Усть-Дельканский комплекс лампрофировый ($X_{T_{2(7)}ud}$) объединяет маломощные (1,5–20 м) дайки лампрофиров, выявленные и описанные при геологосъемочных работах масштаба 1 : 200 000 на территории листа R-46-XVII, XVIII [60]. В ранге комплекса выделен В. А. Радько, Г. Г. Лопатыным и др. при создании легенды Маймеча-Котуйской серии листов Госгеолкарты-200 [314, 333]. Интрузии лампрофиров тяготеют к центральной зоне (раздуву) каменского дайкового пояса (район верховьев рек Чопко, Элильча, Икокан, Букатый) и более нигде не отмечались. Все они, за исключением одного тела минетты субмеридиональной ориентировки, имеют субширотное простирание. Особенностью усть-дельканского (как и каменского) комплекса является широкая вариативность состава пород при сравнительно небольшом объеме комплекса (на территории листа откартировано 14 даек) и его узкой локализации. Среди лампрофиров классифицированы альнеиты, камптониты, мончикиты, вогезиты и минетты.

Альнеиты слагают дайку мощностью 1,5 м и длиной 50 м на р. Чопко. Они состоят (%) из вкрапленников оливина (Fe_{16}) – 22 и клинопироксена – 3; основная масса сложена клинопироксеном – 30, мелилитом – 20, биотитом – 12, рудными минералами (титаномагнетит, перовскит) – 12.

Авгитовые камптониты образуют три дайки мощностью 0,3–2 м и длиной 0,5–1 км. Вкрапленники представлены (%) титанавгитом – 7–10; основная масса, характеризующаяся пойкилитовой структурой, – плагиоклазом Ap_{30} – 40–50, авгитом $En_{38-48}Wo_{40}Fs_{12-22}$ – 23–35, роговой обманкой – 5–12, титаномагнетитом – 10–28. Согласно этому описанию [59], породы должны классифицироваться как спессартиты, так же как и т. н. «пироксеновые вогезиты», в которых полевошпатовая составляющая представлена преимущественно альбитом и олигоклазом (Ap_{2-14}).

Мончикиты (четыре дайки) отличаются от спессартитов гялиновой структурой основной массы, состоящей на 80–85 % из стекла, а также микролитов клинопироксена, амфибола, титаномагнетита и апатита.

Двуполевошпатовые лампрофиры (шесть даек) представлены относительно более мощными дайками мощностью 1,5–20 м при длине 1,5–4 км. Они отличаются широкими вариациями минерального состава; по составу темноцветных минералов основной массы выделяют роговообманковые вогезиты и минетты. Структура основной массы – трахитоидная и пойкилитовая. Состав (%): ортоклаз – до 40, плагиоклаз – до 35, клинопироксен (авгит $En_{35}Wo_{45}Fs_{20}$) – 2–19, роговая обманка – до 25, биотит – до 20, анальцит – <1, рудные (магнетит, титаномагнетит) – 0,5–5, вулканическое стекло – 0–70.

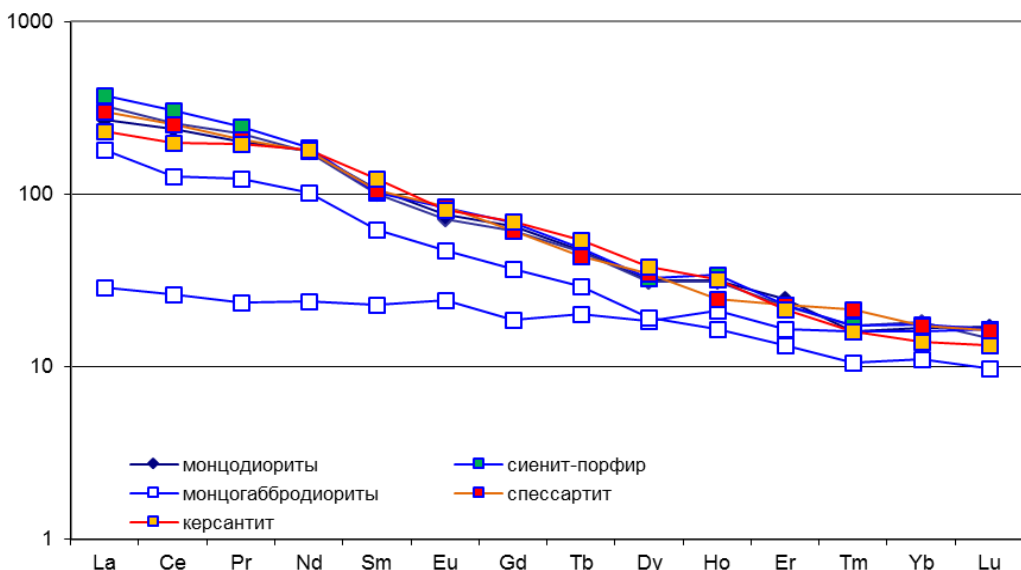


Рис. 8. Кривые распределения РЗЭ для умереннощелочных пород среднего состава (монцодиоритов, спессартитов и керсантитов) каменского и усть-дельканского комплексов. Для сравнения показаны аналогичные линии для более умереннощелочно-основных пород каменского комплекса.

Учитывая тесную пространственную связь тел каменского и усть-дельканского комплексов, их структурное единообразие, логично предполагать, что последние представляют дериваты различных дифференциатов каменского комплекса (альнеиты – щелочно-ультраосновных, спессартиты, мончикиты – щелочно-основных, вогезиты и минетты – синенитоидов и монцонитоидов). В пользу этого свидетельствуют и аналогичные тенденции вариаций петрогеохимических параметров. Например, умереннощелчные разновидности среднего состава для обоих комплексов не различаются по распределению РЗЭ (рис. 8), указывая на генетическое единство источника расплавов. В силу этого, выделение усть-дельканского комплекса на территории листа R-46 представляется условным, преследующим цель обособления лампрофиоров как наиболее поздних образований триасового магматизма рассматриваемой территории. На основании этого они условно считаются среднетриасовыми, аналогично сходным породам Маймеча-Котуйского района.

Позднепермские–раннетриасовые взрывные образования

На геологической карте внемасштабным знаком показаны участки локального развития вулканических взрывных фаций значительной мощности, интерпретируемые как древние вулканические аппараты (центры извержений). Данные объекты нарушают типичную стратиграфическую последовательность вулканогенной толщи соответствующих площадей, формируя локальные тела аномальной мощности, сложенные грубообломочными вулканокластическими породами, в т. ч. кластолавами, агглютинатами и спекшимися туфами.

Так, на р. Микчангда агломератовые туфы образуют мощную (до 50 м), быстро выклинивающуюся по простиранию, пачку в основании ивакинской свиты, фиксируя локальный вулканический аппарат. Туфы состоят из угловатых и слабоокатанных обломков пород тунгусской серии, афировых и порфировых долеритов, девитрифицированного вулканического стекла [236].

В среднем течении р. Микчангда наблюдается и вулканическая постройка хаканчанского времени, сложенная телом агломератовых до глыбовых туфов до 1,5 км в поперечнике и перекрытая туклонскими базальтами.

В том же районе (на руч. Интрузивный) описан неск пикритовых габбро-долеритов размером 60 × 20 м, располагающийся в жерловой зоне т. н. Микчангдинского палеовулкана. Судя по распространению пород жерловых фаций и кольцевым дайкам, размер жерла палеовулкана составляет 1,2 × 3 км [167]. Близжерловые фации вулканической постройки сложены глыбовыми и агломератовыми ксенотуфами и туфами, кластолавами, лавобрекчиями, инъецированными многочисленными дайками долеритов. Некк рассматривается как реликт подводящего канала магнезиальных лав гудчихинской свиты [208].

Наиболее высоким уровнем взрывности характеризуются вулканические двурогинского горизонта. Максимальная концентрация палеовулканов центрального типа этого времени установлена в бассейне р. Аян (на бортах Аян-Амбардахского вала) [275] и южнее оз. Хантайское.

Эксплозивные тела, выполненные интенсивно измененными эруптивными брекчиями, часто туфолавами, наиболее многочисленны в южной части Курейско-Ламской СФЗ, где описаны в бассейнах рек Кулюмбэ, Хаканча, Тесная, Ирбэ, оз. Хантайское и др. [47]. Форма тел трубообразная (жерловины) диаметром до 40 м, иногда с ответвлениями, часто – пологосекущие и пластобразные тела мощностью 40–60 м с многочисленными апофизами, прослеженные по латерали от сотен метров до первых километров. Они отчетливо тяготеют к зонам разломов и их пересечениям, в ряде случаев прорваны маломощными дайками долеритов. Брекчии сложены обломками различных базальтов (в т. ч. с витрофировой структурой), микродолеритов размером от 0,5–2 см до 0,3–0,8 м, сцементированных стекловатым мезостазисом. Породы часто метасоматически изменены и по облику мало отличаются от глыбовых и агломератовых туфов хаканчанской свиты, но не содержат ксеногенного кластического материала. Нередко эруптивные тела переходят по простиранию в интрузии долеритов, по восстанию – выклиниваются. Как правило, субпластовые тела эруптивных брекчий залегают среди туфов хаканчанской свиты или же прорывают вулканиты аянской свиты; однако в бассейне р. Тесная трубообразное тело до 1,9 км в поперечнике прорывает вулканиты нижненеракарской подсвиты.

В среднем течении р. Кета-Ирбэ агломератовые туфы и эруптивные брекчии с обломками базальтов и песчаников образуют толщу мощностью 250–300 м, залегающую на метабазальтах сыверминской свиты и перекрывающиеся базальтами туклонской свиты [344]. Количество обломочного материала в туфах варьирует от 5 до 40 %, размер обломков – от нескольких сантиметров до 1–2 м. Среди толщи туфов отмечаются несколько маломощных (от 1–3 до 10 м) тел базальтов стеклоподобных зеленовато-светло-серого цвета и темно-серых афировых, а также прослой туфопесчаников, туфогравелитов, туфоалевролитов.

Наиболее детально eksploзивные фации изучены на Арылахской площади [293], где они относятся к трем стадиям вулканической активности: поздне-моронговскому, среднемокулаевскому и среднесамоедскому [336]. В частности породы жерловой субфации развиты в междуречье Самоедская Речка–Арылах, где они образуют эллипсоидальный в плане участок (1,5 × 6 км) аномального повышения мощности туфогенного горизонта моронговской свиты, сложенный агломератовыми туфами, туфолавами (как правило, интенсивно измененными, главным образом карбонатизированными, хлоритизированными, с миндалинами цеолитов и кальцита с дендритовидными кристаллами самородной меди), туфоконгломератами. По зональности распределения материала в туфах и характеру ориентировки отдельности в приконтактных базальтах устанавливается субширотное направление вулканических выбросов. На правобережье р. Мастах-Сала близкие по составу образования жерловой фации, вскрытые скв. Ар-36, имеют мощность 336 м, замещающая стратиграфический интервал разреза от туклонской до середины моронговской свит; очевидно, они также фиксируют жерло вулканической постройки моронговского времени размером примерно 3 × 1 км.

Хотя излияние максимального объема базальтовых расплавов имело место в пуротанское время, характер и расположение вулканических аппаратов это-

го этапа остаются неясными. Обычно предполагается существование лавоподводящих долгоживущих проницаемых зон большой протяженности, действовавших пульсационно [51], преимущественно северо-восточного простирания, унаследованного от двурогинского времени [297]. В ряде случаев трещины залечены дайками более поздних долеритов, иногда выполнены лавобрекчиями. Так, на водоразделе рек Элильча и Икокан на севере плато Путорана лавобрекчия слагает дайку, секущую породы верхнехоннамакитской подсвиты. Она состоит из обломков и глыб атакситовых долеритов, сцементированных базальтом. В цементе содержатся оплавленные окварцованные обломки пермских песчаников и алевролитов. Базальты на границах с ними гибридизированы. В зоне до 1 км от дайки вмещающие базальты брекчированы, амфиболизированы, хлоритизированы, пиритизированы [275]. По-видимому, это корневая часть постхоннамакитского трещинного аппарата.

К раннехоннамакитскому времени относится вулканическая постройка центрального типа около 1 км в поперечнике на левом притоке р. Муниль [59]. Жерло ее выполнено глыбовыми кластолавами базальтов, которые прорваны куполовидной экструзией долеритов, интенсивно цеолитизированных и карбонатизированных. В западной части установлен слепой некк микродолеритов.

Таким образом, возрастной диапазон субвулканических образований охватывает весь временной промежуток формирования толщи платобазальтов – от ивакинского до самоедского времени.

Корреляция интрузивных и эффузивных образований

Магматические породы составляют преобладающую часть нынешнего эрозионного среза рассматриваемой территории. Поскольку именно интрузивные образования, составляющие не более 1 % общего объема продуктов позднепермско-раннетриасового магматизма, определяют потенциальную рудоносность рассматриваемой территории, важное значение имеет их соотношение с определенными эффузивными стратонами, т. е. выделение вулканоплутонических ассоциаций (комплексов). Проблема комагматичности определенных интрузивных и эффузивных образований в настоящее время полностью не решена, в том числе по причине отсутствия представительных изотопно-геохимических и геохронологических данных для рассматриваемой территории. Соответственно, сопоставление магматических образований производится главным образом по петрогеохимическим параметрам. Положение усугубляется некорректностью применения таких основополагающих терминов, как «свита» и «комплекс» соответственно к эффузивным и интрузивным образованиям региона.

К настоящему времени весь вулканогенный разрез и комагматичные интрузивные образования детально охарактеризованы петрохимическими, геохимическими и изотопно-геохимическими данными в сопредельном с запада Норильском районе [53, 166, 267, 261, 331]. По этим данным выделены пять типов исходных расплавов [166]: (1) ивакинский–сыверминский, имеющий щелочную–субщелочную специализацию; (2) гудчихинский, образующий пикритовые базальты и имеющий высокие концентрации Ni; (3) туклонский

примитивный, но характеризующийся низкими концентрациями Ni; (4) ниже-средненадеждинский, обогащенный легкими РЗЭ и характеризующийся низкими изотопными отношениями Nd и высокими – Sr; (5) мокулаевский, являющийся, как и туклонский, примитивным, но отличающийся по ряду параметров (в частности изотопному составу Nd, высокому содержанию титана и низкому – хрома). К последнему типу принадлежат все вулканические образования верхней части разреза от моронговской до самоедской свиты.

По геохимическим характеристикам вулканогенная толща может быть разделена на три части [53, 331]: нижнюю (ивакинская свита), среднюю (сыверминская, гудчихинская, надеждинская свиты) и верхнюю (моронговская/аянская, мокулаевская/хоннамакитская, хараелахская/неракарская, кумгинская и самоедская свиты). Породы ивакинской свиты принадлежат к субщелочной базитовой субформации. Вулканиды средней части образуют петрохимически контрастную группу пород, которая характеризуется также и весьма изменчивыми структурно-текстурными и минералогическими параметрами. Породы этих свит имеют также и более палеотипный облик. Верхняя часть образует недифференцированную серию лав, хотя резко подчиненные умереннощелочные и базит-гипербазитовые разности (анкарамиты, трахидолериты) локально присутствуют. Эта группа базальтов имеет более кайнотипный облик, весьма стабильный петрохимический состав, близкий к среднему траппу Сибирской платформы, и весьма узкий набор породобразующих минералов и петрографических структур.

При этом все базальтоиды характеризуются наличием ряда общих черт химизма, в частности натриевым типом щелочности и повышенной магнезиальностью.

Вышеупомянутые нижнюю и среднюю части вулканогенной толщи выделяют в т. н. «дифференцированную серию лав» [89, 90, 193, 248 и др.], крайними членами которой являются умереннощелочные базальты ивакинской и пикритовые базальты гудчихинской свит. Эти образования развиты только в пределах Норильско-Хараелахской и Курейско-Ламской СФЗ, замещаясь в юго-восточном и восточном направлении недифференцированными продуктами базитовой субформации. Развитие дифференцированных в той или иной степени интрузий также ограничено Норильско-Хараелахской СФЗ.

Ареалы развития пород умереннощелочной базитовой и базит-гипербазитовой субформаций практически полностью совпадают. Устанавливается зависимость составов пикритовых базальтов от щелочности ранних продуктов магматизма [89 и др.]. Эти данные свидетельствуют, с одной стороны, о комплементарности субщелочных и пикритовых базальтов, а с другой стороны – косвенно свидетельствуют в пользу комагматичности базальтов ранних этапов магматизма и псевдостратифицированных массивов Норильского района, доказываемую на основании минералого-петрографического и петрогеохимического состава.

Вулканиды недифференцированной серии лав характеризуются выдержанностью содержания как петрогенных, так и малых элементов, хотя в целом наблюдаются определенные тенденции эволюции, в частности увеличение содержания титана вверх по разрезу вулканогенной толщи, начиная от «надеждинского минимума» (см. табл. 2), а также постепенное понижение

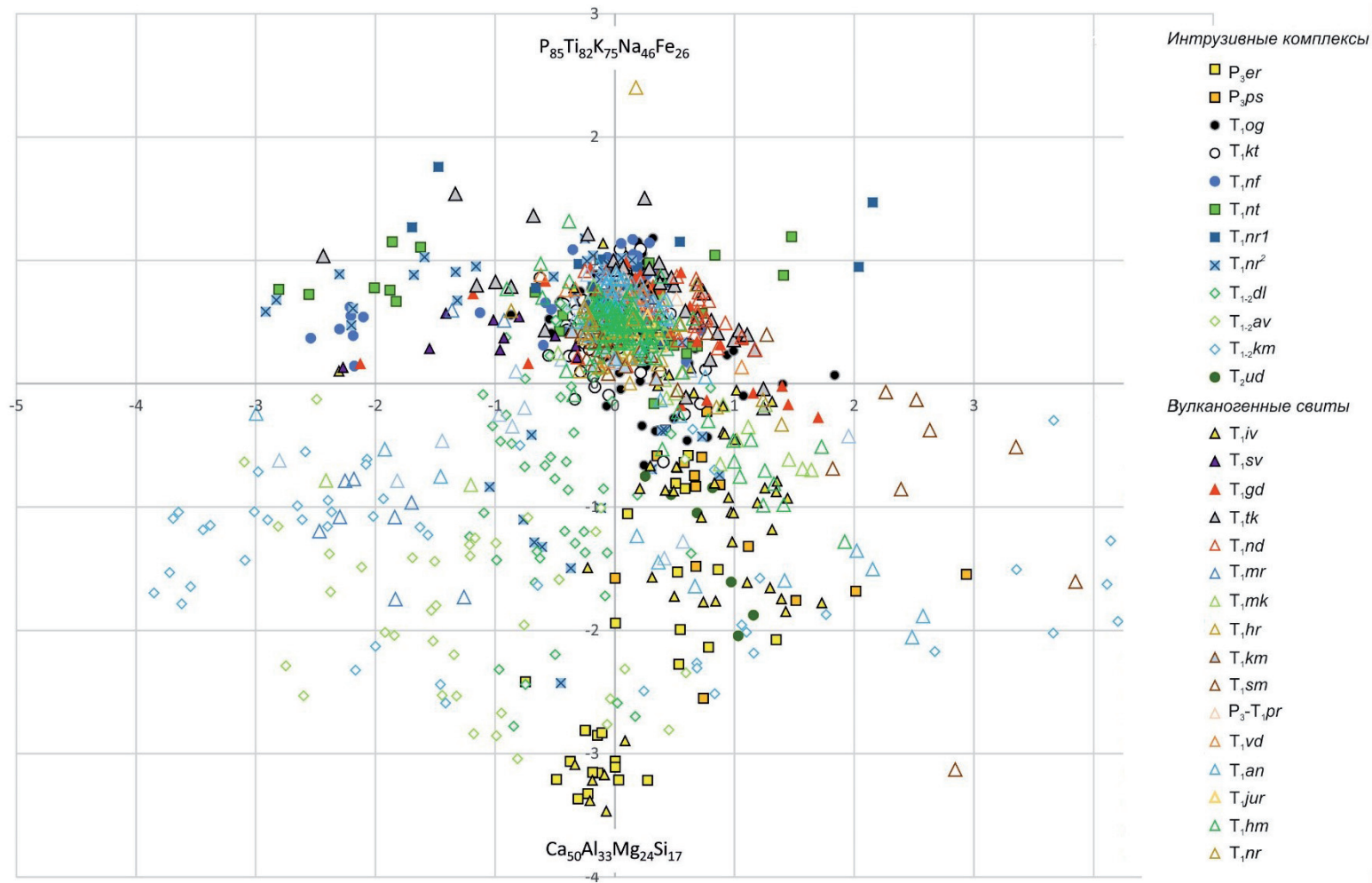


Рис. 9. Диаграмма главных компонент химического состава эффузивных и интрузивных пород в координатах главных факторов изменчивости (факторные нагрузки 28 и 26 % соответственно). Структура главных компонент показана на соответствующих осях диаграммы.

магнезиальности преобладающих пород толеитовой петрохимической серии (K_{Mg} составляет в среднем 0,57 в туклонской, 0,54 – в надеждинской и моронговской, 0,52 – в мокулаевской, 0,50 – в хараелахской и 0,48 – в кумгинской свитах). В верхних свитах наблюдаются повышенные содержания меди, кобальта, ниобия и пониженные – рублидия. Это позволяет говорить о различиях нижней (моронговская–хараелахская свиты) и верхней (кумгинская–самоедская свиты) частей недифференцированной серии. Кроме того, стойкая тенденция к росту титанистости и снижению магнезиальности объясняет повышенные содержания TiO_2 и значения Kf в интрузиях далдыканского комплекса, несмотря на то, что эффузивные его аналоги неизвестны [193].

Определенные тенденции закономерного изменения геохимических параметров наблюдаются и в разрезе вулканогенной толщи Аян-Верхнекотуйской СФЗ. В интервале разреза от правобоярской до хоннамакитской свит имеет место постепенное уменьшение содержаний литофильных элементов (Ba, Nb, Zr, REE) и повышение – сидеро- и халькофильных (Ni, Co, Cu), в то время как магнезиальность пород уменьшается вверх по разрезу аналогично Норильско-Хараелахской СФЗ.

Таким образом, исходя из площадного распределения магматических образований различного состава и их петрографо-минералогических параметров, дифференцированной серии лав должны отвечать дифференцированные интрузии различных типов, а в качестве интрузивных комагматов вулканогенных пород позднего этапа рассматриваться недифференцированные или слабо дифференцированные (изотропные) тела оливинсодержащих и оливиновых пойкилоофитовых долеритов.

Однако, детальные геохимические исследования [331] показали существенно большую сложность в установлении таких соответствий. По существу, однозначная комагматичность (благодаря специфичности химизма) устанавливается только для умереннощелочных базальтоидов ивакинской свиты и интрузий ергалахского и пясинского комплексов.

Сопоставление наиболее общих закономерностей изменчивости состава (дифференциации) вулканогенных и интрузивных единиц показывает, что последние характеризуются значительно большей вариативностью, чем эффузивы (рис. 9). Среди триасовых интрузий только недифференцированные долериты оганерского и катангского комплексов не выходят за пределы полей дифференциации вулканогенных свит, среди которых (если не считать ивакинскую) экстремальные значения зафиксированы только для моронговской свиты. Остальные стратоны близки по суммарному вариационному вектору, заключающемуся в преобладающемся боуэновского тренда дифференциации при подчиненной роли фракционирования железа, титана и щелочей (рис. 10). Примечательно, что фигуративные точки умереннощелочных базальтов «юряхской толщи» полностью укладываются в поле дифференциации аянских базальтов и полностью разобщены с трахибазальтами ивакинской свиты. Минимальной дифференциацией характеризуются, с одной стороны, надеждинская и водопадная свиты, с другой – хараелахская и кумгинская.

Анализ обобщенных векторов дифференциации интрузивных комплексов показывает четкое обособление позднепермской, раннетриасовой и ранне-среднетриасовой групп. Для первой группы четко проявлено различие ерга-

лахского и пясинского комплексов: для ергалахского изменчивость заключается в совместном фракционировании щелочей, титана и фосфора, для пясинского более существенную роль играет классический боуэновский тренд кристаллизационной дифференциации.

Для раннетриасовых комплексов, включая оганерский (катангский), такой тренд проявлен наиболее четко. Названные комплексы полностью соответствуют усредненному составу толеит-базальтовой формации, а нижнефокинский, нижнеталнахский и норильский отклоняются в область более основных составов, при отсутствии значимой роли фракционирования высокожелезистых дифференциатов. По-существу, интрузии норильского и нижнеталнахского комплексов различаются лишь по уровню накопления титана.

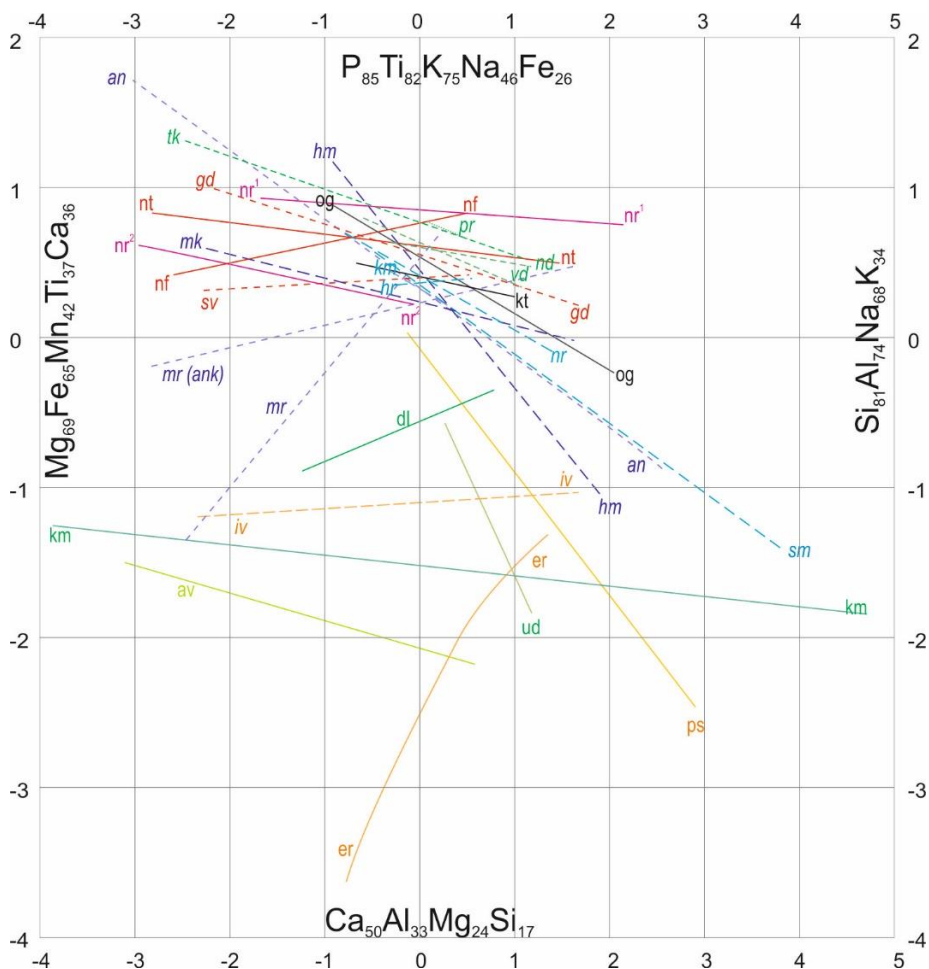


Рис. 10. Обобщенные тренды изменчивости основных групп эффузивных и интрузивных пород на основании анализа главных компонент химического состава всего массива магматических пород территории листа R-46. Вулканогенные свиты показаны курсивом, интрузивные комплексы – прямым шрифтом.

Неоднозначность корреляции выделенных вулканогенных стратонов и интрузивных комплексов хорошо проявляется при рассмотрении цикличности тектоно-магматической активности на позднепалеозойско-раннемезозойском этапе развития региона, которая положена в основу расчленения вулканогенной толщи. Вне зависимости от количества и уровней иерархичности выделяемых циклов (этапов, стадий, фаз), каждому из них должен соответствовать определенный вулканогенный стратон и комагматичный интрузивный комплекс, включающий образования различной фациальной принадлежности. Фациальный анализ вулканогенных и интрузивных образований позволяет провести их сопоставление [193]. Определенные типы интрузий (в частности круглогорский или зубовский) могут соответствовать нескольким уровням разреза вулканогенной толщи, т. е. они далеко не всегда относятся к одновременному комплексу. Для некоторых типов базальтоидов, например, умереннощелочных базальтов аянской свиты («юряхской толщи») интрузивные комагматы определено не устанавливаются.

Эффузивные аналоги наиболее позднего (условно ранне-среднетриасового) этапа интрузивного магматизма на рассматриваемой территории не установлены. Возможно, это связано с их денудацией в средне-поздетриасовое время, на что косвенно указывает развитие высокощелочных вулканистов (арыджангская свита) в Маймеча-Котуйской зоне.

На площади листа R-46 в восточном борту рек Икон-Абагалах в 1999–2000 гг. был послойно опробован и изучен современными палеомагнитными методами непрерывный разрез туфолавовой толщи от ивакинской до самоедской свиты включительно. Данный разрез является опорным магнитостратиграфическим разрезом для всего Норильского района [262, 265]. Согласно этим работам поля точек реконструированного положения северного магнитного полюса для большинства свит не совпадают. Этот факт делает возможной, при продолжении исследований данным методом интрузивных образований, точную привязку интрузивных комплексов Норильского района.

Петрохимические различия лав и интрузивных тел поздней перми–раннего триаса могут быть объяснены как за счет различий в составе их мантийного источника, так и за счет ассимиляции корового материала, что подтверждается изотопно-геохимическими исследованиями [47, 178].

Так, по отношению $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ источник базальтов плато Путорана, а также большей части рудоносных расслоенных интрузий, отвечает неистощенной мантии [51]. В то же время, базальты из широкого интервала разреза (нераркарская–надеждинская свиты) и долериты в районе оз. Хантайское характеризуются соотношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,7072–0,7096. Такие значения отвечают пограничному интервалу между мантийными и коровыми источниками с преобладанием последних [343]. Незначительная степень измененности пород и отсутствие низких (мантийных) значений позволяет сделать вывод о дифференциации базальтовых расплавов в промежуточных очагах.

Гидротермально-метасоматические образования

В наиболее крупных дизъюнктивных зонах (Курейской, Хантайской, Куломбинской, Горбиачинской и др.) локально установлены тела скарнов, за-

мещающие породы надеждинской и аянской свит. Они имеют мощность до 25 м и прослежены по простиранию на первые сотни метров, реже – на 1–2 км [343]. Скарны представляют собой зелено-серые, зеленые и серовато-бурые мелко- до крупнозернистых породы с массивной или полосчатой текстурой. В составе преобладают гранат (гроссуляр-андратит), диопсид, эпидот, кальцит. Встречены скарны как мономинеральные (гранатовые, эпидотовые), так и гранат-кальцитовые, гранат-эпидотовые и др. Местами они содержат вкрапленность сульфидов и магнетита.

Гидротермально-метасоматические породы сопровождают скарны, но чаще образуют самостоятельные жилки и их скопления, гнезда и линзы от десятков сантиметров до первых метров в поперечнике, реже – зоны мощностью в десятки и сотни метров (южнее восточной части оз. Дюпкун). По латерали они прослеживаются от десятков метров до первых километров, локализуясь в брекчированных и катаклазированных породах зон разломов. В составе этих апобазитовых метасоматитов развиты эпидот, пренит, хлорит, цеолиты (гейландит, томсонит, натролит), актинолит, кальцит, кварц, халцедон. Структура пород гранобластовая, нематобластовая, пойкилобластовая, радиально-лучистая, сноповидная, метельчатая и т. п., текстура массивная пятнистая, полосчатая, линзовидно-полосчатая, петельчатая. Все эти образования являются продуктами преобразования базальтов в высокопроницаемых зонах и не играют самостоятельной геологической роли.

ТЕКТОНИКА

Тектоническая структура территории листа R-46 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 зонами Северо-Хараелахского и Енисей-Гулинского разломов.

Тектоника северо-западной части Сибирской платформы рассмотрена в работах многих известных специалистов (Н. Н. Урванцев, Т. Н. Спижарский, Г. Д. Маслов, Н. С. Малич, Ю. А. Косыгин, Я. И. Польшин, И. П. Атласов, Ю. Г. Старицкий, В. С. Голубков, Н. М. Чернышев, Б. М. Струнин и др.). Принципиальные черты структуры и распространения структурно-формационных комплексов показаны на мелкомасштабных (1 : 1 500 000–1 : 5 000 000) картах [36, 106, 111, 237, 285 и др.].

Большинство исследователей выделяет в разрезе платформы три структурных этажа [135, 283, 280 и др.]. Нижний этаж образован раннедокембрийскими кристаллическими породами. Средний этаж сложен дислоцированными, но слабометаморфизованными отложениями верхнего протерозоя, которые в северо-западной части листа служат складчатым основанием более молодых структур. В юго-восточной части территории эти отложения входят в состав верхнего этажа – осадочно-вулканогенного чехла древней платформы, включающего, помимо рифейского, вендско-нижнепалеозойский, средне-верхнепалеозойский, верхнепалеозойский, верхнепалеозойско-нижнемезозойский и мезозойско-кайнозойский структурные ярусы. Соответственно, фундамент платформы на территории листа R-46 является гетерогенным; в его строении выделяют Ангаро-Тунгусский кратон (геоблок позднеархейской–раннепротерозойской консолидации) и Енисейскую раннебайкальскую складчатую систему [218, 220, 238], сформировавшуюся на месте крупного позднепротерозойского авлакогена [10, 87 и др.]. Возникшая при дальнейшем развитии последней складчато-глыбовая система рассматривается разными авторами как Приенисейская зона поднятий и впадин [10], Турухано-Норильская зона линейных структур [87], зона Приенисейских складок [343], Игарско-Норильская пологоскладчатая система [191] и т. д.

Тип структуры Енисей-Хатангского прогиба наравне с характером и возрастом его фундамента также разным образом трактовались различными ис-

следователями. Однако в настоящее время на основании комплекса геолого-геофизических данных прогиб рассматривается как континентальный рифтогенный длительного развития [65, 191, 235, 343], на месте которого в юрско-меловое время сформировалась глубокая эпирифтовая депрессия.

По сравнению с сопредельной с запада территорией (Норильский и Игарско-Туруханский районы) тектоническое строение листа R-46 изучено в меньшей степени. Ряд крупных структур, детально изученных в Норильском районе (Норильско-Хараелахский прогиб, Хантайско-Рыбнинский мегавал и др.), продолжается и на рассматриваемую территорию, что позволяет более обоснованно провести тектоническое районирование.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Несмотря на значительный объем проведенных геофизических исследований, изученность глубинного строения территории листа R-46 остается слабой. Это связано как с небольшим объемом глубокого опорного и параметрического бурения, так и с тем, что использование материалов геофизических (особенно аэромагнитных) исследований в значительной степени осложнено широким развитием в районе листа мощной толщи сильномагнитных базальтоидов.

Таким образом, о строении глубоких горизонтов земной коры можно судить только по материалам геофизических исследований, которыми с разной степенью детальности охвачена вся территория листа. Это – аэромагнитная (1 : 200 000), высокоточная аэромагнитная (1 : 100 000 и 1 : 50 000) и гравиметровая (1 : 1 000 000 и – на большую часть – 1 : 200 000) съемки. Карты аномального магнитного поля (ред. Е. А. Каспарова) масштаба 1 : 200 000 и 1 : 1 000 000 покрывают всю территорию листа [328].

Район пересечен четырьмя геотраверсами глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ): Воркута–Тикси (проект «Горизонт»), Лама–Янгода («Рифт-III»), оз. Тенгиз–море Лаптевых («Битум»), Диксон–Хилок («Метеорит») [7, 92, 93, 94, 95, 96, 173, 294, 357, 358]. В результате этих работ был установлен двухслойный разрез консолидированной коры региона, причем кровля ее (раздел Ф) и внутрикоровый раздел К фиксировались преимущественно обменными и отраженными волнами, а раздел М – обменными, отраженными и преломленными. В западной части листа НПО «Севморгеология» отработано несколько профилей ГСЗ ограниченной протяженности, из которых наиболее информативным является профиль Енисей–Кутарамакан [1]. На ряде участков выполнены крупномасштабные работы методами МОВ и МОГТ-2D. В 2012–2014 гг. в целях наращивания ресурсов углеводородного сырья в западной части Енисей-Хатангского прогиба были проведены комплексные геофизические работы на Пясинской и Новотаймырской площадях [348, 349], обеспечивающие обширную информацию по его глубинному строению.

Структура консолидированной коры

Консолидированная кора северо-западной части Сибирской платформы имеет типичное для платформенных геоблоков слоисто-блоковое строение и

состоит из полигональных мегаблоков, разделенных линейными зонами, интерпретируемыми как структуры авлакогенного или рифтогенного типа [1, 27, 37, 64, 65, 66 и др.]. В качестве компонентов радиальной (вертикальной) делимости установлены осадочно-вулканогенный, верхнекоровый («гранито-гнейсовый»), промежуточный коровый (гнейсо-базит-гранулитовый) и нижнекоровый (гранулит-базитовый) мегаслои.

Осадочно-вулканогенный мегаслой характеризуется мощностью от 3–4 до 8–14 км. Он включает до пяти основных комплексов (слоев), выделяемых по плотностным и магнитным характеристикам: меловой терригенный (2,1–2,26 г/см³), юрский терригенный (2,35–2,45 г/см³), средне-верхнетриасовый терригенный (2,2 г/см³), пермско-триасовый вулканогенный (2,53–2,67 г/см³) и терригенно-карбонатный венд-палеозойский (2,53–2,75 г/см³). Скоростные характеристики мегаслоя меняются в интервале $V_p = 2\text{--}6$ км × с.

«Гранито-гнейсовый» мегаслой характеризуется значениями $\sigma = 2,6\text{--}3,1$ г/см³, $V_p = 5,5\text{--}6,4$ км/с и $V_s = 3,55\text{--}3,68$ км/с. По аналогии физических параметров с раннедокембрийскими породами фундамента Таймырской складчато-надвиговой системы, Анабарского и Алданского щитов «гранито-гнейсовый» мегаслой представлен плагиогнейсами и кристаллическими сланцами. Мощность его оценивается в 5–20 км.

Промежуточный коровый ($V_p = 6,5\text{--}6,7$ км × с, $\sigma = 2,8\text{--}2,94$ г/см³) и нижнекоровый ($V_p = 6,8\text{--}7,2$ км × с, $V_s = 4,0$ км/с, $\sigma = 2,95\text{--}3,1$ г/см³) мегаслои консолидированной коры сложены, возможно, гранулитами среднего и основного составов по аналогии с породами такой плотностной характеристики докембрийских щитов платформы.

Раздел Мохоровичича (граница М) характеризуется граничными значениями $V_p = 8,0\text{--}8,5$ км × с. Локально на этом уровне выделяется дискретный слой с аномальными значениями физических параметров ($V_p = 7,1\text{--}7,8$ км/с, $\sigma = 3,0\text{--}3,2$ г/см³ и т. д.), именуемый коро-мантийной смесью» [66]. В общем случае наличие этого слоя свидетельствует о проявлении эндогенной активности (появлении продукта взаимодействия разогретой мантии и приподошвенной части коры) и указывает на геодинамическую специфику региона, в первую очередь на проявление рифтогенеза. Его возникновение сопровождается обычно утонением консолидированной коры, развитием в ней волноводов и повышением фемичности. Данный слой не может быть отнесен ни к земной коре, ни к верхней мантии [27, 66].

Суммарная толщина земной коры изменяется от 36 до 48 км [320]. По структурно-морфологическим характеристикам поверхности раздела М выделяются: Енисей-Хатангская провинция с более высоким гипсометрическим положением подошвы коры (36–42 км) и преобладанием субширотного простирания структурных элементов; Путоранская провинция с толщиной земной коры 40–48 км и субизометричной морфологией основных структур. Особо выделяется разделяющая названные провинции линейная структура, соответствующая Имангда-Летнинской (Ламско-Летнинской) дизъюнктивной зоне, в южной (на территории листа) части которой наблюдается высокий градиент (до 3–4 км) границы М и резкое увеличение толщины коры в Путоранской провинции относительно Енисей-Хатангской.

Латеральная изменчивость внутреннего строения названных мегаслоев и их распределения в радиальном разрезе определяет горизонтальную делимость (блоковое строение) консолидированной коры. В соответствии с типизацией тектонотипов консолидированной коры А. С. Гринсона [27] могут быть выделены Тунгусский геоблок, отвечающий типичному тектонотипу стабильных кратонов с трехслойной корой при отсутствии переходного коро-мантийного слоя и включающий Путоранский и Северо-Тунгусский мегаблоки, и расположенная западнее (с границами, соответствующими Имангда-Летнинской и Енисей-Котуйской зонам разрывных нарушений) Енисей-Хатангская межгеоблоковая зона, характеризующаяся тектонотипом двухслойной коры с редуцированным «гранито-гнейсовым» мегаслоем и мощным коро-мантийным слоем (рис. 11). Важными элементами глубинного строения коры являются зоны потери корреляции субгоризонтальных границ раздела на всю ее глубину, отнесенные к «деструктивному типу» коры. Этим зонам в потенциальных полях соответствуют контрастные области перехода, разделяющие поля разного типа, их повышенные горизонтальные градиенты или ориентированные системы аномалий.



Рис. 11. Структура консолидированной коры территории листа R-46.

Мощность консолидированной коры варьирует существенно – от 26–28 до 40–42 км. Минимальные значения относятся к Енисей-Хатангской зоне, более высокие – к Путоранскому и Северо-Тунгусскому стабильным мегабло-

кам, причем в целом мощность увеличивается с севера на юг, к центральной части платформ.

Енисей-Хатангская межгеоблоковая зона характеризуется резким (до 12–14 км) увеличением мощности осадочно-вулканогенного мегаслоя и сокращенной мощностью консолидированной коры, в первую очередь за счет редукции ее верхнекорового слоя до 2–3 км и менее; промежуточный коровой мегаслой имеет мощность 8–10 км, нижнекоровый – около 8 км [64]. Выделяется осевая зона с минимальной мощностью (26–28 км) и повышенной степенью дезинтеграции (потерей корреляции сейсмических границ на всю мощность консолидированной коры), высокой мощностью (до 5–7 км) коромантийной 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. Утоньчение консолидированной коры связано не только с опусканием ее кровли, но и с подъемом подошвы (поверхности 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 [66].

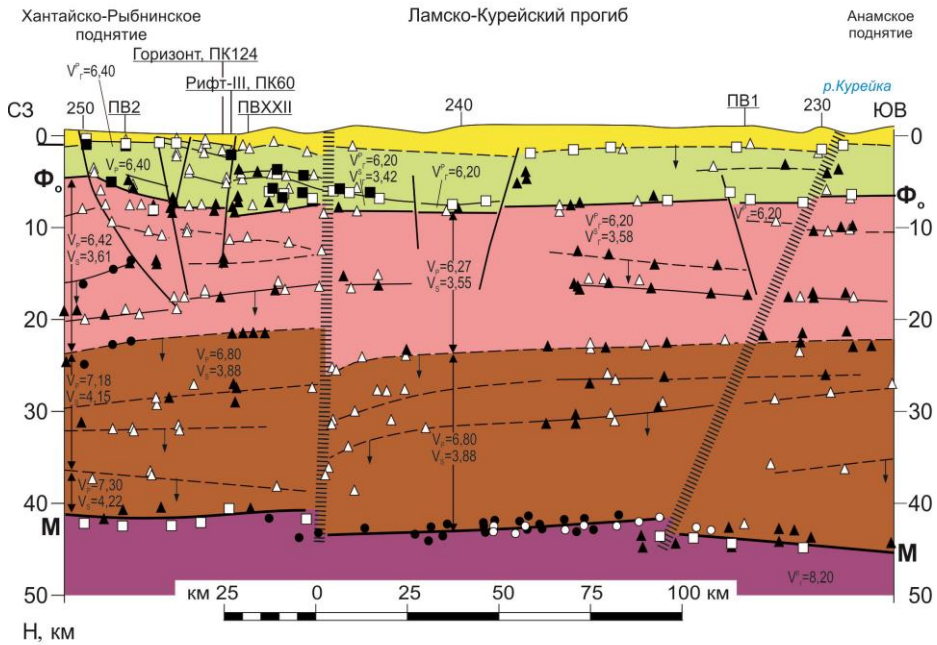
Тунгусский геоблок пересечен профилями ГСЗ «Метеорит» (вкрест простирания) (рис. 12) и «Горизонт» (по простиранию структуры). По сравнению с Енисей-Хатангским зоной он характеризуется отрицательным гравитационным полем, мозаичным строением магнитного поля, наибольшей плотностью и устойчивостью сейсмической расслоенности по латерали.

Мощность осадочно-вулканогенного слоя составляет 3–10 км. Из внутренних разделов лучше всего прослеживается преломляющая граница на глубинах 4–5 км с $V_p=6,15$ –6,2 км/с. Возможно, она частично связана с поверхностью рифейских толщ или каким-либо уровнем в их верхней части. Более мелкие площадки в этой части разреза могут быть связаны с пластами карбонатных пород нижнего палеозоя, силлами и покровами долеритов. Граница на глубине 1,5–2 км, скорее всего, отвечает подошве верхнего палеозоя. В западном борту Тунгусской впадины расслоенность разреза осадочной оболочки более плотная. Прослеженная здесь локально граница с $V_p=6,1$ км/с на глубине 1,5 км, скорее всего, отвечает пластовой интрузии долеритов.

Консолидированная кора отличается повышенной мощностью – 34–40 км – и конформностью подошвы и кровли. Верхний ее слой имеет мощность 10–12 км, нижнекоровый – 20–25 км. Подкоровый мегаслой имеет плотность 3,35–3,4 г/см³ и скорость упругих волн 8–8,2 км/с; волновод в верхней части верхней мантии (коро-мантийная линза) не проявлен. В то же время скоростные параметры нижнего слоя консолидированной коры пониженные ($V_p=6,65$ –6,7 км/с, $V_s=3,85$ –3,9 км/с). Характерны пологое залегание сейсмических границ раздела в коре и в слое М, типичные для литосферы древних платформ значения пластовых, интервальных и граничных скоростей, редкость глубинных разломов (рис. 12). Однако контрастный по отношению к подошве коры рельеф поверхности К, что связано с наличием коровых дизъюнктивов с амплитудой смещения до 4 км (Кета-Ирбэнская зона), а также тот факт, что он, в отличие от рельефа разделов Ф и М, не обнаруживает прямой корреляции с поверхностными структурами, не позволяют утверждать геологическое единообразие данной границы [1].

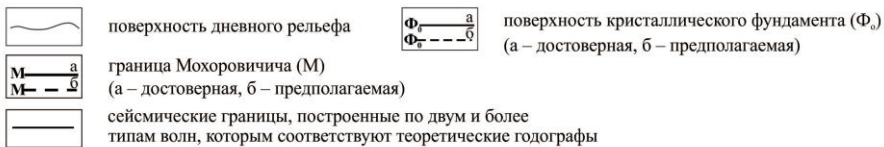
Сейсмический разрез по опорному профилю ГСЗ Диксон-Хилок («Метеорит»)

НПО «Союзгеофизика», СРГЭ (Н. М. Чернышев, А. В. Егоркин и др., 1978)



Условные обозначения :

Основные границы раздела земной коры



Отметки глубин преломляющих границ по волнам



Отметки глубин отражающих границ по волнам



Отметки глубин границ обмена



Рис. 12. Фрагмент сейсмического разреза по опорному профилю ГСЗ Диксон-Хилок («Метеорит») на территории листа R-46, показывающий глубинное строение земной коры в западной части Тунгусской синеклизы.

Граница между Енисей-Хатангской (Приенисейской) зоной и Тунгусским геоблоком подчеркивается смещением всех сейсмических границ по Имангда-Летнинской разрывной зоне, где граница М опускается в восточном крыле с глубины 39 до 45 км. В то же время гипсометрическое положение поверхности Ф меняется незначительно.

Характерная черта строения верхней мантии Сибирской платформы в пределах территории листа – относительно повышенные по сравнению со смежными регионами скорости V_p (8,1–8,3 км/с) в верхнем волноводе (40–120 км). Ниже границы М до глубины 60 км отмечены отдельные площадки, количество которых убывает вниз по разрезу. Расположение их позволяет в отдельных случаях проследить транскоровые разломы и ниже поверхности раздела М.

Кристаллический фундамент

Строение кристаллического фундамента рассматриваемой части Сибирской платформы геологически не изучено. 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 на данных по составу докембрийских пород в пределах Игарско-Туруханского, Таймырского и Анабарского доменов 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 [51]. Однако все проведенные реконструкции [27, 37, 66, 68, 96, 146, 285, 343, 348] указывают на значительные колебания глубин ее залегания (от 2–3 до 12–16 км) и выделение по этому параметру двух доменов, соответствующих упомянутому ранее Ангаро-Тунгусскому кратону и Енисейской складчатой области, различным по строению складчатого фундамента. Граница между ними проводится по Имангда-Летнинской дизъюнктивной зоне, которая четко устанавливается в центральной части рассматриваемой территории [230, 343] и менее уверенно – в ее северной части (в Енисей-Хатангском прогибе), где она условно продолжается по линии максимальных градиентов колебаний мощности рифейских отложений [106, 238]. Заложение этой зоны относится, таким образом, к раннему протерозою. Очевидно, вплоть до рифея она трассировала северо-западную границу Сибирской платформы [67, 146, 238, 285]. Секущие данную зону разрывы глубокого заложения (Енисей-Котуйский, Нижнехетский, Агапско-Хетский) рассматриваются как более поздние, связанные с формированием рифтогенной структуры Енисей-Хатангского прогиба.

Помимо Имангда-Летнинской, выделяются субширотные линейные зоны – Худосейско-Хетская (Дудыптинская по А. С. Гринсону [64]) в северной части листа и Курейско-Котуйская в южной, характеризующиеся сходными параметрами (высокие градиенты потенциальных полей, ориентированные линейные магнитные аномалии, потеря корреляции большей части горизонтальных сейсмических границ) и интерпретирующиеся как межблоковые долгоживущие транскоровые магмоконтролирующие зоны, насыщенные ин-

трузивными телами ультраосновного–основного состава [51, 230, 359]. Нередко Худосейско-Хетская зона рассматривается как северная граница Ангаро-Тунгусского геоблока [51, 65].

Ангаро-Тунгусскому геоблоку на территории листа R-46 соответствуют региональный минимум остаточного поля силы тяжести и знакопеременное магнитное поле. Рельеф поверхности фундамента 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 крупным поднятием является Аянский свод амплитудой 1,5–2,5 км и площадью до 30 000 км², в центральной части которого фундамент залегает на глубине менее 3 км. Наиболее поднятую часть свода часто выделяют как самостоятельную структуру, разграничивая его на два сопряженных положительных элемента – Ледяное и расположенное южнее Аянское поднятия [146]. У южной рамки листа выделяют Анамское куполовидное поднятие незначительной (менее 1 км) амплитуды и размером не более 1600 км² в плане. Наибольшие глубины кровли фундамента моделируются для Ламско-Курейского прогиба (до 10 км), протягивающегося более чем на 300 км в север-северо-восточном направлении, и Верхнекочечумской впадины (до 9 км), осевая часть которой расположена за рамкой листа. Обе эти структуры характеризуются относительно крутыми бортами и пологим днищем.

Из анализа магнитного поля, трансформированного с целью исключения влияния раннериасовых базитов, и остаточных аномалий силы тяжести, отражающих плотностную неоднородность «гранитно-метаморфического» 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, среди которых выделяются Чуньский, Бучарама-Яггалийский, Кетско-Дюпкунский, Курейский [27, 37, 146, 289]. В целом кратон характеризуется гетерогенным строением коры [27, 64]. По аналогии с породами Анабарского щита считается, что кристаллический фундамент Путоранского мегаблока, занимающего основную часть территории, сложен преимущественно верхнеархейскими магнитными метаморфитами среднего и основного состава (гнейсово-базит-гранулитовый комплекс) [51]. В южной части территории предполагается нижнепротерозойская Курейско-Котуйская зона интенсивного преобразования архейских пород, в которой, возможно, преобладают слабомангнитные породы среднего и кислого состава (гнейсо-гранитоидно-реоморфический комплекс). Эта зона, 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 [37, 136, 155, 230, 357]. Оценка глубин залегания верхних кромок магнитоактивных масс в ее пределах имеется только для западной части – к югу от оз. Хантайское – и составляет 5,6–5,8 км [51]. По данным М. И. Гришина и В. С. Суркова, расчетная плотность пород фундамента к югу от оз. Хантайское (Хантайского трансформационного разлома) колеблется в пределах 2,77–2,82 г/см³, а к северу от него не превышает 2,71–2,76 г/см³.

Существует точка зрения о соответствии Курейско-Котуйской зоны раннепротерозойскому авлакогену, выполненному метаморфизованными осадочными и магматическими образованиями мощностью до 6 км [37, 127, 289].

В Енисейской складчатой системе четко разделяются Енисей-Хатангский и Приенисейский мегаблоки, дальнейшая обособленная эволюция которых приведет к развитию двух самостоятельных рифтогенных систем – Енисей-Хатангской и Игарско-Норильской. Граница мегаблоков, примерно совпадающая с Дудьптинской зоной, четко фиксируется на профиле ГСЗ «Битум» в районе западной кромки листа по трансформальной зоне потери корреляции сейсмических границ [64].

Енисей-Хатангский мегаблок характеризуется наибольшей неоднозначностью оценок глубин залегания кристаллического основания. Тем не менее по всем реконструкциям выделяется узкая (шириной не более 50 км) линейная субширотная структура его максимального погружения – Агапско-Хетский прогиб, соответствующий Центрально-Таймырскому прогибу наложенной мезозойской депрессии. Глубина залегания кровли фундамента в Агапско-Хетском прогибе оценивается в 14–15 км в западной части листа [348] и в 12–13 км в восточной. По данным средне- и крупномасштабных комплексных геофизических исследований, рельеф кровли фундамента на южном борту прогиба весьма сложный, со ступенчатым погружением и воздыманием блоков, что связано с развитием системы субпараллельных высокоамплитудных сбросов [348]. В узких приразломных депрессиях кровля опущена местами до 13 км.

Главными структурами рельефа фундамента в Приенисейском мегаблоке, который выходит на территорию листа R-46 своей крайней северо-восточной частью, являются сопряженные Фокинско-Хараелахский прогиб и Самоедский вал. Отметки глубин в прогибе превышают 7 км, в западном направлении (за пределами листа) они возрастают; максимальная амплитуда Самоедского вала составляет 3 км.

Состав кристаллического фундамента Енисей-Хатангского мегаблока не ясен. Предполагается, что по сравнению с Пutorанским мегаблоком кристаллический фундамент здесь интенсивно преобразован динамометаморфическими и ретроградно-метаморфическими процессами, мигматизирован и т. п. и сложен раннепротерозойскими слабомагнитными образованиями [51]. По аналогии с геологически охарактеризованными разрезами Енисейской складчатой системы он может быть представлен кварц-амфибол-кремнистыми, биотит-амфиболовыми и кварц-серицит-хлоритовыми сланцами, прорванными телами гранитоидов [37]. В пределах мегаблока выделяются протяженные линейные участки интенсивных (до 700 нТл) магнитных аномалий шириной не более 60–70 км, которые обычно интерпретируют как зоны максимальной насыщенности консолидированной коры и платформенного чехла базит-гипербазитовыми магматическими телами, т. е. высокопроницаемые магмоподводящие проводники. Наиболее выраженными из них являются Дудьптинско-Хетская (субширотная) и Агапско-Горбитская зоны. Глубина залегания верхних кромок магнитоактивных масс в первой из них – от 4 до 8,7 км. Последняя развита по южной периферии Янгодо-Горбитского подня-

тия, находящегося за северной рамкой листа и приподнятого по отношению к фундаменту Агапско-Хетского прогиба на 5–6 км [64]. В отличие от окружающих районов Енисей-Хатангского мегаблока, названное поднятие характеризуется соотношением мегаслоев консолидированной коры, типичным для стабильных платформенных областей, в т. ч. отсутствием коро-мантийной линзы. Оно может рассматриваться как осевая часть т. н. Фадьюкудинско-Ладыгинской глубинной кольцевой мегаструктуры диаметром до 200 км – кольцевой зоны линеаментов потенциальных полей, отражающей, возможно, контуры мантийного плюма [191].

Складчатый фундамент

Промежуточный структурный этаж, или складчатый комплекс фундамента, не вскрыт на территории листа R-46. Однако его наличие в фундаменте Енисей-Хатангского и Норильско-Хараелахского прогибов предполагается на основании развития этого комплекса в Игарско-Норильской пологоскладчатой зоне, продолжением которой и являются перечисленные структуры [230]. По аналогии, он должен быть представлен рифейскими карбонатно-терригенными или терригенными отложениями [51, 53]. Наибольшие мощности приурочены к прогибам в рельефе кристаллического фундамента Енисейской складчатой области, они оцениваются в 2–3,5 км. На архейском Путоранском мегаблоке мощности рифейских отложений, как правило, не превышает 1 км, резко увеличиваясь лишь в направлении юго-восточного края листа в краевой части Аякли-Тембенчинской впадины, рассматривающейся как рифейский авлакоген [67, 106]. Местами рифейские осадки полностью выклиниваются.

СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ ПЛИТНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЧЕХЛА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Осадочно-вулканогенный чехол Сибирской платформы на рассматриваемой территории образован рифейским, а также плитными вендско-нижнепалеозойским, среднепалеозойским, верхнепалеозойским и верхнепалеозойско-нижнетриасовым структурными ярусами. Последний сформирован в процессе эпиплатформенной платобазальтовой активизации и является наложенным на структуры платформенного чехла. Все более ранние структурные ярусы изучены геологическими методами только в западной части листа, а также по разрезам двух глубоких скважин в восточной части листа в пределах Аянского свода. На большей части территории листа о структуре домезозойских структурно-вещественных комплексов (СВК) можно судить только по геофизическим данным. Наиболее четко прослеживаемые сейсмические границы в толще чехла отвечают кровле девонских, силурийских, ордовикских и вендских отложений; выделяются также отражающие поверхности в отложениях среднего и нижнего кембрия [287, 283, 339, 346]. Суммарная тектоническая структура домезозойского чехла может быть иллюстрирована геологической схемой на гипсометрическом уровне –3 км, исключаящей платобазальтовый покров (рис. 13).

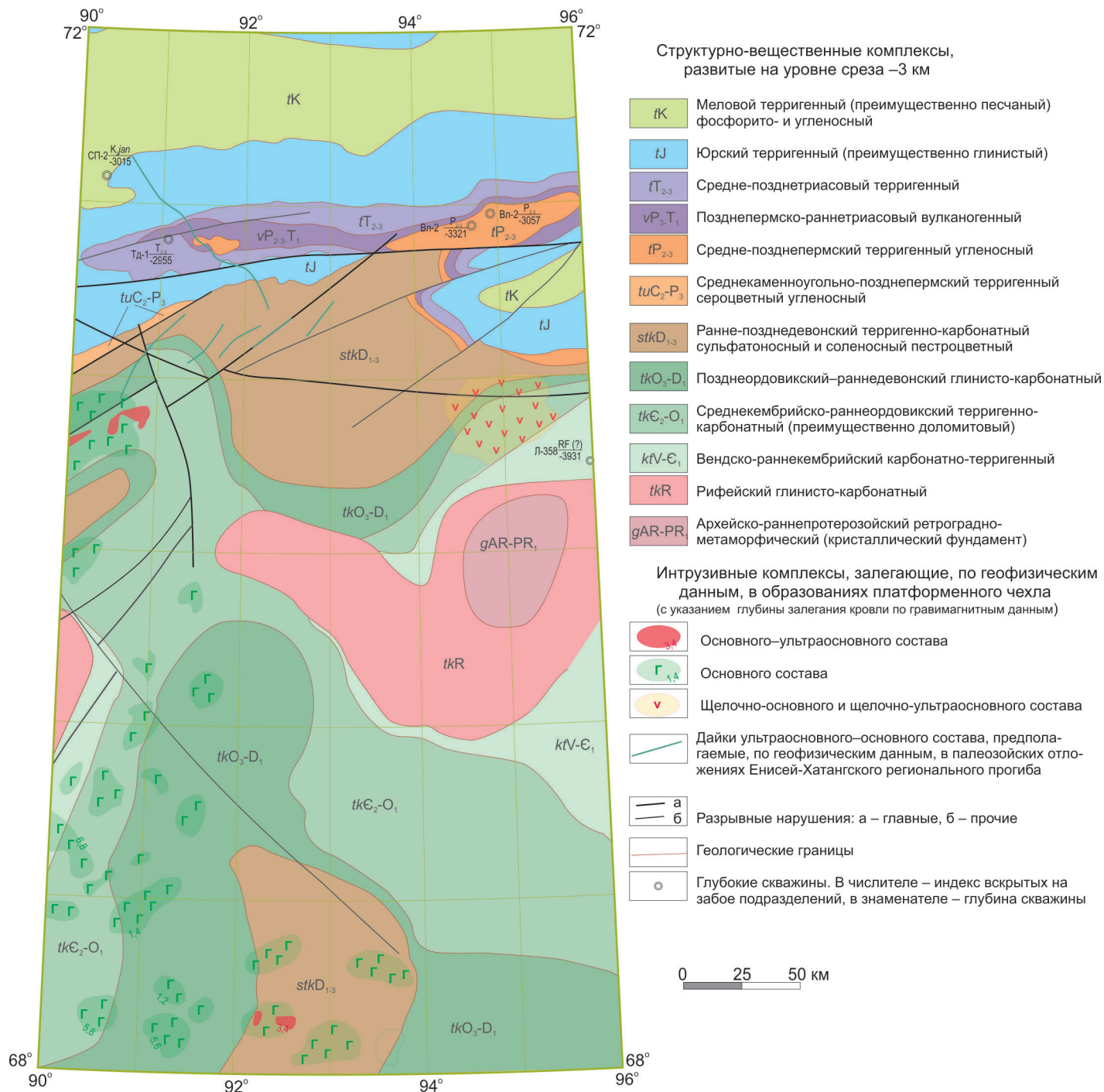


Рис. 13. Схема геологического строения листа R-46 на уровне среза –3 км. Построена с использованием данных структурно-геологической основы [339].

Рифейский структурный ярус (RF). Поскольку сейсморазведочными работами установлено наличие под вендско-нижнекембрийскими отложениями еще одной горизонтальнослоистой толщи, можно говорить о вероятном региональном распространении рифейского яруса, хотя и незначительной мощности. Сведения о составе и строении рифейского глинисто-карбонатного СФК вытекают из анализа данных по Игарско-Туруханскому и Норильскому районам, где линза рифейских карбонатно-терригенных отложений мощностью до 4 км выполняет субмеридиональную авлакогенную структуру [37, 67, 163, 357]. Ряд авторов полагает, что аналогичная субширотная структура (Курейский палеорифт) развивалась и в пределах континентального Ангаро-Тунгусского геоблока [27, 230, 289, 297]. Однако достаточных геологических, сейсмогеологических или иных аргументов в пользу этого предположения не приводится. Моделирование строения рифтогенного комплекса данного геоблока показывает [106, 285], что рифейские отложения на рассматриваемой территории листа характеризуются незначительной мощностью (менее 1 км) вплоть до полного выклинивания. Исходя из потери соответствующих сейсмических границ [346], минимальные мощности приходится на наиболее погруженные части подошвы платформенного чехла. Наиболее высокие гипсометрические отметки рифейских отложений имеют место на Аянском своде, включая Ондодоми-Аянский вал вплоть до зоны Кыстыктахского разлома на западе, где их кровля локально поднимается даже выше глубины 2 км. На северном склоне Аянского свода и вскрыт единственный известный разрез рифейских(?) отложений мощностью около 400 м (скв. Л-358), представленный доломитовой формацией, аналогичной по составу котуйканской свите западного склона Анабарского мегасвода. В Норильской СФЗ на этом уровне распространены преимущественно терригенные отложения (рыбининская свита).

Вендско-нижнепалеозойский структурный ярус (V-O₂), хотя и не выходит на дневную поверхность на территории листа R-46, но, по геофизическим данным, привязанным к единичным вскрывшим подошву силура скважинам в крайних западной и восточной частях территории, имеет сплошное распространение. В объеме осадочно-вулканогенного чехла платформы его доля превышает 50 %. Внутренними несогласиями ярус разделен на вендско-среднекембрийский и верхнекембрийско-нижнеордовикский подъярусы. Первый из них сложен карбонатно-терригенным, второй – терригенно-карбонатным (преимущественно доломитовым) осадочным СФК. Ряд формаций включает песчаниково-доломитовую, известняково-кремнисто-доломитовую и глинисто-известняковую, накапливавшиеся в мелководных морских и лагунно-морских обстановках.

Структурный план яруса реконструируется главным образом по положению сейсмических границ, отвечающих с некоторым отклонением подошве терригенных пород, по данным [339], (рис. 14) или кровле карбонатных отложений венда [111]. Большая часть территории относится к Курейской синеклизе, впервые выделенной П. Оффманом [172], – надпорядковой структуре, простирающейся далеко за западную и южную рамки листа. Рельеф кровли карбонатного венда в пределах синеклизы сильно расчленен. Наиболее выражен Ламско-Курейский мегапрогиб (структура I порядка) север-северо-

восточного простирания, занимающий площадь около 39 тыс. км² (по стратоизогипсе кровли венда –4900 м). Амплитуда прогиба достигает 5 км, а в наиболее прогнутых его частях – Верхнекулюмбинской и Восточно-Кетской впадинах III порядка – подошва венда предполагается на глубинах 9,5–10,5 км [325]. Борты мегапрогиба крутые, а днище имеет пологий рельеф.

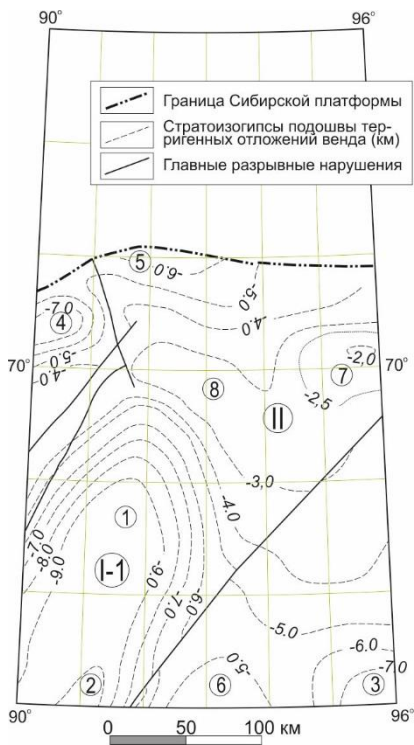


Рис. 14. Структурная схема венд-нижнепалеозойского структурного яруса по подошве терригенного венда.

Надпорядковые тектонические структуры: *I* – Курейская синеклиза, *II* – Анабарская антеклиза. Структуры I порядка: *I-1* – Ламско-Курейский мегапрогиб, *II-1* – Путоранский выступ. Структуры II и III порядка: *1* – Восточно-Кетская, *2* – Верхнекулюмбинская, *3* – Кочечумская, *4* – Хараелахско-Икэнская и *5* – Чопкинская впадины; *6* – Анамское и *7* – Ледянское поднятия; *8* – Ондодоми-Аянский вал.

Территория юго-восточного угла листа попадает в пределы Кочечумской впадины – структуры II порядка Туринской мегавпадины. По сравнению с Ламско-Курейским мегапрогибом Кочечумская впадина отличается пологими склонами, амплитуда которых не превышает 1000 м. Между двумя названными структурами расположено Анамское куполовидное поднятие, площадь которого (по стратоизогипсе –4700 м) составляет 7500 км², а амплитуда – около 700 м.

В западной прибортовой части Курейской синеклизы выделяется Турухано-Норильский мегавал, представленный на листе R-46 своим восточным за-

мыканием шириной не более 20 км – Рыбнинским куполовидным поднятием. Поднятие, оконтуренное по стратоизогипсе –2500 м и достигающее по амплитуде 1500 м, нарушено разломами северо-восточной и близмеридиональной ориентировки, а также малоамплитудными надвигами, аллохтоны которых перемещались с северо-запада на юго-восток. Крылья свода, сложенные породами верхнего кембрия, ордовика и силура, имеют наклон до 15°.

Северо-западнее мегавала выделена еще одна отрицательная структура II порядка – Хараелахско-Икэнская впадина, вытянутая по изогипсе –6000 м в северо-восточном направлении. Она охватывает площадь около 2000 км², ее амплитуда составляет около 700 м.

За пределами мегапрогибов подошва кембрия залегает на глубинах 4–4,5 км [221], однако на Аянском своде фундамента поднимается выше 3 км. По сейсмическим данным, эта площадь относится к крупнейшей положительной надпорядковой структуре – Анабарской антеклизе, узкий Аянский выступ которой глубоко вдается в Курейскую синеклизу почти до Имангда-Летнинской зоны разломов [111]. Подошва его проводится по изогипсе –2900 м, амплитуда превышает 1100 м. Выступ сильно нарушен разломами северо-восточного и северо-западного простираний. В его пределах выделяются положительные структуры II порядка – Ледянское поднятие и Ондодоми-Аянский вал, вытянутый в запад-северо-западном направлении. Амплитуды этих пологих структур не превышают 300–700 м.

На северном склоне Ледянского поднятия находится единственный разрез, вскрывший описываемый ярус на территории листа R-46 (скв. Л-358). В основании нижнего СФК здесь залегает пестроцветная карбонатно-терригенная формация (константиновская толща), фиксирующая резкую перестройку структурного плана на рубеже рифея и венда. В целом в составе как нижнего, так и верхнего СФК существенно доминируют доломиты при резко подчиненной роли других карбонатных и терригенных пород. Мощность яруса составляет 2200 м, а его кровля находится на отметке –1280 м. По профилю от скв. Л-2 (на р. Хибарба за восточной кромкой листа) к скв. Л-358 наблюдается погружение структурных ярусов на север, осложненное поднятием с амплитудой до 200 м в приустьевой части р. Аян. Погружение по подошве девона, силура и ордовика составляет около 300 м, а по отражающему горизонту в нижней части кембрия (или в верхах венда) – не более 200 м. Кристаллический фундамент в рассматриваемом районе погружается на юг [280], что возможно при увеличении в том же направлении мощности рифея.

Максимальные мощности рассматриваемого яруса (до 4 км) предполагаются в Ламско-Хантайском мегапрогибе; в небольших депрессиях они существенно меньше: например, в Хараелахско-Икэнской впадине – не более 1300 м [343]. Нижний (венд-нижнекембрийский) СФК, вероятно, и вовсе выпадает из разреза по периферии Ондодоми-Аянского вала (рис. 13).

Среднепалеозойский структурный ярус (O₃-D₃) вскрыт многими скважинами на западе и востоке территории листа. По объему его роль в составе чехла платформ не превышает 10 %. Он включает два структурно-формационных комплекса: позднеордовикско-раннедевонский глинисто-карбонатный и ранне-позднедевонский терригенно-карбонатный сульфатоносный и соленосный пестроцветный (рис. 13). Первый отвечает трансгрессивной и

инундационной стадиям развития платформы, второй – накоплению формаций преимущественно регрессивной и эмерсивной стадий [37, 135]. Ряд формаций первого этапа (обширной эпиконтинентальной трансгрессии) включает формации терригенные сероцветные и карбонатно-терригенные (преимущественно глинисто-известняковые и рифовые) пестроцветные ранних стадий и развитые на ограниченных площадях сульфатно-карбонатные (зубовская свита) поздних стадий. Второму этапу отвечает ряд карбонатных и сульфатно-карбонатных формаций с доминированием известняково-доломитовой на всех стадиях [135]. В пределах яруса выделяют несколько крупных перерывов (предраннедевонский, раннеэйфельский, предпозднедевонский).

Среднепалеозойский структурный ярус повсеместно залегает на гипсометрических уровнях не выше минус 3 км и, как и нижележащий ярус, достигает максимальной мощности в пределах надпорядковой отрицательной структуры – Курейской синеклизы, ось которой ориентирована в целом в северо-западном направлении – так же, как и наклон шарнира по большей части границ раздела.

Как и в других домезозойских структурных ярусах, по внутреннему строению и набору формаций выделяются Игарско-Норильская (Приенисейская) и Ленско-Котуйская СФО. Первая отличается наибольшей мощностью отложений, их лучшей палеонтологической охарактеризованностью, а также соленосностью ряда горизонтов. Здесь наблюдается развитие относительно небольших антиклинальных структур, существенно различающихся по размерам, морфологии и амплитуде. Наиболее выраженными из них являются Рыбнинское поднятие и Самоедский вал, где образования яруса выведены на дочетвертичный срез. В Кыстыктахском поднятии и на Хантайском структурном мысу верхнесилурийские отложения залегают на глубинах порядка 1,5 км. Из отрицательных структур выделяется Норильско-Хараелахский прогиб, в восточной части которого (на территории листа R-46) отражающий горизонт в верхах силура фиксируется на глубине 3–3,2 км [339], а кровля девона, по данным бурения, залегает на глубине до 2,8–2,9 км. Исходя из этих данных, следует констатировать существенную редукцию девонских отложений здесь по сравнению с более западными частями прогиба, где мощность девона оценивается в 1000 м [53]. Соответственно, в девонское время на месте этой депрессии, скорее всего, существовало поднятие (Арылахская гряда [37]). В западной части прогиба также установлено, что по отношению к нижнепалеозойской (Є–О) депрессии девонский прогиб занимает дискордантное положение и является, таким образом, наложенным.

Формационные комплексы среднепалеозойского структурного этажа в пределах Норильско-Хараелахской зоны существенно дислоцированы, что проявлено как на Рыбнинском, так и на Самоедском валу. На юго-восточном борту последнего углы падения девонских пород достигают 30°. По данным бурения на Самоедском валу и Кыстыктахском поднятии местами устанавливается надвиговое залегание девонских образований с северным падением плоскостей сместителей.

Мощность структурного яруса в Норильской СФЗ достигает 1200–1500 м, из них 70–80 % приходятся на девонские отложения.

Аян-Верхнекотуйская СФЗ может быть обоснованно выделена лишь начиная с нижнего девона. Более ранние среднепалеозойские отложения относятся к тому же седиментационному бассейну, что и в западной части листа, и представлены сопоставимыми по мощности с Норильской СФЗ глинисто-известняковой и сульфатно-карбонатной (преимущественно доломитовой) формациями [135].

Образования ранне-позднедевонского этапа в Аян-Верхнекотуйской СФЗ отличаются существенно сокращенными мощностями, множеством перерывов и размывов, преобладанием лагунных и мелководных фаций с отсутствием грубообломочного материала, увеличением роли терригенной составляющей и резким уменьшением сульфатоносности и солёности. По сравнению с Норильской зоной (Приенисейской) формационный ряд редуцирован и включает последовательно лишь сульфатно-карбонатную (мантуровская свита) и известняково-доломитовую (каларгонская свита) формации резко сокращенной мощности. Суммарная мощность девона в разрезах скважин Л-3 и Л-358 не превышает 250 м.

Структурный рисунок среднепалеозойского яруса в восточной части листа отличается отсутствием выраженных пликтивных структур высших порядков, так же как и крупных дизъюнктивных нарушений. Вся территория его развития относится к западному пологому склону обширного Путоранского выступа площадью около 50 000 км² с углами наклона поверхностей раздела не более 2–3°.

Субмеридиональная область, разделяющая Путоранский выступ и зону поднятий и впадин в краевой части Норильской СФЗ, относится к наиболее прогнутой части Курейской синеклизы. Ее строение реконструируется только по геофизическим данным. Кровля верхнего силура опущена здесь до глубин 3,3 км в Ламско-Дюпкунском мегапрогибе (Нижнетунгусском по данным [317]), ось которого по сравнению с вендско-нижнепалеозойским Ламско-Курейским мегапрогибом смещена к востоку, а ее ориентировка меняется с юго-восточной близ северного замыкания структуры до субмеридиональной и юг-юго-западной у южного края листа. Область максимального прогибания на территории листа расположена в районе оз. Дюпкун (рис. 13). Мощность среднепалеозойских отложений здесь может быть оценена в 1,5–2 км. Линейная область максимального развития соленосных отложений в составе девонского СФК приурочена к западному борту мегапрогиба и ориентирована вдоль юго-восточного края Хантайско-Рыбнинского мегавала. Это позволяет предположить связь соленакпления с зонами глубинных разломов, поступление глубинных растворов вдоль которых обеспечивало необходимые концентрации солей в локальных бассейнах [224]. Максимальная мощность девонских отложений между озерами Кета и Глубокое достигает 1400 м.

Погруженная часть Курейской синеклизы прослеживается на север, где выделяется Чопкинский структурный залив [146], в пределах которого кровля верхнего силура опущена до 2,4–2,5 км, а эрозионная поверхность девонских отложений залегает на глубине 1,2–1,3 км. Он сочленяется с Ламско-Дюпкунским мегапрогибом по широкой седловине с отметками кровли силура около 2 км в районе верховьев р. Микчангда. В северном направлении рассматриваемая субмеридиональная депрессия (иногда именуемая Курейско-

Хетской мегавпадиной) в среднепалеозойских отложениях погружается под мезозойские осадки Енисей-Хатангского прогиба. По сравнению с вендско-нижнепалеозойским в среднепалеозойском ярусе чаще наблюдаются локальные осложнения структур в связи с неравномерным насыщением разреза трапповыми интрузиями, дизъюнктивами, постседиментационными раздувами мощностей соленосных пород.

Верхнепалеозойский структурный ярус (C_2-P_3) образован континентальной угленосной терригенной лимно-паралической формацией, залегающей на эродированной поверхности разновозрастных СФК, слагающих погребенную Курейскую синеклизу. Ярус изучен по разрезам скважин в западной части рассматриваемой территории. Базальные слои угленосной формации трансгрессивно залегают со стратиграфическим, а местами и с угловым несогласием на различных горизонтах палеозоя. Как правило, угленакопление происходило в конседиментационных прогибах, разделенных поднятиями, где формация представлена сокращенным разрезом (Хантайско-Рыбнинский мегавал).

Формированию верхнепалеозойского яруса предшествовала перестройка структурного плана, выразившаяся в заложении крупнейшей платформенной структуры – Тунгусской синеклизы. Ее современный план определяется строением перекрывающего верхнепермско-нижнетриасового вулканогенного структурного яруса и связан с тектоно-магматической активизацией на рубеже перми и триаса. Мощности же верхнепалеозойской угленосной терригенной формации достаточно выдержанны в западной прибортовой части Тунгусской синеклизы, варьируя обычно в пределах 175–450 м и в целом возрастая к югу. Соответственно, гипсометрия яруса подчиняется сформированным в предшествующие эпохи структурам, среди которых выделяются Ламско-Дюпкунский мегапрогиб и Норильско-Хараелахский прогиб. В центральной части синеклизы предполагается существование Путоранского поднятия [221], выраженного и в плане перекрывающей вулканогенной толщи.

Из анализа мощностей верхнепалеозойских отложений следует, что внутренняя структура яруса в пределах Норильско-Хараелахского прогиба не совпадает с таковой как для подстилающего среднепалеозойского, так и перекрывающего верхнепермско-нижнетриасового ярусов. Наиболее погруженная часть в современной структуре (Хараелахско-Икэнская впадина) смещена к востоку. На северном склоне Хараелахского плато верхнепалеозойский структурный ярус приподнят по сравнению с центральными районами плато, обозначая вместе со среднепалеозойским ярусом субширотный Самоедский вал, сильно подвергшийся разрывным нарушениям.

В восточной части Тунгусской синеклизы подошва яруса погружается на север и залегает на абс. отм. от –150 (скв. Л-2) до –600 м (скв. Л-358). В районе слияния рек Аян и Аякли погружение осложнено куполовидным поднятием с амплитудой около 200 м, нарушенным небольшим клиновидным грабеном [221].

Максимальная мощность верхнепалеозойских отложений, слагающих ярус на западе Тунгусской синеклизы (Ламско-Дюпкунский мегапрогиб), как и в Норильско-Хараелахском прогибе, достигает 450 м, на востоке не превышает 250 м.

Верхнепермско-нижнетриасовый структурный ярус (P₃-T₁) образован мощной платобазальтовой толщей, в составе которой участвуют вулканы толеит-базальтовой, а в резко подчиненном количестве – пикрит-базальтовой, трахибазальтовой и туфово-агломератовой формаций [36, 37]; объем вулканогенной толщи в пределах Сибирской платформы оценивается в 4 млн км³ [141]. Большинство исследователей рассматривало данный ярус в качестве закономерного продукта позднепалеозойско-раннемезозойского регрессивно-эмерсивного цикла, начавшегося в среднем карбоне [37]. Собственно говоря, как раз этим и объясняется рассмотрение вулканогенной толщи в рамках именно Тунгусской синеклизы, оформление которой относят к каменноугольной эпохе. Важнейшим фактором объединения среднекаменноугольно-верхнепермской формации и вулканогенной толщи в объеме единого структурно-формационного яруса является отсутствие значимого перерыва между терригенными отложениями дегалинской (или амбарнинской) свиты и нижней (ивакинской) свитой вулканогенной толщи. Однако при всей унаследованности многих структур позднепермско-раннетриасового и предшествующих этапов совершенно очевидно, что формирование уникальной по объему платобазальтовой формации обусловлено спецификой развития территории, требующей выделения данной толщи в качестве не просто отдельного структурно-формационного комплекса (СФК), но и самостоятельного структурного яруса. Сопоставление структурных схем платобазальтового СФК и распределения суммарных мощностей венд-палеозойских формаций (рис. 15) показывает существенные отличия между их структурными планами.

В целом Среднесибирская вулканическая область наложена на полициклические структуры (Норильско-Харалахский прогиб, Хантайско-Рыбнинское поднятие, Тунгусская синеклиза) предшествующих этапов развития. На севере она погружается под чехол Енисей-Хатангского регионального прогиба, в пределах которого характер распространения вулканической толщи остается неясным. Исходя из выдержанности горизонтов, пачек и отдельных покровов базальтов на больших расстояниях (до 300 км и более), отсутствия следов крупных размывов, многочисленных прослоев вулканогенно-осадочных пород в верхних элементах циклов, тяготеющих к периферии области массовых трещинных излияний, вулканогенная толща формировалась в условиях компенсированного погружения [221, 230].

Характерными особенностями рассматриваемого вулканогенного СФК являются:

- существенное преобладание эффузивных фаций над эксплозивными (средний коэффициент эксплозивности составляет 4–6 %);

- резкое доминирование продуктов толеит-базальтовой формации при появлении на отдельных частях разреза представителей пикрит-базальтовой, трахибазальтовой и туфо-агломератовой (пирокластической) формаций [36, 37], которые тяготеют к нижней части СФК («дифференцированной серии»);

- 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.

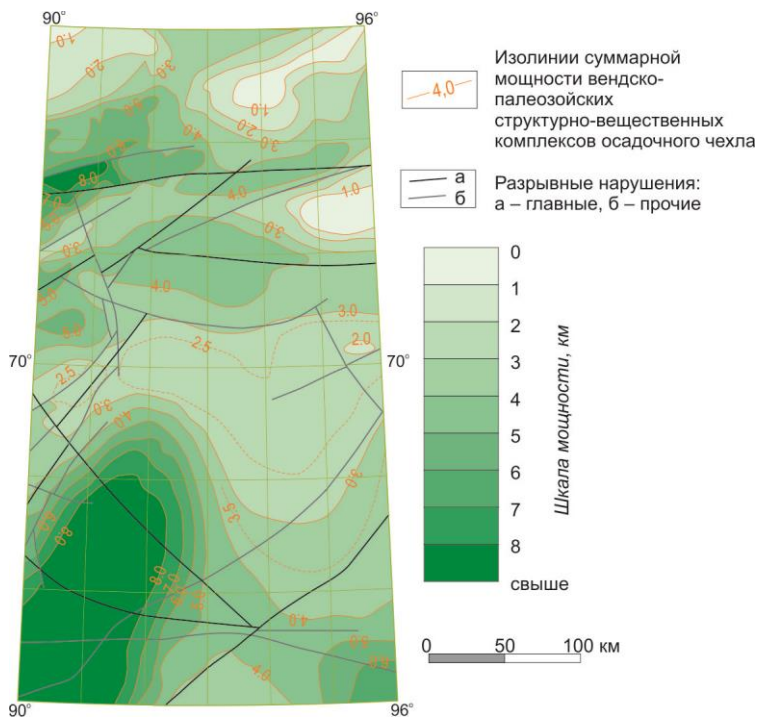


Рис. 15. Схема суммарной мощности венд-палеозойских структурных ярусов.

Последняя состоит из двух петрохимически четко различных частей (см. гл. «Стратиграфия»). Нижняя, развитая лишь в Норильско-Хараелахском прогибе и прилегающей части Тунгусской синеклизы, сложена т. н. «дифференцированной серией лав», включающей контрастные дифференциаты – от умереннощелочных до базит-ультрабазитовых. Верхняя (путоранская серия) сложена однообразными породами толеит-базальтовой формации, распространенными в пределах максимального ареала магматизма. По сравнению с дифференцированной путоранская серия отличается значительно меньшими вариациями мощностей стратиграфических единиц, т. е. более равномерным их распределением по площади.

По особенностям внутреннего строения и состава вулканогенной толщи выделяются две структурно-формационные области: Турухано-Норильская, представленная периферической юго-восточной частью, и Анабаро-Тунгусская, которой отвечает на рассматриваемой территории Тунгусская синеклиза (амфиклиза).

К первой относится главным образом Норильско-Хараелахский прогиб на западе, наследующий одноименный прогиб более ранних циклов развития. В представленной части Норильско-Хараелахской СФЗ вулканогенный СФК отличается: наибольшей мощностью (до 3200 м); наиболее полным разрезом; максимальным разнообразием продуктов магматизма; максимальным распространением т. н. «дифференцированной серии» вулканитов, которая присутствует и в западной прибортовой части Тунгусской синеклизы, но быстро

выклинивается на восток; широким распространением базитовых, реже ультрабазит-базитовых интрузивных тел трахидолеритовой, оливинит-габбровой и толеит-долеритовой формаций, локализующихся на разных уровнях разреза от нижнего девона до верхов вулканогенной толщи.

В Тунгусской синеклизе вулканогенный СФК формирует ряд пологих (с углами наклона слоев менее $1-3^\circ$) отрицательных структур I порядка амплитудой не более 600–800 м (Ламско-Хантайский мегапрогиб, Дюпкунская и Большеавамская впадины). Более детально они охарактеризованы в разделе, посвященном характеристике Тунгусской синеклизы. Вулканическая толща отличается здесь значительно меньшей мощностью (до 1500–2000 м); отсутствием (кроме прилегающей к Имангда-Летнинской шовной зоне западной периферии) дифференцированной серии лав; более поздним началом масштабных излияний; максимально выраженным ареальным характером магматизма; слабой дифференцированностью магматических образований, представленных почти исключительно базальтоидами и долеритами нормального ряда; очень слабой дислоцированностью вулканитов.

Перечисленные выше верхнепермско-нижнетриасовые структуры сформировались в результате последовательного развития вулcano-тектонических процессов (см. гл. «История геологического развития»). Как и в нижележащих структурных ярусах, наблюдается определенное несовпадение палеоструктур и структур, образовавшихся в конце каждого из этапов развития, отвечающих тутончанскому, двурогинскому и пугоранскому временам. Однако принципиальный структурный план вулканогенной толщи сохранился на протяжении всего этапа формирования платобазальтового СФК.

Помимо вышерассмотренных плитных структурно-формационных комплексов, слагающих вертикальную последовательность осадочно-вулканогенного чехла Сибирской платформы, на рассматриваемой территории отмечен верхнемезозойско-нижнекайнозойский (юрско-палеогеновый) структурный ярус, представляющий собой осадочное выполнение Енисей-Хатангского регионального прогиба и рассматривающийся многими исследователями как эпирифтогенный, а не плитный [230, 231 и др.]. Поскольку его внутренняя структура определяется тектоническим развитием Енисей-Хатангского прогиба, он рассматривается в соответствующем разделе (см. ниже).

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Главные тектонические морфоструктуры, наблюдаемые в современном структурном плане, являются разновозрастными, 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 надпорядковые структуры – Игарско-Норильская пологоскладчатая система рифейского заложения и позднемезозойско-раннемезозойская Тунгусская синеклиза. Последняя соответствует Пугоранскому и Северо-Тунгусскому стабильным мегаблокам раннедокем-

брийского кратона, а Игарско-Норильская система – мобильной краевой части платформы (Приенисейскому мегаблоку). Развитый в осевой части последней Норильско-Хараелахский прогиб [142] и расположенные на его продолжении вулканические депрессии (Большеавамская и др.), трассирующие северную периферию Сибирской платформы, часто выделяют в качестве Норильско-Дельканского рифтогенного прогиба [10, 37, 135 и др.]. В данном регионе это – одна из наиболее молодых тектонических структур, заложение которой относится к концу раннего триаса.

Тунгусской синеклизе в современной структуре в целом соответствует сводовое поднятие плато Путорана, Игарско-Норильской системе – Хараелахское плато. Границей названных надпорядковых тектонических структур служит Имангда-Летнинская шовная зона, прослеженная в север-северо-восточном направлении через всю территорию листа. Под названием Приенисейского или Саяно-Енисейского разлома она была выделена по геофизическим данным Н. Н. Дашкевичем, В. И. Витязем и В. И. Яскевичем [78] как возникшая еще в дорифейское время структура, ограничивающая байкалиды с востока. В процессе геологосъемочных работ она изучена на всем протяжении и подтверждена всеми геолого-геофизическими данными как граница блоков земной коры различного состава, возраста, мощности и строения, сопровождающаяся резким изменением глубины кристаллического фундамента и изменением его внутренней структуры.

Северную треть территории листа (Северо-Сибирскую низменность) занимает Енисей-Хатангский региональный прогиб, 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 Енисей-Котуйской системе разломов.

Принципиально иная тектоническая модель северо-западной части Сибирской платформы предложена в последнее время в результате использования технологии СГММ (сейсмогравимагнитное моделирование) в целях регионального прогноза нефтегазоносности [104]. В рельефе палеозойских структурных ярусов выделена Норильская седловина размером 550–650 × 350–450 км, разделяющая Енисей-Хатангский прогиб и Курейскую синеклизу и состоящая из трех субпараллельных цепей положительных структур (Северо-, Центрально- и Южно-Норильская субширотные гряды, разделенные Богатырским и Большеозерским мегапрогибами). Согласно этой модели, домезозойский этаж северной части Сибирской платформы состоит из закономерного чередования вытянутых в субширотном направлении поднятий и впадин. Ввиду недостаточной разработанности и обоснованности данной модели тектоническая структура региона рассматривается на основе традиционных представлений.

Игарско-Норильская пологоскладчатая система

Мобильная тектоническая структура, формирующая северо-западную краевую часть Сибирской платформы, выделялась различными исследователями в

разных границах и с различными наименованиями, отражающими ту или иную геотектоническую концепцию. В данной работе она названа вслед за [191] Игарско-Норильской пологоскладчатой системой (ИНПСС), интерпретируемой как палеорифтогенный прогиб циклического развития [27]. На территории листа R-46 эта структура представлена своим северо-восточным замыканием, где характерные черты, отличающие ее от стабильного платформенного геоблока (Ангаро-Тунгусского), проявлены не столь контрастно, как на сопредельных с запада площадях. Она представляет собой сегмент земной коры, отличающийся от типоморфных платформенных доменов повышенной подвижностью на протяжении всей истории развития. Для ИНПСС характерны: повышенные амплитуды прогибания кровли фундамента; высокие мощности осадочно-вулканогенного чехла; высокая плотность разрывных нарушений; повышенная мощность нижнекорового слоя по сравнению с верхнекоровым; появление аномального коро-мантийного слоя; высокая проницаемость коры, обусловившая подъем значительного объема мантийного вещества; наличие надрифтовой впадины и мантийных разломов, ограничивающих аномальную область по всей мощности земной коры и часто располагающихся в стволовой зоне; наличие широкого гравитационного максимума. Все эти черты глубинного строения характерны для древних рифтогенных структур [27]. На изучаемой территории она включает в себя каменноугольно-триасовый Норильско-Хараелахский прогиб (восточное окончание) и обрамляющие его пликвативно-надвиговые структуры – Самоедский вал и Хантайско-Рыбнинское поднятие (верхневендско-девонская зона складок). На границе поднятий и Норильско-Хараелахского прогиба широко развиты разрывные нарушения высоких порядков (надвиги, сбросы и взбросо-сдвиги) северо-западного, реже северо-восточного простираний. Границами ИНПСС служат транскоровые разрывные зоны (Северо-Хараелахская, Кыстыктахская, Имангда-Летнинская).

В эволюции Игарско-Норильской палеорифтогенной структуры выделяют три цикла: протерозойский (заложение структуры), девонский (регенерация) и позднепермский–раннетриасовый (активный рифтогенез). Ряд исследователей в качестве заложенных в течение последнего цикла ветвей Игарско-Норильской системы выделяет не только Большеавамскую, но также и Дюпкунскую палеорифтогенную систему, осевая зона которой проходит в субширотном направлении по широте оз. Хантайское [37, 136, 230].

Норильско-Хараелахский прогиб на территории листа сложен среднеордовикско-верхнедевонским терригенно-карбонатным сульфатоносным пологоскладчатым СВК, который перекрыт со стратиграфическим несогласием среднекаменноугольно-верхнепермским сероцветным угленосным и верхнепермско-триасовым вулканогенным СВК. Все названные комплексы содержат многочисленные интрузии позднепермского и раннетриасового возраста, относящиеся к трахидолеритовой, оливинит-габбровой и толеит-долеритовой формациям. По сравнению с центральной частью прогиба в его восточном окончании осевые зоны палеозойских отрицательных структур в большей степени наследуются наложенными структурами этапа активного рифтогенеза. Гипсометрические отметки кровли среднеордовикско-верхнедевонского СВК и подошвы вулканогенной толщи обнаруживают прямую корреляцию,

указывая на выдержанную мощность залегающего между ними среднекаменноугольно-верхнепермского комплекса (тунгусской серии) и сходство закономерностей распространения всех трех названных СВК.

На северном борту прогиба углы погружения кровли девона составляют 20–30° и более (так, на 1200-метровом расстоянии между скважинами АР-101 и АР-123 она погружается с отметки –71 до –596 м). К северу от Северо-Хараелахского разлома наиболее древние структуры Норильско-Хараелахского прогиба участвуют в строении фундамента Енисей-Хатангского регионального прогиба.

К позднему этапу относится формирование наложенных мульдообразных депрессий, отличающихся максимальной амплитудой прогибания. На территории листа R-46 расположена самая восточная Икэнская мульда длиной 55–60 км и шириной до 50 км (по стратоизогипсе подошвы вулканогенного комплекса –1200 м). Восточный борт ее срезан Кыстыктахской разрывной зоной. Мульда выполнена разнообразными вулканогенными породами трахибазальтовой, пикрит-базальтовой и толеит-базальтовой формаций, суммарная мощность которых достигает, вероятно, 3000–3200 м (примерно на 400 м меньше, чем в Хараелахской мульде) [193]. Западная ее часть простирается за пределы листа. На северо-западном борту подошва вулканогенного комплекса падает к оси мульды относительно круто (до 20–25°), аналогично кровле девона, но юго-восточный борт значительно более пологий (не более 10°). В ее центральной части наблюдаются пологие падения пород (1–3°). Икэнская мульда осложнена системой трещин и разломов сбросового и сбросо-сдвигового типов преимущественно северо-западного простирания, однако смещения по этим разрывам не превышают 100–200 м. Кроме того, депрессия пересечена дизъюнктивной зоной северо-восточного простирания (параллельно структурам Имангда-Летнинской зоны) – Абагалахским (Нералахским) разломом, в которой имеет место концентрация дайковых тел далдыканского комплекса.

Хантайско-Рыбнинское поднятие (мегавал) – конседиментационная структура длительного развития северо-восточного (50–60°) простирания, отделяющая Норильско-Хараелахский прогиб от структур западного борта Ангаро-Тунгусского стабильного геоблока, тектонический план которого изменялся в течение палеозойских этапов эволюции. Кристаллический фундамент в пределах мегавала находится на глубинах 7–8 км, но поверхность складчатого фундамента, по данным Г. Ремпеля, – не глубже 2–4 км [344]. На рассматриваемой территории (в бассейне р. Микчангда и на северном берегу оз. Лама) наблюдается восточное периклинальное замыкание мегавала (Рыбнинское поднятие) шириной до 40–45 км, в пределах которого по кровле нижнего девона выделяются пологие Микчангдинская и Кыгамская антиклинали [344], разделенные Нералахской флексурной зоной (грабен-синклиналью) [345]. В более южной части поднятия выделяется также Верхнехантайская антиклиналь. Восточной границей Хантайско-Рыбнинского поднятия является зона Кета-Ирбэнского разлома.

Рыбнинское поднятие сложено силурийско-девонским пологоскладчатым СВК. Шарнир его погружается под углами 2–4° в северо-восточном направлении под среднекаменноугольно-верхнепермский терригенный комплекс и вулканогенную толщу. Протяженность поднятия на территории листа R-46 не

превышает 25 км, а максимальная амплитуда (по подошве зубовской свиты) составляет не более 1,4 км для Микчангдинской антиклинали и менее 1 км – для Кыгамской. Далее на северо-восток по направлению к зоне Кыстыктахского разлома антиклинальная структура фиксируется только в нижней части вулканогенной толщи. Мощность перекрывающих отложений резко возрастает на бортах по направлению к обрамляющим прогибам. Судя по размыву не только верхнедевонских, но и среднедевонских и даже курейских отложений, тектоническая активность имела место до раннего–среднего карбона. Углы падения пород в своде поднятия составляют 3–5°, на крыльях – 7–15°. На территории листа представлен лишь восточный борт структуры, осложненный серией ступенчатых сбросо-сдвигов и надвигов зоны Нералахско-го глубинного разлома с амплитудой до сотен метров.

Как и Самоедский вал, Рыбнинское поднятие отличается весьма высокой плотностью разрывных нарушений, особенно в пределах Имангда-Летнинской зоны, которая, по существу, трассирует осевую часть поднятия. Эта зона представляет собой серию субпараллельных ступенчатых сбросов с опущенными юго-восточными крыльями и амплитудой до 150 м. Антиклинальная структура здесь разбита на ряд узких конформных блоков с резко варьирующими гипсометрическими отметками стратиграфических границ; в одном из блоков в сводовой части поднятия базальты туклонской свиты залегают непосредственно на тунгусской серии.

Самоедский вал северо-восточного простираения ограничивает Икэнскую мульду с северо-запада. Он сложен девонскими терригенно-сульфатно-карбонатными породами и осложнен погребенной зоной Северо-Хараелахского разлома. Относительно одноименного (а также называемого иногда Икэнским) поднятия в рельефе кровли кристаллического фундамента ось палеозойского вала смещена на юго-запад; ширина его составляет 8–16 км по различным горизонтам, амплитуда – до 1 км. Сейсмическими методами в современной структуре вала прослеживается несовпадение его сводовых частей по отражающим горизонтам в кембрийских и верхнепалеозойских отложениях [346]. Юго-восточное крыло структуры крутое (до 10–30°) и насыщено субпластовыми интрузиями трахидолеритовой и толеит-долеритовой формаций, составляющих до 20–35 % разреза девонских и среднекаменноугольно-верхнепермских отложений. Строение северо-западного крыла, перекрытого мезозойскими осадками Енисей-Хатангского прогиба, не установлено.

Тунгусская синеклиза

Под этим термином большинством исследователей выделяется провинция сплошного развития базальтовых покровов и подстилающих угленосно-терригенных отложений на северо-западе Сибирской платформы, отличающаяся типичными 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-триасового структурного яруса (мегакомплекса) [27, 37, 146]. В то же время беспрецедентность для континентальных обстановок излияния столь огромного объема магматического материала (более 4 млн км³ [141]) обусловила выдвижение и развитие альтернативной точки зрения, предполагавшей наложенный характер образованной вулканогенной толщей структуры (Среднесибирской вулканической области). Впервые она предложена П. Е. Оффманом [172], считавшим, что вулканические депрессии имеют наложенный характер (за счет проседания коры над разгружающимися магматическими очагами) и образовались на эрозионной поверхности более древних пликативных структур, унаследованно развивавшихся с протерозоя до конца палеозоя. Многими исследователями отмечалось несовпадение структурных планов вулканогенной толщи и верхнепалеозойских терригенных комплексов [147, 288 и др.] – как, впрочем, и некоторые аналогичные несоответствия для различных уровней вулканогенного разреза. В соответствии с таким подходом М. В. Муратов [162] предложил называть тектонические структуры базальтовых плато амфиклизами.

Неоднозначность трактовки заставляет рассматривать верхнепермско-нижнетриасовые вулканогенные образования в качестве самостоятельного структурного яруса, оставив традиционное наименование области их развития «Тунгусская синеклиза».

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 (рис. 13). 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. Основные структуры более высокого порядка морфологически незначительно отличаются от описанных для нижележащих комплексов. Таковы Ламско-Хантайский прогиб, Путоранский полусвод, Большеавамская впадина (соответствующая в общих чертах Чопкинскому структурному заливу), Кыстыктахское поднятие.

В современном плане Сибирской платформы Тунгусская синеклиза представляет собой сложную асимметричную структуру [180, 237] с крутым западным и пологим восточным бортами. На западе она ограничена Кета-Ирбэнской и Кыстыктахской зонами глубинных разломов, на севере погружается под осадочный покров Енисей-Хатангского прогиба. Типичные для Сибирской платформы характеры магнитного и гравитационного полей сохраняются в общих чертах до зоны Енисей-Хатангского разлома. Структуры синеклизы простираются далеко на восток и юг за рамки листа R-46. Относительная высота как восточного, так и западного бортов синеклизы над ее дном – 1000–1600 м, однако градиенты наклона составляют 4,8–7,2 и 16–30 м/км соответственно, что отражает контрастность примыкающих поднятий (Анабарской антеклизы и Хантайско-Рыбнинского мегавала). Абсолютные отметки подошвы вулканогенного комплекса не опускаются ниже минус 1000–1200 м, т. е. аплитуда структуры в 2 раза меньше, чем Норильско-Хараелахского прогиба.

Как упомянуто выше, Тунгусская синеклиза на рассматриваемой территории наследует Путоранский мегаблок фундамента эпикарельской платформы. По сравнению с Игарско-Норильской палеорифтогенной системой, помимо иного глубинного строения земной коры, она отличается существенно меньшей плотностью разрывных нарушений, развитием пологих пликативных структур относительно небольшой амплитуды, значительно сокращенной мощностью вулканогенных образований, быстрым выклиниванием на западном борту базальтоидов дифференцированной серии и их замещением эксплозивными фациями (правобоярской свитой).

Наиболее густая сеть дизъюнктивных дислокаций фиксируется в западной прибортовой части синеклизы, примыкающей к Имангда-Летнинской шовной зоне, где выделяются как продольные разрывы, субпараллельные этой зоне и, по сути, являющиеся ее компонентами (Кета-Ирбэнский, Ондодоминский, Галельский, Нирунгдинский и др.), так и поперечные от северо-западного до субширотного простирания, нарушающие обычно более раннюю систему северо-восточных сбросо-сдвиговых дислокаций (Верхнемикчангдинский, Бучарамский, Глубокоозерский, Кетский и другие разломы). Аналогичную последним позицию занимает и Кочечумская разрывная зона, прослеживаемая почти через всю территорию от осевой части Большеавамской к Кочечумской впадине за пределами листа.

Другая зона повышенной плотности дизъюнктивов в южной части листа имеет субширотное простирание и связана с Хантайским транскоровым разломом, фиксирующим, по мнению ряда исследователей [136, 230, 343], осевую зону реактивированной в раннетриасовое время рифтогенной структуры (Курейской для ранних этапов развития и Дюпкунской – для раннетриасового этапа), выделенной Н. М. Чернышевым [357] по данным ГСЗ. Эта зона соответствует Курейско-Котуйской межблоковой зоне в кристаллическом фундаменте [51] и отличается максимальной для Тунгусской синеклизы насыщенностью базитовыми интрузиями, которые предполагаются в комплексах осадочного чехла на глубинах 2–6 км [230]. В структуре вулканогенного СФК Курейско-Котуйской зоне соответствует Дюпкунская впадина (Курейско-Горбиачинский прогиб по данным [230]). Субширотная структура сечется субпараллельными эшелонированными сбросо-сдвигами глубокого заложения, из которых наиболее масштабными являются Кулюмбинский, Горбиачинский и Курейский разломы, частично залеченные дайками толеит-долеритовой формации. Первый из них прослеживается на северо-восток, где смыкается с зоной Хантайско-Романихинского разлома.

Для Хантайской зоны характерна высокая плотность вулканических куполов (Малохантайский, Нирунгдинский, Котоконский и др.) и реликтов вулканических аппаратов (эксплозивных конусов и т. п.). Такая картина не характерна для Тунгусской синеклизы в целом, где преобладали трещинные излияния, и реликты крупных вулканических построек наблюдаются главным образом в зонах распространения отличающихся повышенной эксплозивностью образований хаканчанской и аянской свит [230]. Линейные зоны трещинных излияний, отличающиеся повышенными мощностями вулканитов (в первую очередь маркирующих горизонтов), часто дискордантны к современным структурам, включая линейные конседиментационные поднятия (Хантайско-Рыбинский мегавал и др.).

В строении синеклизы участвуют два структурно-формационных комплекса: верхнепалеозойский угленосный терригенный и залегающий на нем горизонтально верхнепермско-нижнетриасовый вулканогенный, который на территории листа R-46 почти полностью перекрывает первый, за исключением западного борта структуры. Поэтому вопрос о границах распространения тунгусской серии в центральной и северной частях Тунгусской синеклизы остается неясным, учитывая ее выпадение из разреза в некоторых скважинах восточнее Кыстыктахской зоны разломов (скв. КТ-3). 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/моронговской и хоннамаитской/мокулаевской свит – надьяанский и ягталийский. Кроме того, различными исследователями с использованием геофизических данных реконструирована подошва вулканогенного яруса как для синеклизы в целом, так и для отдельных ее районов [31, 32, 33, 34, 58, 59, 60, 146, 221, 237, 288, 293, 298, 343, 344, 359]. В целом внутреннее строение синеклизы по различным горизонтам меняется незначительно; различия относятся главным образом к структурам высших порядков.

По сравнению с Норильско-Хараелахским прогибом вулканоструктуры Тунгусской синеклизы отличаются существенно меньшими амплитудами и пологими углами наклона бортов, обычно не превышающими первых градусов. К структурам I порядка относятся Ламско-Хантайский прогиб, Дюпкунская и Большеавамская впадины, Путоранский полусвод. Положительные структуры II порядка – Кыстыктахское поднятие и Аяно-Амбардахский вал – ограничивают Большеавамскую впадину с запада и юга. Выделяют и ряд валобразных структур более высокого порядка, представляющих преимущественно приразломные складки (Хантайско-Кулюмбинская антиклиналь и др.)

Путоранский полусвод (выступ), занимающий восточную часть территории листа R-46, является наименее контрастным структурным элементом. Размер выступа по длинной оси (в север-северо-западном направлении) составляет 175 км в подошве вулканогенного комплекса, несколько уменьшаясь вверх по разрезу за счет разрастания субширотных Большеавамской и Дюпкунской впадин. Он выражен пологой (углы наклона менее 1°) моноклиной, более контрастной в рельефе подошвы вулканогенной толщи. Погружение носит ступенчатый характер с участками горизонтального залегания по 5–7 км шириной [297]. Амплитуда поднятия не более 900 м по нижним горизонтам (водопадная и аянская свиты) и до 500 м – по верхним (хоннамаитская свита). В западном борту полусвода на отдельных уровнях разреза иногда наблюдаются локальные структуры размером до 10–15 км в поперечнике, преимущественно положительные (Хусанский, Праводулисмарский, Бургульский, Нижнеягталийский купола), а также редкие отрицательные до 20 км в поперечнике (Негу-Икэнская, Калтамынская) амплитудой не более 100 м. Эффузивы представлены почти исключительно толеит-базальтовой формацией, лишь в Калтамынской впадине присутствуют пикробазальты.

Большеавамская впадина, вытянутая в близширотном направлении на 220–250 км от р. Ондодоми до р. Хета и далее за восточную рамку листа, представлена на поверхности южной частью шириной до 50 км. Северная

часть погружена под юрско-меловой комплекс Енисей-Хатангского регионального прогиба, однако по геофизическим данным [348] предполагается достаточно быстрое выклинивание вулканитов на расстоянии около 30–40 км. На западе впадина ограничена Кыстыктахским поднятием, а от Дельканского прогиба на востоке (за рамкой листа) отделена Боярским куполовидным поднятием. Даже в своей западной части она явно отличается от Икэнской мульды низкими градиентами гравитационного и магнитного полей.

Большеавамская впадина сложена типичным вулканогенным разрезом пуроранского типа, в нижней части которого залегают преимущественно вулканокластические образования правобоярской свиты, а в наиболее прогнутых частях депрессии обнажаются базальты нижненеракарской подсвиты. Хотя эффузивы толеит-базальтовой формации составляют подавляющую часть вулканитов, локально отмечаются небольшие тела пикрит-базальтовой и трахибазальтовой формаций. Амплитуда прогибания структуры по подошве аянской свиты превышает 1000 м, при этом максимум мощностей вулканитов смещается на восток вверх по разрезу толщи, а сама депрессия несколько расширяется на юго-восток. Осевая часть депрессии трассируется Каменной зоной разломов и соответствующей провинцией умереннощелочных и щелочных интрузий.

От Пуроранского 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°). В зоне его пересечения с дизъюнктивной зоной, отвечающей Хетскому порогу (в районе слияния рек Аян и Аякли), возникает поднятие, на своде которого обнажены туфогенные породы правобоярской свиты.

Кыстыктахское поднятие разделяет Икэнскую мульду и Большеавамскую впадину. Оно представляет собой типичную горст-антиклинальную складку длиной 45 км и шириной (по стратоизогипсам подошвы вулканогенной толщи минус 600–800 м) 30 км, приурочено к восточному крылу Кыстыктахского разлома и само сильно дислоцировано. Амплитуда поднятия – до 400 м, шарнир полого погружается на северо-запад.

Ламско-Хантайский прогиб и Дюпкунская впадина расположены кулисообразно друг к другу. Граница между ними проходит в районе оз. Хантайское в виде крупного флексурного перегиба субширотного простирания, осложненного Восточно-Хантайской антиклиналью, поперечной к простиранию валов, ограничивающих прогибы с запада. Структуры имеют конседиментационный характер, отличаясь выдержанностью стратиграфических единиц на расстоянии в сотни километров.

Амплитуда прогибов в современном структурном плане достигает 1,5–2,0 км, но на момент накопления толщи платобазальтов она вряд ли превышала 0,8–1,0 км [47, 230]. При этом, как правило, амплитуда структур несколько уменьшается вверх по разрезу вулканогенной толщи. Так, для Ламско-Хантайского прогиба она составляет не более 300 м для подошвы ягталейского и 500 м – надъяанского маркирующих горизонтов и до 800 м – для основания вулканогенной толщи. Аналогичная закономерность отмечена и для мелких структур высших порядков [127].

Ламско-Хантайский мегапрогиб прослеживается вдоль западного борта Тунгусской синеклизы от верховьев р. Микчангда на юг-юго-восток до оз. Дюпкун (р. Курейка). Ширина его наиболее прогнутой части по изогипсе 400 м подошвы хоннамакитской свиты – 60–75, длина – около 200 км. В своей южной части прогиб расширяется, простирание его меняется на восток-северо-восточное вдоль зон Хантайского и Горбиачинского разломов. Западный склон прогиба более крутой, чем восточный. Градиент погружения на западе составляет 8–9, на востоке – 5–6 м/км. Прогиб состоит из чередующихся узких пологих синклиналей и антиклиналей (складок III–IV порядков) шириной не более 30–35 км и амплитудой до 400 м, ориентированных поперечно к его общему простиранию. С севера на юг выделяются Ламская, Ыт-Кюельская, Токингдинская, Иркингдинская, Нирунгдаканская синклинали, которые связаны с северо-восточными и субширотными разрывами и фиксируют зоны трещинных излияний. Они осложнены многочисленными складками более высоких порядков (брахисинклиналями Ондодоминская, Верхнемикчангдинская и др., куполами Муксунский и др.)

Абсолютные отметки подошвы вулканитов минус 800–1000 м. Максимальная мощность вулканогенного разреза – до 1800 м, причем он носит переходный характер между норильским и пудоранским типами. Мощности ивакинской, гудчихинской и надеждинской свит сильно сокращены вплоть до выклинивания первых двух, а хақанчанской – увеличена.

На флангах Ламско-Хантайского мегапрогиба выделяются т. н. палеовулканические поднятия – Кета-Хантайское и Иркингдинское [221, 230]. Первое представляет собой структурный мыс Хантайско-Рыбнинского поднятия, второе – выступ Пудоранского полусвода. Для палеовулканических поднятий характерны уменьшение мощности платобазальтов, относительно большое количество палеовулканических центров и возрастание коэффициента эксплозивности, выпадение из разреза надъяанского маркирующего горизонта, возрастание роли туфогенно-осадочных пород вплоть до появления карбонатных прослоев.

Дюпкунская впадина представляет собой северное окончание Курейско-Горбиачинского прогиба. В ней наблюдаются максимальные для Тунгусской синеклизы глубины залегания подошвы вулканогенной толщи (до –1500 м). Углы наклона бортов еще более пологие, чем в Ламско-Хантайском мегапрогибе. Впадине отвечает максимум поля силы тяжести, отражающий, возможно, концентрацию интрузивных тел основного–ультраосновного состава с верхней кромкой на глубинах 4–8 км [230]. Как и Ламско-Хантайский мегапрогиб, впадина осложнена многочисленными локальными структурами – в основном узкими и протяженными валобразными поднятиями, контролируемые системами глубинных разломов (Курейского, Горбиачинского, Верхнекулюмбинского).

Норильско-Дельканский прогиб

Норильско-Дельканский (Предтаймырский [37]) прогиб [10, 135] выделен на севере Сибирской платформы. Он трассируется вдоль границы Енисей-Хатангского прогиба цепью контрастных вулканических впадин, разделен-

ных поднятиями более высоких порядков. В пределах листа R-46 к прогибу относят Икэнскую мульду и Большеавамскую впадину. Соответственно, границы его проводятся по Хантайско-Рыбнинскому и Аяно-Амбардахскому линейным поднятиям.

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 как к Тунгусской синеклизе, так и к Норильско-Хараелахскому прогибу. Спецификой его на территории листа R-46 является трещинный характер магматизма, выражающийся в развитии густой сети субширотных даек далдыканского, авамского, каменского и усть-дельканского комплексов, варьирующих по составу от щелочно-ультраосновных пород до сиенитоидов. Ряд магматических формаций включает толеит-долеритовую, трахидолеритовую, пикрит-меланефелинитовую и сиенитовую. В связи с явным свидетельством преобладания обстановок растяжения, а также некоторыми особенностями глубинного строения данная структура интерпретируется как раннетриасовый рифтогенный прогиб, наследующий частично фрагменты палеорифтогенных структур [27].

Енисей-Хатангский региональный прогиб

Енисей-Хатангский региональный прогиб (ЕХРП) представляет собой крупнейшую депрессию, наложенную на краевую часть Сибирской платформы. Он сложен главным образом юрско-палеогеновым структурным ярусом мощностью до 7 км. Кроме того, выделяются локальные маломощные континентальные отложения палеогена, имеющие наложенный характер по отношению к позднепермско-раннетриасовому вулканогенному ярусу и также отнесенные к юрско-палеогеновому ярусу.

Юрско-палеогеновый структурный ярус. В составе юрско-меловой толщи осадков, выполняющих ЕХРП, большинством исследователей выделяются три подъяруса (структурно-формационных комплекса), разделенных региональными несогласиями: юрский, верхнеюрский–меловой и палеогеновый [37].

Юрский СФК включает в себя морские алеврито-песчаниковую (геттангтоар, мощность до 1,3 км) и песчано-глинистую (аален–оксфорд, до 1,7 км) формации. Юрский подъярус развит преимущественно в центральной части ЕХРП, резко выклиниваясь к его краям, где доюрские СФК перекрываются верхнеюрскими осадками.

Верхнеюрский–меловой СФК сложен алеврито-глинистой (оксфорд–берриас, до 0,7 км), песчано-глинистой (валанжин–баррем, до 0,5 км), угленосной лимнической (апт–альб, до 1 км), алевролитопесчаниковой (альб–сантон, до 0,6 км) и алеврито-глинистой фосфоритоносной (кампан–маастрихт, до 0,3 км) формациями. Меловые отложения характеризуются наиболее широким распространением. Внутреннее строение верхнеюрско-мелового подъяруса гораздо сложнее по сравнению с юрским, так как наблюдается больше внутренних несогласий и локальных структур. Однако в целом крупные структуры верхнеюрско-мелового подъяруса конформны юрским.

Палеогеновый СФК (континентальная глинисто-песчаниковая формация) выделен в центральных частях Агапского и Дудыптинского прогибов. Он характеризуется ограниченным распространением и малой мощностью (более 160 м). Особое место занимает континентальная песчано-галечная формация (гавриловская толща предположительно палеогенового возраста) мощностью более 20 м, которая отражает этап эрозионного выравнивания пологих складчатых форм, возникших как внутри Енисейско-Хатангского прогиба после его закрытия в постмеловую эпоху, так и в пределах лавового плато [50]. В фациальном отношении данные отложения относятся к аллювиально-пролювиальным осадкам с перекомпенсированным характером накопления на конечном этапе. В пределах южного борта ЕХРП отложения данной формации выполняют, по всей вероятности, ориентированную вдоль северного края лавового плато палеодолину.

На территории листа R-46 ЕХРП имеет субширотное простирание. Современная граница прогиба проводится по южному контуру распространения юрско-меловых отложений, соотношение последних с подстилающими СФК имеет вид трансгрессивного прилегания. В редких выходах на поверхности близ этой границы отложения среднего мезозоя–кайнозоя практически не дислоцированы и полого (1–5°) падают на север. Однако по сейсмическим данным [346 и др.] и результатам анализа гравитационного поля устанавливается быстрое увеличение мощности мезо-кайнозойских отложений, отвечающее средним углам наклона до 10–12°, в зоне Северо-Хараелахского разлома, севернее которого подошва юры фиксируется на глубинах более 900 м. Соответственно, граница прогиба должна проводиться по погребенной зоне Енисей-Котуйской системы разломов, частью которой в западной части рассматриваемой территории выступает Северо-Хараелахский разлом. В структурах фундамента типичные для стабильного Анагаро-Тунгусского геоблока потенциальные поля прослеживаются еще севернее, до т. н. Центрально-Таймырского конвергентного шва [191].

Исходя из структуры земной коры и характера потенциальных полей (см. выше), ЕХРП рассматривается как депрессия, подчиненная рифтогенному прогибу, стволовая часть которой соответствует Рассохинской (Рассохинско-Балахнинской) зоне дивергентно-конвергентных дислокаций [27]. Заложение прогиба имело место в позднем триасе и связано с образованием эпиплатформенного орогена Таймыра [93, 100, 231, 294]. Основание прогиба сложено мощной последовательностью рифей-палеозойских осадочных и раннетриасовой вулканогенной формаций, аналогичной развитой на Тунгусской синеклизе. Промежуточное положение между фундаментом прогиба и юрско-палеогеновым структурным ярусом в центральной части прогиба занимает средне-верхнетриасовый(?) терригенный СФК предполагаемой мощностью до 1 км и местами даже более, структура которого недостаточно изучена, поскольку он вскрыт единичными параметрическими скважинами. По сейсмическим данным моделируется его развитие на большей части ЕХРП, исключая полосу в 20–50 км шириной в южной части последнего, параллельную границе прогиба [348]. Минимальная мощность (1–3 км) венд-палеозойских отложений, по данным сопоставления положений сейсмогеологических поверхностей, относится к наиболее прогнутым частям ЕХРП

(Агапскому, Жданихинскому и особенно Пайтурминскому прогибам), максимальная (до 8 км) – к Рассохинскому мегавалу, особенно к его западной части (Тундровому валу) (рис. 15). В целом моделирование распределения мощностей доюрских СФК показывает их несоответствие структурному плану юрско-мелового прогиба.

Основная информация о внутреннем строении ЕХРП получена по результатам сейсморазведки [305, 348], контролируемым редкими нефтегазопоисковыми скважинами. Наиболее надежно прослеживаемый горизонт соотносится с подошвой юрско-меловых отложений [348], его гипсометрия служит основой структурно-тектонического районирования прогиба. Кроме того, уверенно прослеживаются до 11 сейсмических границ внутри юрско-меловой толщи.

По подошве юрско-мелового комплекса ЕХРП представляет собой асимметричную грабенообразную 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 26–40 % от их величины в подошве структурного яруса [146]. Структура прогиба осложнена системой разрывных нарушений восток-северо-восточного и север-северо-западного простираний (Танамо-Курьинский, Тарей-Боганидинский и другие разломы), из которых наибольшую роль играет Енисей-Хатангская (Худосейско-Дудыптинская) зона, контролирующая субширотный Рассохинский мегавал. В пределах ЕХРП последний является наиболее выраженной структурой I порядка, разделяющей Центрально-Таймырский и Дудыптинский мегапрогибы.

Амплитуда Рассохинского мегавала составляет 2 км. На нем в пределах листа выделяют конформные Тундровый и Волочанский валы, на которых подошва юры поднята до глубин выше 1,5 км. Мощность юрских отложений в сводовой части мегавала составляет от 1500 до 2000 м (скважины Влч-1 и Тнд-1). 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 разломом, южнее которого сохранилась система впадин Дудыптинского мегапрогиба, выполненных меловыми и юрскими отложениями значительной мощности [305, 348].

В пределах листа северную часть ЕХРП занимает Центрально-Таймырский мегапрогиб, протягивающийся с юго-запада на северо-восток вдоль северного склона Рассохинского мегавала. Он осложнен в осевой части Агапским и Пайтурминским прогибами, в которых поверхность доюрского основания погружена на глубину 6,5–7,0 км [348]. К Центрально-Таймырскому мегапрогибу приурочены наибольшие мощности юрских отложений, которые достигают в Пайтурминском прогибе 3500–4000 м.

Южная система мегапрогибов Енисей-Хатангского регионального прогиба, обрамляющих Рассохинский мегавал по юрским отложениям, состоит из Дудыптинского и Жданихинского мегапрогибов [305], протягивающихся с запада на восток. В более поздних исследованиях [348] к югу от Рассохин-

ского мегавала выделяется в качестве отрицательной структуры первого порядка единый Дудыптинско-Жданихинский мегапрогиб с глубинами залегания подошвы юры 3–5 км. В пределах листа Дудыптинский мегапрогиб прослеживается вдоль южного крыла Рассохинского мегавала, а Жданихинский заходит юго-западной краевой частью и отделяется от Дудыптинского мегапрогиба Боганидинским глубинным разломом.

Меловые отложения выполняют Центральнo-Таймырский, Дудыптинский и Жданихинский мегапрогибы, но на Рассохинском мегавале сохранились от размыва только в его западном замыкании. При этом Дудыптинский мегапрогиб по меловым отложениям граничит со Жданихинским по системе глубинного разлома и через небольшую Авамскую (Каменскую) седловину в юго-восточной части распространения юрско-меловых отложений в пределах листа R-46.

Характерными особенностями строения Дудыптинско-Жданихинского мегапрогиба являются повышенная пликвативная дислоцированность юрско-меловых отложений и наличие большого числа дизъюнктивных нарушений по сравнению с Центральнo-Таймырским мегапрогибом. В Центральнo-Таймырском мегапрогибе отмеченные по сейсмическим данным разломы [305, 311, 348, 349] затухают в юре либо прослеживаются в меловых отложениях в виде флексур без разрыва сплошности пород.

В южной прибортовой части ЕХРП выделяется Северо-Сибирская моноклинал шириной до 40–45 км, в пределах которой подошва юрско-меловых отложений погружается на глубину до 3 км. Соответственно, усредненные углы падения этой поверхности составляют около 0,8°. По геофизическим данным, моноклинал представляет собой серию флексур [293, 346 и др.].

ДИЗЬЮНКТИВНЫЕ СТРУКТУРЫ

Дизъюнктивная тектоника проявлена на территории листа R-46 неравномерно. Наибольшая плотность разрывных нарушений приходится на краевые швы Норильской СФЗ, представляющие собой долгоживущие транскоровые зоны дислокаций, наименьшая – на центральную часть Тунгусской синеклизы. По времени заложения разрывов выделяют шесть геохронов:

- нижнепротерозойские дизъюнктивные зоны – наиболее крупные разломы, первоначально окружавшие литоплинтвые ядра кратона; в дальнейшем вдоль них закладывались подвижные зоны, которые сформировали блоковую структуру фундамента. Эти разрывные зоны испытывали неоднократную активизацию в протерозое и фанерозое;

- рифейская система разломов, связанная с развитием мобильных зон по периферии кратона;

- вендско-палеозойские разломы, сформировавшиеся при заложении и эволюции континентальных рифтогенных прогибов в северо-западной части Сибирской платформы;

- верхнепалеозойские–раннемезозойские разломы, образовавшиеся в связи с напряжениями, имевшими место при заложении линейных триасовых прогибов в стадию активного рифтогенеза. Вдоль северного края платформы

они образуют субширотную зону мелких разрывов, но наиболее крупные из них развиваются унаследованно по нижнепротерозойским дизъюнктивным зонам [37];

– верхнемезозойско-кайнозойские зоны разломов субширотной ориентировки, отражающие развитие Енисей-Хатангского прогиба;

– наиболее молодые нарушения, связанные с воздыманием Путоранского сводового поднятия 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.

К долгоживущим дизъюнктивным структурам I порядка, определяющим тектонический план территории листа и ограничивающим надпорядковые тектонические структуры, относятся Имангда-Летнинский, Северо-Хараелакский, Хантайский (Хантайско-Чангадинский) и Енисей-Гулинский глубинные разломы.

За западной рамкой листа в Норильско-Хараелакском прогибе прослеживается зона Норильско-Хараелакского трансформного (по отношению к рифтогенным прогибам региона) разлома сбросово-сдвиговой кинематики и север-северо-восточного простирания [230]. Он является ведущей магмо- и рудоконтролирующей зоной Игарско-Норильского рифтогена. На лист R-46 распространяется система оперяющих дислокаций северо-восточного простирания к востоку от основного шва (Микчангдинский, Абагалахский и другие разломы). Как долгоживущая глубинная структура, Норильско-Хараелакский разлом находит четкое отображение в доверхнепалеозойском срезе.

Имангда-Летнинский трансформный разлом (шовная зона [289]) – одна из главных магмоконтролирующих структур района, определяющих совместно с оперяющими разрывами расположение рудных узлов, локализованных западнее территории листа R-46 (Имангдинский, Кулюмбинский и др.). Судя по контролю этой структурой распределения рифейских отложений, она заложена, вероятно, не позже начала рифея и представляла в это время западную границу Сибирского архейско-нижнепротерозойского кратона, разделяя последний и нижнебайкальскую складчатую систему. Впоследствии разлом неоднократно активизировался в течение фанерозоя, в особенности в эпоху рифтогенеза. В современном структурном плане он образует прямолинейную зону северо-северо-восточного простирания шириной 10–20 км, проявленную во всех изученных горизонтах платформенного чехла и выраженную серией сближенных субпараллельных сбросов, сбросо-сдвигов, взбросов, надвигов, приразломных линейных складок и грабен-синклиналей. Практически на всем его протяжении наблюдается резкая смена фаций и мощностей фанерозойских формаций [230]. Оперяющие разрывы восток-северо-восточного (в восточном блоке) и северо-западного (в западном блоке) простирания аналогичны подобным структурам Норильско-Хараелакской зоны и часто сопровождаются дайковыми полями (Дынкенгдинское, Негуйкэнское и др.).

В пределах этой сложной дизъюнктивной зоны отдельные разрывы носят собственные названия – например, Нералахский разлом, контролирующий размещение Микчангдинского интрузива [345]. Обычно в качестве оперяю-

шего Имангда-Летнинский выделяют Кета-Ирбэнский разлом, имеющий косое скалывающее направление по отношению к Ламско-Хантайскому прогибу и в этом смысле напоминающий Норильско-Хараелахский. В кинематическом аспекте это – правосторонний сбросо-сдвиг, осложненный многочисленными грабенами, взбросами и приразломными складками. Учитывая одинаковые простирание и кинематику, а также характер распределения палеозойских и триасовых формаций, возможно, логичнее считать Кета-Ирбэнский разлом восточным краем широкой (до 40 км) Имангда-Летнинской дизъюнктивной зоны [193].

Имангда-Летнинская зона контролирует зональность пермо-триасового вулканизма, в связи с чем и рассматривается как граница структурно-формационных областей (Анабаро-Тунгусской и Турухано-Норильской) этого этапа. Она не только разделяет площади с разными типами разреза вулканогенной толщи (условно называемыми норильским и путоранским), но и ограничивает область распространения интрузий нижнефокинского, нижнеталнахского и норильского комплексов. К Имангда-Летнинской зоне приурочен ряд рудных узлов, в т. ч. Микчангдинский на территории листа R-46.

Многочисленные сбросо-сдвиги северо-восточного простирания и кинематически связанные с ними надвиги образуют с зонами Имангда-Летнинского и Норильско-Хараелахского разломов единую сложную тектонопару, свидетельствуя о крупных сдвиговых (правый сдвиг) перемещениях вдоль этих зон в позднем мезозое – по-видимому, в период столкновения Карской и Сибирской плит [230]. Кроме того, выделяются северо-западные (поперечные) разрывы, усложняющие структуру Икэнской мульды; наиболее крупный Кумгинский разлом ограничивает ее с запада и прослеживается до Кета-Ирбэнского разлома. Время заложения Кумгинского разлома – девон [335].

Северо-Хараелахский разлом сбросо-сдвиговой кинематики в своем западном сегменте контролирует южный борт Енисей-Хатангского прогиба. Он характеризуется северо-восточным простиранием и амплитудой не менее 300 м. Оперяющие разломы обуславливают сложную дислоцированность Самоедского вала, расположенного в южном крыле разлома. В восточной половине листа R-46 граница ЕХРП отвечает Енисей-Котуйской зоне разломов, отчетливо выраженной в магнитном и гравитационном полях. Она представлена, по данным Л. З. Липкова и А. Н. Тараховского, серией ступенчатых сбросов (блоков) с амплитудами от 20–40 (на юге) и 100 (в средней части) до 200 м (на севере).

Кыстыктахский поперечный разлом служит границей между Норильско-Хараелахским прогибом и Тунгусской синеклизой и представляет собой структурный барьер магматических ареалов. Ширина дизъюнктивной зоны (серии сбросов) – 3–5 км, амплитуда смещения составляет 300–900 м [293, 336, 347]. В пределах зоны разлома блоки наклонены под крутыми углами (30–36°). По гравиметрическим и сейсмическим данным, разлом трассируется также в северном направлении – в пределы Енисей-Хатангского прогиба [293, 348]. Высокий градиент изменения геологических структур разновозрастных СФК указывает на активную роль разлома в течение длительного времени.

Особое место среди дизъюнктивов занимает Каменская зона разломов (КЗР) восток-юго-восточной (в западной части) и субширотной ориентировки, расположенная в осевой зоне Большеавамской впадины и ограниченная с запада Кыстыктахской дизъюнктивной зоной [21]. Ее ширина составляет до 40 км, длина – 250 км. Она приурочена, вероятно, к глубинному разлому, который на поверхности проявляется сменой углов падения вулканических пород от 0,5–1° на юге до 2–3° на севере [50, 193]. КЗР представляет собой территорию многочисленных субширотно ориентированных расколов и коротких трещин в вулканитах хоннамакитской и неракарской 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.

Южнее КЗР расположен Аска-Гулинский разлом – крутопадающий сброс с амплитудой смещения до 100 м, ограничивающий распространение даек каменского комплекса. Он пересекает Каменскую зону в ее восточной части.

В южной и юго-восточной частях листа R-46 развита система разломов северо-восточного простирания, нарушающая Хантайскую дизъюнктивную зону и прослеживаемая далее на северо-восток за пределы листа. Хантайская зона деформаций наклонена на юг под углами 70–80°. Главные разломы этой системы (Курейский, Горбиачинский, Кулюмбинский) представляют собой серии конформных сближенных сбросов, кулисообразно замещающих друг друга и контролирующих поля даек толеит-долеритовой формации, крупнейшим из которых является Дюпкунское. Ширина зон разломов – до 4–7 км, суммарная амплитуда сбросов в нижнетриасовых образованиях обычно не превышает 40–60 м, увеличиваясь лишь на пересечении с зоной Хантайского шва [127].

Существование на территории региональных надвиговых зон предположил А. А. Межвилк [149]. На Северо-Хараелахском и Арылахском участках в зоне Енисей-Гулинского разлома доказательством надвигания к северу нижнетриасовых вулканических образований является сформированный в автохтоне асимметричный Самоедский вал [293]. Фронтальная часть аллохтона при этом эродирована. Не исключено, что в этой зоне в автохтоне развивались и явления поддвига. Так, в разрезе по скв. Ар-6 установлено залегание пермских отложений под среднедевонскими с внедренной между ними пластовой интрузией габбродолеритов нижнего триаса. По контакту последней с пермскими отложениями зафиксировано интенсивное брекчирование пород, которое прослежено по простиранию вала. Пологозалегающие аллохтоны девонских отложений, охарактеризованных палеонтологически, отмечены и к востоку от Кыстыктахской зоны разломов (в скв. КТ-3) [281]. Немногочисленные пологие надвиги, имеющие горизонтальную амплитуду до 350 и вертикальную до 50 м, закартированы в вулканогенной толще фрагментарно в бассейне озер Собачье, Накомьяк, Хантайское и Дюпкун [47].

В Енисей-Хатангском региональном прогибе преобладают продольные дизъюнктивные зоны. Главными глубинными разломами выступают Енисей-Хатангский (Малохетско-Рассохинско-Балахинский, Енисейско-Пясинский – по разным авторам), Северо-Хараелахский и Боганидинский. Наиболее суще-

ственные тектонические движения с амплитудой до нескольких сотен метров по вертикали в юрских отложениях установлены по первому из них, которые разделяют территории с резко различным характером гравитационного и аномального магнитного полей. Данная зона иногда именуется дивергентно-конвергентным швом [191]. Наиболее контрастно он выражен в поле силы тяжести интенсивной положительной аномалией (до 70 мГал). В пределах листа R-46 шов имеет субширотное простирание, но не совпадает ни с Худосейско-Хетской трансформальной разрывной зоной, ни с Дудыптинско-Хетской зоной магнитных аномалий. 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. Данная структура рассматривается как современная граница Сибирской платформы, возникшая не ранее позднего палеозоя как следствие коллизии Карской и Сибирской плит [13, 191]. Северо-Хараелакский разлом на северо-востоке листа R-46 двумя ветвями рассекает восточную часть Дудыптинского прогиба и южный склон Волочанского вала, а близ восточной рамки листа сливается с Енисей-Хатангским разломом. Боганидинский разлом в пределах листа разграничивает структурные элементы Дудыптинско-Жданихинского мегапрогиба.

НЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Территория листа входит в состав двух контрастных неотектонических структур – Енисей-Оленёкского регионального прогиба и Путоранской новейшей антеклизы [169].

Первая из них соответствует Енисей-Хатангскому региональному прогибу. В новейшее время Енисей-Оленёкский прогиб, исходя из положительных значений суммарных амплитуд тектонических движений, испытал общее поднятие. Выделяют Малохетско-Балахнинскую группу валообразных поднятий, 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, и расположенную к югу от нее Пясинско-Боганидинскую группу впадин с амплитудами новейших деформаций не более 200 м. Все эти структуры наследуют соответствующие тектонические элементы Енисей-Хатангского регионального прогиба.

Путоранская новейшая антеклиза сформировалась на базальтовом плато, возникшем в раннем триасе. Согласно [169], величина неотектонического поднятия центральной части плато Путорана достигает 1,5 км, уменьшаясь к его краям до 0,7–1,0 км. Суммарная амплитуда послетриасовых вертикальных движений превышает 2 км [221], возрастая в западном направлении. Очевидно, что связанные с указанными движениями деформации базальтового плато были неоднократными и весьма значительными: глубина зон разуплотнения достигает 1,4–2 км [169, 230].

С ростом Путоранского поднятия и сопутствующего ему растяжения и растрескивания (дробления) пород верхних горизонтов чехла связано форми-

рование зон раздвига. Они приурочены к отрицательным формам рельефа – долинам крупных озер и рек, а в потенциальных полях выражены узкими линейными аномалиями. Чаще всего эти зоны наследуют древний структурный план (зоны Хантайского, Курейского и других разломов). При образовании подобных разломов, которые фактически представляют зоны повышенной трещиноватости, дроблению подвергались ослабленные участки – зоны разрывных нарушений, сводовые части антиклинальных структур и т. п. В дальнейшем они составили каркас гидросети и в эпоху плейстоценового оледенения служили путями движения выводных ледников, где ледниковая эрозия была максимальной.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Территория листа R-46 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 его образований, необходимо широкое привлечение материалов по смежным территориям, в первую очередь Игарско-Туруханскому и Норильскому рудным районам. Как и в целом для Сибирской платформы, в пострифейской эволюции региона выделяются пять тектонических циклов [27, 135], в течение которых были сформированы структурно-формационные комплексы, отвечающие определенным структурным ярусам. Более ранние тектонические циклы (архейско-раннепротерозойские и рифейский–ранневендский мегациклы) могут быть реконструированы лишь на основе экстраполяции данных по архейско-раннепротерозойским и рифейским–ранневендским СФК других доменов Ангаро-Тунгусского геоблока и интерпретации геофизических данных.

АРХЕЙСКО-РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ МЕГАЦИКЛЫ

Данные о составе и эволюции раннедокембрийского фундамента северо-западной части Сибирской платформы противоречивы и базируются лишь на комплексной интерпретации геофизических данных [27, 37, 67, 68, 78, 135, 163, 195, 283, 294, 357 и др.]. Согласно общепринятой точке зрения, приведенной во множестве обобщающих работ по Сибирской платформе, консолидация Сибирского кратона завершилась в раннем протерозое. Граница его отвечала Имангда-Летнинской шовной зоне. Последняя, по В. С. Голубкову, ограничивала с востока Таймыро-Тунгусскую область карелид, начальный этап развития которой сопровождался формированием магматических образований основного и щелочно-основного состава и мощной эруптивной деятельностью. В любом случае, уже к концу раннего протерозоя заложились межблоковые зоны, контролирующие латеральную тектоническую делимость региона в течение всех последующих этапов развития.

РИФЕЙСКО-РАННЕВЕНДСКИЙ МЕГАЦИКЛ

Рифейско-ранневендский тектонический мегацикл (1650–620 ± 20 млн лет) отражает раскол суперконтинента Пангея с расхождением континентов Лав-

разийского и Гондванского поясов и заложением Центрально-Азиатского океана. В течение рассматриваемого мегацикла происходит дробление платформы на отдельные блоки с формированием между ними раздвиговых структур [27]. На рассматриваемой территории структуры данного цикла реконструируются лишь на основе интерпретации геофизических полей и привлечении данных по сопредельным территориям. Предполагается, что в пределах Енисейской складчатой системы карбонатно-терригенные отложения рифейского СФК формируют складчатый фундамент платформы, тогда как восточнее Имангда-Летнинской шовной зоны рифейские карбонатные отложения слагают нижний структурный ярус осадочного чехла.

Согласно отдельным геодинамическим реконструкциям, в раннерифейское время сформировалась классическая трехлучевая система рифтов с областью сочленения в районе устья р. Курейка; субширотная ее ветвь развивалась как Курейский континентальный рифт, трассируемый в современных структурах Хантайской трансформационной зоной деформаций и оперяющих глубинных разломов [163, 230, 357]. В зоне палеорифта предполагается накопление карбонатных, карбонатно-терригенных и, по-видимому, осадочно-вулканогенных образований мощностью до 4–6 км [37, 344]. По другим реконструкциям, однако, мощность рифея, представленного типичными платформенными отложениями, в пределах Путоранского блока не превышает 1 км, резко увеличиваясь только в сторону Аякли-Тембенчинского прогиба (за пределами листа) [67, 106, 285]. По всей вероятности, западная часть Сибирской платформы представляла в конце рифея и начале венда пассивную континентальную окраину, в пределах которой формировались мелководные карбонатные формации (аяклинская толща).

ФАНЕРОЗОЙСКИЙ МЕГАЦИКЛ

Данный мегацикл характеризуется покровным осадконакоплением (формированием осадочного чехла платформы). Возможно, начало этого мегацикла 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-антропогенового, выделяются четыре тектонических мезоцикла [27, 135], которым отвечают четыре описанных в предыдущей главе структурных яруса: 1) венд-среднеордовикский; 2) позднеордовикско-девонский; 3) среднекаменноугольно-раннетриасовый; 4) юрско-кайнозойский. В пределах циклов выделяются от одного до трех этапов, соответствующих законченным (трансгрессивная–инундационная–регрессивная стадии) циклам осадконакопления.

Поздневендско-раннеордовикский тектонический мезоцикл

Начало данного мезоцикла характеризуется трансгрессией эпиконтинентального мелкого моря, покрывавшего всю Сибирскую платформу, и соответствующим формированием крупнейшей Восточно-Сибирской хатакратон-

ной области [135]. Этому событию предшествовало длительное выравнивание территории, поскольку верхневендские отложения залегают со структурным несогласием на пенепленизированных разновозрастных докембрийских комплексах. Мезоцикл включает два этапа (поздненвендско-среднекембрийский (амгинский) и среднекембрийско-(майский)-раннеордовикский, отвечающие двум трансгрессивно-регрессивным циклам и отраженные 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), указывающего на близость области размыва. Мелководные условия осадконакопления, слабая соленость вод и достаточно теплый климат способствовали развитию органического мира – катаграфий, акритарх, хиолитов, хиолительминтов, бурых и других водорослей.

В кембрийское время большая часть территории представляла собой ориентированный с северо-запада на юго-восток открытый бассейн (зону шельфа) шириной порядка 150–200 км (между оз. Дюпкун и низовьем р. Аян) с тенденцией к сокращению к концу раннего кембрия и в среднем кембрии. Бассейн был ограничен узкими рифовыми барьерами (внешний шельф), отделяющими глубокую акваторию от Котуй-Анабарской (на северо-востоке) и Турухано-Олекминской (на юго-западе) карбонатных платформ [233]. Разрез северо-восточного вскрыт скв. Л-358 (хетская, ледяная свиты). На юго-западе территории листа отложения внешнего шельфа, по-видимому, не распространяются севернее р. Курейка. Наличие прослоев ангидрита (хетская, ледяная свиты) свидетельствует о повышенной солености вод и неоднократной смене морских условий лагунными.

В конце раннего кембрия и до конца среднекембрийской эпохи в результате активизации Имангда-Летнинской шовной зоны на ее месте начинается рост Хантайско-Рыбинского мегавала, представлявшего собой зону подводного поднятия [230].

Со среднего кембрия в западной части Сибирской платформы начинается новый трансгрессивно-регрессивный цикл. В углубляющийся бассейн с прилегающих отмелей и островов вновь поступает глинистый материал. На внешнем шельфе накапливаются глинистые разности карбонатных пород (тамуканская свита). До начала ордовикского периода седиментация на рассматриваемой территории идет в том же режиме. Здесь продолжают накапливаться толщи доломитов с многочисленными остатками водорослей, глинистые доломиты, красноцветные и серо- и зеленоцветные мергели, доломитовые аргиллиты (арыканская, хибарбинская свиты). Максимальные мощности кембрийских отложений (несколько километров) накопились в глубоком конседиментационном трого, которому соответствует Ламско-Курейский мегапрогиб. Со второй половины позднего кембрия известняковые отложения постепенно сменяются доломитовыми, отражая наступление регрессивной стадии, которая прослеживается до среднего ордовика.

В нижнеордовикских стратонах на востоке рассматриваемой территории (бысюряхская, устькуранахская свиты) органические остатки не найдены, что, наряду с широким развитием в них прослоев ангидритов и красноцвет-

ных мергелей, указывает на неблагоприятные для морских организмов условия; возможно, широкое развитие засоленных илистых лагун и эстуариев. В позднеборское время (соответствующее вихоревскому горизонту) пестроцветная брахиоподово-фитолиново-доломитовая формация закрытого шельфа сменяется песчаниково-алевритово-домеритовой формацией прибрежной зоны [171]. При ее образовании снос терригенного материала происходил с Анабарского поднятия. В морской бассейн поступают продукты химического выветривания со значительными количествами железа и марганца (мегунская толща). В Норильской СФЗ продолжали формироваться карбонатные осадки фаций полузакрытого шельфа, которые в муктэйское время вновь распространились и на Ледянский район (кайялакская свита). О восстановлении морских условий осадконакопления свидетельствуют табуляты, обнаруженные в кровле мегунской свиты. Дарривильская трансгрессия указывает на дифференцированность тектонических движений на рассматриваемой территории в среднем ордовике.

Позднеордовикско-раннекаменноугольный тектонический мезоцикл

Мезоцикл включает три последовательных этапа: 1) позднеордовикский, 2) силурийско-раннедевонский (лохковский), 3) ранне-позднедевонский.

Позднеордовикский этап. Позднеордовикская эпоха обширной трансгрессии Таймырского моря затронула лишь западную часть территории (Норильскую СФЗ), где формировались осадки верхней части глубокого шельфа (темноцветная брахиоподово-аргиллитовая формация). Состав осадков указывает на их формирование в морском бассейне нормальной солености. В Ледянском районе осадки фаций мелкого шельфа, которые, вероятно, формировались аналогично сопредельным с востока площадям, были уничтожены прецидурийским размывом.

Силурийско-раннедевонский этап. Этот этап знаменуется новой трансгрессией эпиконтинентального бассейна, открытого на северо-запад. В центральной части бассейна, вытянутой в юго-восточном направлении от Норильского района к р. Кочечум, 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 [215]. Все они представляют отложения неглубокого внутреннего шельфа с высокой динамикой водных потоков.

С конца венлока регрессивная направленность морского бассейна становится доминирующей. В позднем силуре происходит обособление бассейна с повышенной соленостью. Сульфатоносность осадков возрастает к западу и востоку от Хантайско-Рыбнинского мегавала, фиксируя его конседиментационное развитие в позднем силуре. На западе в лагунных условиях накапливались ангидриты постнической свиты, в то же время на востоке, где также шло формирование сульфатов, в кираской свите найдены брахиоподы, что свидетельствует, видимо, о периодически устанавливающихся условиях морского бассейна нормальной солености, и о нестабильном режиме седиментации.

Завершающей (регрессивной) стадии силурийского этапа соответствуют осадки ямпахтинской и хребтовской свит. К началу девонского периода лагунные обстановки в Игарско-Норильской СФО устанавливаются, вероятно, повсеместно и режим седиментации там стабилизируется.

Ранне-позднедевонский этап. Девонский этап отвечает времени проявления континентального рифтогенеза во многих районах Сибирской платформы, особенно в ее восточной части [37]. На рассматриваемой территории этот активизационный процесс выразился лишь в конседиментационном развитии валообразных структур и сопряженных грабенообразных прогибов, выполненных мощными эвапоритовыми толщами. Максимальное их развитие, так же как и наиболее мощные горизонты солей, имело место в линейной зоне вдоль восточного борта Имангда-Летнинского разлома. Данному этапу отвечает ряд карбонатных и сульфатно-карбонатных формаций с доминированием известняково-доломитовой на всех стадиях [135]. Для этапа характерно сокращение силурийских хатакратонных структур в условиях отступления моря и преобладания лагунных обстановок, характеризующихся частым изменением очертаний и гидрохимического режима бассейнов, угнетенный характер органической жизни.

В лохковском веке в аридном климате на низменной равнине формируются доломиты, гипсы, ангидриты ямпахтинской и хребтовской свит. Максимум эвапоритового осадконакопления приходится на зубовское время. Морской бассейн отступил к северу Западной Сибири. Локальное развитие мощных галогенно-сульфатно-карбонатных комплексов свидетельствует о периодическом частичном закрытии седиментационного бассейна и фрагментировании его на серию замкнутых бассейнов. На самом востоке рассматриваемой территории в пределах Лено-Котуйской СФО морские обстановки, видимо, изредка возобновлялись, о чем свидетельствуют находки табулят и конодонтов в ямпахтинской свите за восточной кромкой площади листа.

К концу лохковского века в курейское время накопление лагунных красноцветных карбонатно-глинистых осадков и сокращение отложения сульфатов свидетельствует о трансгрессивной направленности в развитии бассейна. Однако максимум раннедевонской трансгрессии Таймырского моря, которому соответствует в Норильском районе разведочный горизонт, на рассматриваемой территории не проявлен. Скорее всего в пражском веке шел разрыв накопившихся осадков, достигший на западном борту Хантайско-Рыбнинского вала уровня зубовской свиты.

В мантуровское время характер осадконакопления контролировался уже не режимом Таймырского моря, а конседиментационной тектонической активностью, приведшей к формированию локальных бассейнов, в части которых происходили интенсивные процессы сульфато- и соленакопления. Резкие колебания характера разрезов и мощности мантуровской свиты вплоть до очень значительных величин (более 500 м) указывают на изменчивость фациальных обстановок. В прибрежно-морских условиях образовались красноцветные кремнисто-глинистые осадки, а в лагунах происходило накопление сульфатов и солей. Сохранялся аридный климат, животный мир на участках открытого морского бассейна был очень разнообразным: рыбы, водоросли, лингулы, остракоды; однако, вверх по разрезу мантуровской свиты органиче-

ские остатки практически исчезают. Состав растворов в галите Микчангдинского солепроявления свидетельствует, что соленакопление происходило при температуре не более 40 °С на глубине 50–60 м [143]. Существует точка зрения о приуроченности линейных площадей максимального соленакопления к зонам глубинных разломов, поступление глубинных растворов вдоль которых обеспечивало необходимые концентрации солей в локальных бассейнах [224].

Максимуму следующей, среднедевонской трансгрессии соответствуют карбонатные осадки юктинской свиты, сформировавшиеся на рубеже эйфельского и живетского веков. Дифференцированный рельеф, сохранившийся с мантуровского времени, приводит к формированию совершенно разных типов разреза: на одних площадях отлагаются исключительно морские осадки, тогда как на других формируются эвапориты и терригенные отложения лагун. Повсеместное появление в верхах юктинского разреза эвапоритов указывает на начало регрессии моря, максимум которой приходится на нахохозское время, когда после кратковременного перерыва в мелких лагунах накапливались красноцветные глины и мергели с гипсом. В предкаларгонское время нахохозские отложения были частично размыты.

Каларгонское время (вторая половина франского века) отмечено последней широкой таймырской трансгрессией на рассматриваемой территории при прерывисто-последовательном ее развитии, обусловившем периодическую смену морских условий седиментации обстановками повышенного засоления бассейнов с доминированием эвригалинных организмов [143]. В прогибах происходило накопление мощной сероцветной сульфатно-известняковой терригенно-карбонатной формации, которая на отдельных участках была соленосной. На участках поднятий происходит размыв нахохозских, а иногда и юктинских образований. Прибрежно-морские обстановки периодически сменялись лагунными, происходило накопление хемогенных доломитов, сульфатов (гипс, ангидрит), каменной соли. Максимуму трансгрессии отвечает луговская свита (среднекаларгонская подсвита). Последующая крупная регрессия фаменского времени характеризуется накоплением в Глубокоозерско-Кетском прогибе эвапоритовой сульфатно-терригенно-карбонатной формации (фокинская свита); на большей части территории обстановки размыва преобладали уже в конце каларгонского времени.

В позднем девоне закончился длительный период существования преимущественно морского режима на рассматриваемой территории. К началу карбона вследствие общего поднятия территории в фаменское время и преобладания эрозионных процессов она представляла пологую, практически лишенную водоемов равнину.

Среднекаменноугольно-триасовый тектонический мезоцикл

На рубеже раннего и среднего карбона произошла резкая смена тектонических режимов. 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 вы-

сокого стояния платформы (выше уровня Мирового океана), что и обусловило накопление формаций преимущественно регрессивной (средний карбон–пермь) и эмерсивной (ранний триас) стадий [135]. Важнейшей характеристикой мезоцикла является образование Тунгусской синеклизы, сложенной угленосными формациями одноименного бассейна и уникальной по объему вулканогенной толщи преимущественно толеит-базитовой формации.

Среднекаменноугольно-позднепермский этап. После длительного размытия ранне- и среднепалеозойских образований, в начале среднего карбона (к началу накопления тунгусской серии) установились континентальные условия осадконакопления, которое в центральных частях Тунгусского бассейна и Норильско-Хараелахском прогибе происходило в прибрежно-морских и лагунно-континентальных условиях (типа ваттов). Выделяются два крупных цикла осадко- и угленакопления – среднекаменноугольный–раннепермский и средне-позднепермский, – во время которых существовали оптимальные условия для формирования торфяников и накопления угля (теплый умеренно влажный климат, равнинный ландшафт, развитие внутриконтинентальных бассейнов). Максимумы угленакопления приурочены к верхним частям циклов (талнахская и кайерканская свиты).

В начале перми, в талнахское время трансгрессия Западно-Сибирского моря привела к формированию карбонатно-терригенных отложений с выраженной волнистой и косоволнистой слоистостью и следами взмучивания, свидетельствующими об активной гидродинамике бассейна.

После кратковременного перерыва вновь произошла активизация тектонических движений. В позднебургу克林ское время море постепенно отступает из пределов Тунгусского бассейна и Норильско-Хараелахского прогиба, где распространяются продуктивно-угленосные лагунные отложения. В это время на большей части Тунгусского бассейна был гумидный умеренный климат, а на северо-западе – умеренно холодный.

В биармийское время эпиконтинентальный морской бассейн вновь кратковременно распространяется на Норильско-Хараелахский прогиб, который превращается в пролив с побережьями лагунного (на востоке) типа. Внутренняя часть Тунгусского бассейна была охвачена заливом Хатангского моря. В кайерканское время палеогеографические и геотектонические условия были наиболее благоприятны для интенсивного угленакопления. Терригенные осадки чередовались с горизонтами, насыщенными растительным материалом. В масштабе синеклизы угленосная терригенная формация имеет регрессивный характер. В сторону поднятий мощность осадков резко сокращается.

В позднепеляткинско-дегалинское время западная окраина платформы испытывает поднятие и окончательно превращается в возвышенную сушу. Седиментация продолжается в условиях аллювиальной равнины (амбарнинская свита). Формировались терригенные породы, часто с пестрой окраской за счет примеси пирокластического материала, что связано с началом в регионе вулканической деятельности.

Раннетриасовый этап. В конце перми тектонический режим на северо-западной периферии Сибирской платформы претерпел резкие изменения. Сводообразование сменилось растяжением земной коры, резко усилившемся в конце татарской эпохи и сопровождавшимся масштабным базальто-

вым вулканизмом, захватившим огромную территорию (более 3,5 млн км²) [27, 100, 134], включая 2/3 площади листа R-46. По ряду признаков, наблюдаемых в Норильском районе (обугленные вертикально стоящие стволы кордаитовых и т. п.), начало активного вулканизма имело катастрофический характер и вызвало мгновенное (в геологическом понимании) уничтожение флоры и в целом экосистемы палеозойской эры.

Заложение наиболее крупных рифтов происходило по системе унаследованных ослабленных зон и явилось следствием роста мантийных диапиров гребневидной формы [93]. Рифтинг в обрамлении платформы сопровождался активизацией глубинных тектонических зон, унаследованных от предыдущих этапов. Наиболее крупные из них, определяющие магматизм и структурный план региона, – Имангда-Летнинский, Северо-Хараелахский, Хантайский и др.

Гребневидная форма мантийного диапира в пределах Енисей-Хатангского рифта, поперечный размер которого намного превышал последний, способствовала активному проникновению его в относительно высокие горизонты литосферы, что обусловило спрединг, транскоровый характер магматизма, утонение и переработку земной коры. Во внутренних стабильных частях Сибирского кратона базальтовый магматизм обусловлен площадным характером мантийного диапира [90, 139] и рассеянным спредингом с формированием многочисленных преимущественно линейных вулканоструктур на обширной площади.

Исключительно высокая проницаемость земной коры Норильско-Хараелахского прогиба обусловила латеральную миграцию мантийного расплава из зоны первичной магомгенерации в Енисей-Хатангской рифтогенной структуре [90, 343, 344], вследствие чего позднепалеозойско-раннемезозойский этап вулканизма там начался несколько раньше, чем в Тунгусской синеклизе, был наиболее интенсивным при низком коэффициенте эксплозивности (10–12 %), антидромной направленности и наличии контрастной дифференцированной коматиит-толеитовой серии, включая ультрабазит-базитовую вулкано-интрузивную ассоциацию. В Тунгусской синеклизе в это время резко преобладали эксплозивные фации. Начиная с конца надеждинского времени, масштабные трещинные излияния лав охватили всю Тунгусскую синеклизу, однако максимум прогибания и, соответственно, наибольшая мощность вулкаников по-прежнему приурочены к Норильско-Хараелахскому прогибу.

Формирование вулканогенной толщи происходило преимущественно в континентальных условиях на слегка приподнятой над уровнем моря (100–200 м) равнине. Резко преобладал ареальный тип магматизма. Для хаканчанско-правобоярского, а частично и аянского времени, когда магматизм имел существенно эксплозивный характер, относительно расчлененный рельеф существовал в Большеавамской впадине и Ламско-Хантайском прогибе, а также в примыкающем к ним секторе центральной части Тунгусской синеклизы. Здесь формировались многочисленные вулканические постройки, образовавшие первичный цоколь палеорельефа высотой до 200–500 м [193]. 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 кварц-полевошпатовых туфопесчаников с обильными остатками флоры и

пресноводной фауны. В результате в Ламско-Хантайском прогибе полное нивелирование поверхности было завершено к началу надеждинского времени, а в Большеавамской впадине – к его концу.

Во время максимума магматической активности в постморонговское время вся территория Сибирской трапповой провинции диаметром более 1000 км представляла плоскую поверхность без признаков положительных или отрицательных форм рельефа. На огромной территории не было даже ручьев, крайне редко отмечались признаки мелководных озер.

О нерасчлененном рельефе свидетельствует практически полное отсутствие русловых отложений, весьма незначительная мощность или отсутствие кор выветривания, локальность проявления размыва покровов. Даже наиболее выраженный предпуторанский размыв, установленный по локальному наличию туфоконгломератов с окатанными гальками нижележащих базальтов в основании мокулаевской и хоннамакитской свит, имеет амплитуду не более первых десятков метров [249]. 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 [193]. 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.

Продукты разрушения вулканитов слагали прослои вулканогенно-осадочных пород, перемежаемые прослоями пепловых выбросов, отложениями лавхаров. Роль вулcano-кластических образований резко возрастает к периферии вулcano-тектонических прогибов (вплоть до полного замещения эффузивов вулканогенно-осадочными образованиями), где обстановка преобладавшего растяжения (максимальная в осевой зоне прогибов) была не так резко выражена. Сюда сносились продукты разрушения шлаковых конусов и верхних частей базальтовых покровов. Тем не менее, бассейновые условия накопления вулканитов сохранялись и здесь вследствие общего компенсированного прогибания Тунгусской синеклизы.

Затухание вулканических процессов к концу вулканических циклов в условиях продолжающегося прогибания сопровождалось накоплением карбонатных пород, мощность горизонтов которых на отдельных стадиях достигала 20–30 м и более. По мере нарастания вулканизма и расширения границ палеовулканических прогибов, границы шлейфа осадочно-вулканогенных пород сдвигались в стороны от последних, захватывая все большие области платформы, которые также вовлекались в компенсированное прогибание. Следствием его явилось накопление вулканогенно-осадочных пород, продуктов выбросов одноактных вулканов и внедрение базитовых интрузий, которые локализовались преимущественно в верхних горизонтах палеозойского чехла. Они же служили промежуточными очагами для упомянутых одноактных вулканов.

Таким образом, массовый базальтовый магматизм проявлялся на фоне регионального растяжения и прогибания, которое практически полностью ком-

пенсировалось магматическим материалом, как в виде интрузий в верхних горизонтах чехла, так и обширными излияниями базальтов. Амплитуда прогибаний, судя по суммарной мощности продуктов магматизма в платформенном чехле, превышала 2–3 км (максимальная – в конседиментационных вулканотектонических прогибах). 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 [221].

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 триас 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) [331]. Центр магматизма, исходя из максимальных мощностей, существенно лавового характера разреза, разнообразия составов базальтовых покровов и соответствующих им интрузивных комплексов, находился в пределах Хараелакской и Икэнской мульды; Ламско-Хантайский прогиб и остальные части Тунгусской синеклизы являлись периферией [193].

Литолого-фациальные реконструкции различных уровней вулканогенного разреза позволяют проследить эволюцию траппового магматизма в нижнем триасе [288]. В частности наблюдается постепенное разрастание вулканического ареала на юго-восток, при максимальном накоплении паторанских базальтов в осевой части Тунгусской синеклизы, в отличие от более ранних продуктов доаянского времени. Магматизм характеризовался цикличностью проявления, которая выражается в повторении активных и пассивных стадий магматической активности, соответствующих началу и концу одного цикла [40, 102, 174, 193, 249]. В современном понимании выделяют десять циклов, которым в целом соответствует стратиграфия вулканогенной толщи [193, 315]. По этому принципу стратиграфические единицы в пределах толщи должны разделяться выдержанными горизонтами туфогенно-осадочных пород. По характеру пространственного распределения и состава вулканогенных образований четко выделяются три этапа магматической деятельности.

Ранний этап, охватывающий гагарьеостровское и тутончанское время и включающий первые четыре цикла, характеризуется пространственной контрастностью проявления магматизма. На западе территории в линейных зонах, соответствующих конседиментационным Норильско-Хараелакскому и Ламско-Хантайскому вулканотектоническим прогибам, формировалась дифференцированная (коматиит-толеитовая) серия лав, включающая как умерен-

нощелочные, так и субультраосновные разности. Положение промежуточных магматических очагов, размещение вулканитов дифференцированной серии, рудоносных интрузий и рудных узлов контролировалось Имангда-Летнинской зоной и опережающими Кета-Ирбэнским и другими разломами. В пределах большей части Тунгусской синеклизы в субазаральных условиях формировалась толща эффузивно-вулканокластических пород (правобоярская свита) пестрого литолого-фациального состава, но с резко выраженным преобладанием эксплозивных фаций. Соответственно, выделяемые циклы проявлены только в западной части территории. Восточная граница этой области остается неясной, но в любом случае она не соответствует Кыстыхтахской зоне разломов.

Второй этап, отвечающий двурогинскому и пугоранскому времени и включающий пять циклов, характеризовался относительно слабой дифференциацией условий вулканизма и состава вулканитов по всей северо-западной части Сибирской платформы. Рубеж первого и второго этапов знаменуется принципиальным изменением химизма расплавов, отражающихся в изменении содержаний и соотношений таких некогерентных элементов, как калий, титан, фосфор и барий, которые часто считаются показателями глубины континентального магмообразования. Впрочем, данная перестройка растянута по разрезу, проявляясь, по крайней мере, уже в середине разреза надеждинской свиты [166, 261].

Третий этап, отвечающий десятому циклу и не нашедший достоверного отражения в стратифицированных отложениях (возможно, в связи с денудацией наиболее верхней части вулканогенного разреза), связан с затуханием вулканической активности и формированием на северной периферии платформы новой тектонически активной зоны параллельно Енисей-Хатангской рифтогенной структуре – Норильско-Дельканскому прогибу. Эта зона контролировала внедрение контрастных по составу трещинных интрузий, характеризующихся линейной зональностью распределения.

Первому вулканическому циклу соответствуют ивакинского и интрузии ергалахского и пясинского комплексов, которые по геохимическим параметрам контрастно отличаются от вышележащих свит, характеризуясь умереннощелочным составом, экстремально высокими содержаниями титана, щелочей, фосфора, бария, циркония, стронция, рубидия и ниобия, экстремально низкими магния, кальция, хрома, меди, никеля, ванадия. Существенные вариации мощности и строения ивакинской свиты предполагают наличие ряда автономных ареалов вулканической активности в пределах Норильско-Хараелахского и Ламско-Хантайского прогибов.

Второму циклу соответствует формирование сыверминской свиты и нижнегудчихинской подсвиты, а также ряда недифференцированных интрузий, формационная принадлежность которых неясна. Породы сыверминской свиты в целом являются переходными от умереннощелочных базальтоидов ивакинской свиты к базальтам нормальной ряда остальной части разреза. Сыверминская свита характеризуется многочисленностью отдельных маломощных потоков базальтов и повышенной ролью миндалекаменных зон, что говорит о том, что такие потоки не могли сколько-нибудь далеко перемещаться от выводящих каналов. В Икэнской мульде они почти полностью отсутст-

вуют, что, возможно, свидетельствует о наличии здесь куполовидного поднятия, которое было выше гидростатического уровня излияния лав [193]. В последующее время на выровненную сыверминскими излияниями поверхность изливаются толеитовые базальты нижнегудчихинской подсвиты, а затем, очевидно, в связи с углублением зоны мантийных выплавок – лавы оливиновых и пикритовых базальтов.

В начале третьего цикла сформировались оливиновые и пикритовые базальты среднегудчихинской подсвиты, характеризующиеся низкими содержаниями щелочей, глинозема, кальция, рубидия и экстремально высокими содержаниями магния, хрома, никеля, кобальта и сопоставимые по этим параметрам с интрузиями нижнефокинского комплекса. Цикл завершается излиянием толеитовых базальтов верхней части гудчихинской свиты и формированием вулканокластических и осадочно-вулканогенных пород хаканчанской свиты, характеризующихся резкими вариациями мощности, отражающими расположение эксплозивных центров.

Четвертому циклу отвечает формирование вулканитов туклонской и надеждинской свит и интрузий нижнеталнахского комплекса. Базальтам четвертого цикла свойственны весьма специфические петрохимические характеристики, не характерные более ни для одной из свит района (очень низкое содержание Ti, относительно высокое K, низкое Cu, Ni, Sr). Максимальные мощности туклонских базальтоидов и весь ареал пикробазальтов этого времени, в отличие от лав третьего цикла, приурочены к Микчангда-Имангдинской зоне. Во второй половине цикла (в надеждинское время) ареал лавовых излияний существенно расширился, охватив Большеавамскую впадину и весь Ламско-Хантайский прогиб.

Вулканогенные образования пятого цикла, отвечающего двурогинскому горизонту, уже характеризуются относительной однородностью по всей рассматриваемой территории севера Сибирской платформы, хотя в южной части Ламско-Хантайской зоны в конце цикла базальтовый вулканизм нормального ряда сменяется трахизабальтовым. Облик моронговской и аянской свит говорит об их весьма длительном формировании, о значительных перерывах в магмоизлияниях, приведших к формированию переотложенных пестроцветных толщ тефроидов, насыщенных весьма специфической флорой и фауной двурогинского горизонта, хорошо отличимой от ниже- и вышележащих тунчанского и пугоранского биостратиграфических горизонтов. Данному циклу отвечает большинство закартированных на территории вулканов центрального типа, выстраивающихся в нечеткие цепочки, трассирующие, по видимому, магмоподводящие линейные зоны.

Шестой цикл отвечает пику магматической активности. Ему соответствуют мощные разрезы гломеропорфировых и афировых базальтов, образующих разрезы лавового типа мокулаевской и хоннамакитской свит. С этим циклом однозначно сопоставляются дифференцированные интрузии норильского комплекса [193]. Область наиболее интенсивных излияний лав, по сравнению с двурогинским временем, несколько сместилась к востоку (реки Курейка и Кутарамакан, водораздел Рек Микчангда и Калтамы) и изменила свою ориентировку на северо-западно-северную [76]. Такое ее положение

сохранялось на протяжении всего путоранского времени. Излияния базальтовых лав контролировались преимущественно трещинными вулканами.

Седьмому циклу соответствуют хараелахская и неракарская свиты. В конце цикла отмечается затухание эффузивной деятельности и образование многочисленных горизонтов туфогенных пород, аналогичных моронговским, когда каждый покров подстилается горизонтом тефроидов. Более молодые эффузивы на территории Тунгусской синеклизы (в пределах листа R-46) не установлены, что, возможно, связано с их размывом как в средне-позднетриасовое время, так и в новейшее время при формировании Путоранского сводового поднятия.

Восьмому циклу отвечает формирование кумгинской и самоедской свит. Вероятно, в это время основной областью излияний являлась продолжавшая прогибаться Икэнская мульда, а с самоедского времени имела место четкая автономность излияний в Хараелахской и Икэнской мульдах. Характерно преимущественное излияние потоков, а не покровов, т. е. очень малый объем отдельных выплавок. Кроме того, в среднесамоедское время происходило образование тефроидов, аналогичных моронговским и позднехараелахским. К кумгинскому времени относится образование многочисленных рудопроявлений самородной меди и агатов в районе Мастах-Салинской вулканоструктуры.

Девятому циклу отвечает таловская толща, сохранившаяся лишь на сопредельной с запада территории [53]. Однако широкое развитие тел базитов с обратной полярностью магнитного поля (далдыканский комплекс) свидетельствует о продолжении магматической активности, которая, несомненно, выражалась в том числе и в образовании эффузивов, в последующее время, вероятно, эродированных.

Десятый цикл характеризуется широким проявлением интрузивного магматизма преимущественно трещинного типа, локализующегося вдоль северной периферии Сибирской платформы, где на основании этого выделяется Норильско-Дельканский (Предтаймырский) прогиб [10, 135]. Его выделение следует относить к послехараелахскому времени, поскольку фации и мощности вулканитов путоранской серии Большеавамской впадины не отличаются от таковых в центральной части Тунгусской синеклизы. Магматизм в Норильско-Дельканском прогибе отчетливо зонален. В западной его части (Норильско-Хараелахский прогиб и западная часть Большеавамской впадины) преобладают базиты нормального ряда, хотя часто повышенной щелочности (далдыканский комплекс). На восток они постепенно сменяются умереннощелочными базитами (авамский комплекс), а в восточной части Большеавамской впадины – щелочно-основными и щелочно-ультраосновными, а затем умереннощелочными породами среднего состава. Возрастные соотношения всех этих образований остаются неясными. Вероятно, этот цикл магматизма захватывает не только ранний, но и средний триас. Возможно, дайки основного, субщелочного, среднего и щелочно-ультраосновного составов являются подводными каналами наиболее поздних и более контрастных по составу лав, впоследствии уничтоженных эрозией и на изученной площади не известных, но присутствующих в смежной с востока Дельканской впадине Маймеча-Котуйской СФЗ.

В результате масштабного базитового магматизма в конце палеозоя–начале мезозоя было сформировано обширное плато. Позднетриасовое, а затем и ранне-среднеюрское время характеризуется значительной перестройкой структурного плана территории. Северная окраина Сибирской платформы в это время испытала общее воздымание, сопровождаемое интенсивным разрушением лавового плато. К концу среднеюрского времени эрозионно-денудационная область была сnivelирована и в большей части превращена в низменную равнину, где на отдельных выровненных участках в условиях теплого климата шло интенсивное химическое выветривание платобазальтов. Область аккумуляции продуктов разрушения находилась далеко на севере за пределами площади, где по системам субширотных расколов начинает формироваться структура Енисей-Хатангского внутриконтинентального рифтогенного прогиба.

В позднем триасе в результате трансгрессии, охватившей полярные районы Западной Сибири, на севере рассматриваемой территории в прибрежно-морских условиях накапливались алевриты, глины, пески, иногда с примесью вулканомиктового материала, мощностью более 900 м. Области сноса являлись Среднесибирская суша на юге и Таймырская (за пределами района) – на севере.

После затухания вулканизма происходит дальнейшее прогибание Енисей-Хатангского прогиба. Границы его постепенно расширяются, что подтверждается трансгрессивным характером несогласия в подошве юрско-меловых отложений.

Юрско-палеогеновый мезоцикл

Данный мезоцикл характеризуется коренной перестройкой Сибирской платформы, которая происходила в четыре подэтапа. Первый – ранне-позднеюрский, с фазой перестройки знака тектонических движений в келловей-кимериджское время; второй – позднеюрско-раннемеловой, с фазой перестройки в альб-сеноманское время, третий – позднемеловой, с маастрихт-датскими корами выветривания, и четвертый этап стабилизации – палеогеновый [27]. На протяжении цикла вдоль окраин платформы развиваются высокоамплитудные прогибы и поднятия. Западная окраина перекрывается осадками молодой Западно-Сибирской платформы. В пределах площади исследований – это время формирования Енисей-Хатангского хатакратона (по Н. С. Маличу).

Для мезозойского осадочного чехла Енисей-Хатангского регионального прогиба (ЕХРП) характерно ритмичное строение, проявляющееся в чередовании преимущественно песчаных и глинистых отложений, позволившее расчленить разрез на свиты.

Юрский комплекс осадков образует мощную (до 4–5 км по данным сейсморазведки в осевой части прогиба) толщу сероцветных пород морского и прибрежно-морского генезиса, последовательно выклинивающуюся в прибрежных зонах и частично размытую на Рассохинском мегавалу. Накопление юрских отложений происходило в условиях компенсированного осадкообразования. Залегают юрские отложения на разновозрастных породах доюрского основания и представлены в полном стратиграфическом объеме [305].

В раннеюрское время на территории исследований выделяются прибрежно-морской и мелководно-морской комплексы с различными группами фаций, соответствующими определенным свитам. Так, зимняя свита (геттанг-ранний плинсбах) начинает разрез юрских отложений и с угловым и стратиграфическим несогласием перекрывает породы триаса или палеозоя. Генезис отложений свиты соответствует группе фаций прибрежной аллювиальной равнины, временно заливаемой морскими водами. Редкие раковины двустворок и фораминифер свидетельствуют о периодических ингрессиях моря [305].

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 времени сменились дельтовыми обстановками в позднем тоаре.

На границе ранне- и среднеюрского времени на всей территории ЕХРП установился морской режим. Осадки накапливались в мелководном морском бассейне. В среднеюрское время рассматриваемая территория представляла собой морской бассейн, к которому с юга и с севера примыкали аккумулятивные равнины Средне-Сибирской и Таймырской суши [305]. При этом условия осадконакопления от аалена к байосу изменялись от прибрежно-морских к морским, а с позднего байоса до келловя характеризовались осадками приливно-отливных равнин и лагун.

Так, в батский век территория ЕХРП представляла собой мелководно-морской бассейн – Хатангское море, вытянутое в субширотном направлении.

Келловейский век характеризуется началом обширной морской трансгрессии, что повлекло за собой перестройку палеоландшафтов всей территории Северной Евразии. Однако на территории ЕХРП и прилегающей части Западной Сибири значительных изменений по сравнению с батом не произошло.

На рубеже келловейского и оксфордского веков трансгрессия сменилась регрессией, которая достигла максимума в середине оксфорда и продолжалась до позднекемериджского времени. На территории ЕХРП и прилегающей части Западной Сибири это привело к обмелению 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. Осадки, накапливавшиеся в это время на территории ЕХРП, слагают глинистые толщи яновстанской и гольчихинской свит в Усть-Енисейском районе и букайтской свиты в Хетско-Анабарском районе, являющихся надежными флюидоупорами для нижележащих проницаемых отложений сиговской и малы-

шевской свит. Очередной этап трансгрессии привел к существенной перестройке палеоландшафтов на всей территории Северной Евразии. Дальнейшее прогибание осевой части прогиба расширило площадь Хатангского бассейна и привело к увеличению глубины моря на всей рассматриваемой территории. Осадочный материал поступал в Хатангское море главным образом с Сибирской платформы, представлявшей собой к концу волжского века низкий пенеплен, на котором преобладали интенсивное выветривание и условия влажного умеренно теплого климата [311].

На границе юры и мела территория характеризуется завершением трансгрессии моря, отличаясь существенным количеством внутрiformационных перерывов и установлением латеральной зональности распределения осадков. Накопление существенно глинистых или алеврито-песчаных осадков обусловило выделение различных структурно-фациальных зон. Нижнемеловые осадки отличаются значительной пестротой фациального состава (неоком), 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.

Начиная с берриаса, осадконакопление происходило в условиях регрессирующего морского бассейна с еще нормальной соленостью, но наличие разнообразного комплекса фораминифер свидетельствует не только о сохранении морских условий, но и о частой смене фаций в связи с регрессией моря [123].

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 500 м) в 2–3 раза уступающий наблюдаемым в Центрально-Таймырском, Дудьптинском и Жданихинском мегапрогибах.

В ранневаланжинское время на территории современного Рассохинского мегавала в прибрежную часть моря сносилось значительное количество обломочного материала, который не успевал переоткладываться береговыми течениями, в результате чего формировались дельты. В дальнейшем дельтовый характер накопления существовал в большинстве районов ЕХРП, кроме Жданихинского и в осевой части Центрально-Таймырского мегапрогибов, где преобладал прибрежно-морской режим. Более сложный характер обстановки осадконакопления был в поздневаланжинское–раннеготеривское время, когда береговая линия формировалась за счет регрессивных дельтовых фаз с трансгрессивными фазами мелководного шельфа [123].

В готериве прибрежная равнина, временами заливавшаяся морем, становится основной палеогеографической зоной, занимавшей пространства как в центре ЕХРП, так и по периферии Таймырской и Средне-Сибирской 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 [311].

Апт-сеноманский этап развития Западной Сибири (в том числе и Усть-Енисейского района) характеризуется широким развитием существенно континентальных образований с редкими прослоями морского генезиса.

В среднеаптское время по периферии бассейна по-прежнему преобладают континентальные песчаные фации, которые в сторону осевой линии ЕХРП сменяются 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. В это время установился гумидный субтропический климат. Однако в пределах области седиментации физико-географическая обстановка еще сохраняла все свои основные особенности предшествовавшей эпохи [311].

В конце сеномана–начале турона происходит крупнейшая трансгрессия, морской бассейн захватывает практически всю Западную Сибирь [326].

Для верхнемеловых осадков характерны стратоны, сформировавшиеся на западе преимущественно в морских, а на востоке, куда море проникло лишь в сантон-кампане, в лагунно-континентальных условиях [123]. Области сноса обломочного материала по-прежнему оставались Сибирская платформа и Таймыр.

Дорожковская свита сформировалась в условиях мелководного шельфа, насоновская свита – в прибрежно-морских условиях на приливно-отливных равнинах. Накопление салпадаяхинской свиты происходило в условиях мелководного шельфа, но бассейн осадконакопления был значительно глубокководней, чем при формировании отложений дорожковской свиты, о чем свидетельствует состав опоковидных глин (бейделлитовый и кремнистый). Танамская свита представлена прибрежно-морским комплексом, группой фаций приливно-отливных равнин.

С конца маастрихтского времени в пределах исследуемой территории установился континентальный режим [305].

Палеогеновый этап в исследуемом районе характеризуется тем, что к концу датского века полностью закрывается Енисей-Ленская хатакратонная система [27]. В палеоцен-раннеэоценовое время сформировалась структура ЕХРП в современном виде – прогибы, разделенные валообразными поднятиями (в пределах листа – это Центрально-Таймырский и Дудыптинско-Жданихинский мегапрогибы, разделенные Рассохинским мегавалом). И с этим же, вероятно, временем совпадает последняя активизация Енисей-Хатангского глубинного разлома, являющегося шовной зоной между Восточно-Сибирской и Западно-Сибирской литосферными плитами.

В палеоцене на отдельных пониженных участках суши в лагунных и аллювиально-озерных условиях накапливались каолинизированные пески, алевриты, глины с линзами конгломератов, бобовинами бокситов, скоплениями древесины (кэтпарская свита). В эоцене и ологоцене существовали ограниченные по масштабам озерные водоемы, которые, предположительно, принимали равнинные реки с песчано-гравийным аллювием, а вблизи плато Пурторана – и горные реки с грубообломочным галечно-валунным аллювием

(гавриловская толща). Отложения последней в днищах долин, пересекающих кромку плато, свидетельствуют о начале обособления в палеогене крупных положительных (плато Путорана) и отрицательных (Енисей-Хатангский региональный прогиб) морфоструктур. В неогеновое и эоплейстоценовое(?) время интенсивные разнонаправленные неотектонические движения продолжались, что привело к созданию достаточно контрастного рельефа – платообразного низкогорья на юге и в центре площади листа и плоской денудационно-аккумулятивной равнины на севере. Понижение базиса эрозии привело к расчленению плоскогорья узкими глубокими речными долинами, днище которых располагалось на 200–300 м ниже современного уровня моря.

Неоплейстоценовый мезоцикл

Начало неоплейстоцена ознаменовано заполнением палеодолин, выработанных в предшествующий период (чистоозерская, усть-котуйская толщи талагайкинского горизонта). Первое оледенение состоялось в лебедское время (болгохтохская морена).

В начале среднего неоплейстоцена (тобольское время) на территории сформировался обширный морской бассейн, где накапливались преимущественно алеврито-глинистые осадки с туруханским (обским) комплексом фораминифер (вологочанский мариний). С наступлением в самаровское время ямнинского оледенения, имеющего значительные масштабы в пределах Средне-Сибирского плоскогорья и прилегающих равнин, нижележащие отложения были существенно денудированы и сохранились только во впадинах палеорельефа. Дегляциация оледенения и гляциоизостатическое погружение ложа сопровождалось наступлением моря (западнее площади листа), а быстрое гляциоизостатическое поднятие привело к отступанию моря и накоплению мощной толщи озерных осадков (коевский лимний и гляциолимний), сформированных, вероятно, в перигляциальных условиях холодного климата после таяния ледника. Ширтинское время ознаменовалось новой крупной трансгрессией (за пределами листа). В тазовское время покровное оледенение вновь возникло на обширных пространствах низменности, оно наступало с севера – со стороны Северного Таймыра. Во время деградации тазовского ледника в отдельные котловины ингрессировало море и накапливались мастахалинские морские образования.

В казанцевское время произошла одноименная трансгрессия. Морские быхинские (=казанцевские) осадки известны только на крайнем западе территории листа. В бассейне р. Хета отмечены сопряженные с морем аллювиальные осадки четвертой террасы р. Хета, морские же осадки распространены восточнее границы листа.

Муруктинское время связано с одноименным оледенением, наступающим с двух центров – Таймырского и Путоранского. В результате распада ледников гляциофлювиальными и лимногляциальными осадками были заполнены межгрядовые впадины.

С первой половиной каргинского времени связана ингрессия моря с северо-запада – со стороны Карского моря, и с востока – с моря Лаптевых. Во второй половине каргинского времени в пределах низменности протекали

эрозионные, озерно-речные и эоловые процессы. С сартанским временем в пределах плато Путорана связано горно-долинное оледенение, завершившее моделирование современного геоморфологического облика плато. По мере отступления ледников вверх по троговым долинам на их днищах отлагались моренные и гляциофлювиальные образования. 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 надпойменная, 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, в пределах плато продолжался интенсивный врез речных долин.

Таким образом, рассматриваемая территория прошла длительную историю развития, начиная с рифея, сохраняя высокую мобильность и, по меньшей мере, трижды подвергаясь процессам рифтогенеза и коллизии, причем рифтовые структуры развивались унаследованно, в пределах одних и тех же границ крупных геоструктур. Позднепалеозойско-мезозойский магматизм в регионе проявился в пределах различных по природе структур: рифтогенный в пределах Енисейско-Хатангского, Норильско-Хараелахского и Ламско-Дюпкунского прогибов и рассеянный площадной – в Тунгусской синеклизе. Мезозойско-кайнозойская активизация, связанная с коллизионными процессами в Арктике, значительно усложнила структурный план района и привела к окончательному обособлению крупнейших геоблоков – Сибирской платформы и Енисей-Хатангского прогиба.

Современный структурный план территории следует рассматривать как результат наложения на зрелую континентальную кору тектонических движений, связанных с позднепалеозойско-раннемезозойским рифтогенезом и мезозойско-кайнозойскими коллизионными процессами. Унаследованность развития приповерхностных структур подтверждает значительную роль глубинных разломов как элементов сложной рифтогенной системы, определившей чрезвычайно высокую флюидно-магматическую проницаемость земной коры, и в конечном итоге обусловило режим высокой динамической активности его развития на протяжении всей истории формирования.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Территория располагается в пределах двух крупных геоморфологических областей Средней Сибири – Северо-Сибирской низменности (I) и Среднесибирского плоскогорья (II). В современной тектонической классификации эти области соответствуют крупным надпорядковым тектоническим структурам – Енисей-Хатангскому региональному прогибу (ЕХРП) и Сибирской платформе. История геологического и тектонического развития этих структур в конце мезозоя и в кайнозойе привела к формированию двух контрастных по своему геоморфологическому строению морфоструктур первого порядка: одноименной низменности в первой из областей и плато Путорана – во второй из них.

Северо-Сибирская низменность (I) занимает северную треть площади листа. Она представляет собой всхолмленную либо плоскую полигенетическую аккумулятивную равнину, охватывающую бассейн рек Пясины, Дудыпта и Хета, абсолютные высоты колеблются в пределах 15–220 м. Подстилающим геологическим субстратом для рельефообразующих четвертичных образований являются юрско-меловые и палеогеновые рыхлые либо слабо сцементированные терригенные породы, в различной степени подвергшиеся денудации и площадному выравниванию. Основным рельефообразующим фактором, определившим современное строение рельефа этой части территории, явилась деятельность ледников тазовского и муруктинского возраста, а преобладающими поверхностями и формами рельефа низменности являются краевые моренные гряды напорного и выжимного генезиса, разделенные понижениями, занятыми озерно-ледниковыми, озерно-аллювиальными и аллювиальными равнинами (террасами). В меньшей степени проявлена рельефообразующая роль каргинской и казанцевской морских трансгрессий. В пределах Северо-Сибирской низменности геоморфологические районы не выделяются, однако на схеме районирования отрисован ряд положительных (I-1–I-4) и отрицательных (I-5–I-9) морфоструктур третьего порядка, при этом группа положительных морфоструктур представлена аккумулятивными моренными грядами, а отрицательных – впадинами и межгрядовыми ложбинами. В пределах отрицательных структур интенсивно развита речная сеть. Речные долины имеют ярко выраженный равнинный характер с хорошо выработанным продольным и трапециевидным поперечным профилем. Лишь при пересечении ледниковых гряд профиль долин становится V-образным, а в русле образуются перекаты и скопления валунов. В речных долинах разви-

ты две поймы (высокая и низкая) и две (первая и вторая) надпойменные террасы. Более древние аллювиальные террасы (третья каргинско-сарганская, четвертая казанцевская) зафиксированы на локальном участке р. Хета на выходе ее с плато Путорана. Конкретные морфогенетические типы поверхностей и форм рельефа в пределах этих структур будут рассмотрены ниже при описании аккумулятивной группы рельефа.

Плато Путорана (II) – наибольшая по размеру морфоструктура Средне-сибирского плоскогорья, в пределах листа она занимает две трети общей площади. В ее геоморфологическом облике доминируют структурно-денудационные поверхности, предопределенные препарировкой субгоризонтально залегающих базальтовых покровов нижнего триаса. На новейшем тектоническом этапе, начиная с палеогена, плато испытало тенденцию к интенсивному сводово-блоковому тектоническому воздыманию, вследствие чего сформировано сильно расчлененное плоскогорье с относительными превышениями над уровнем аккумулятивной равнины от 300–500 до 1200–1500 м (максимальные отметки плато – 1600–1700 м). Интенсивному денудационному расчленению поверхности плато на кайнозойском этапе способствовала густая сеть тектонических трещин в покровах базальтов, впоследствии переработанных комплексом эрозионных, склоновых и экзарационных процессов в ходе неоднократных покровных и горно-долинных оледенений. В пределах плато, исходя из контрастности рельефа и интенсивности проявления геоморфологических процессов, выделено два геоморфологических района: Хараелахско-Аянский и Сыверминско-Курейский.

Хараелахско-Аянский район (II-1) субширотной полосой шириной 75–90 км протягивается по северной периферии плато, абсолютные отметки в его пределах варьируют от 500 м на бровке и уступах плато, обращенных к северу, до 1100–1200 м вдоль южной границы района. Поверхность плавно снижается к северу, она слабовыпуклая, ступенчатая благодаря препарировке плотных и устойчивых к выветриванию пластов базальтов, образующих элювиальные накопления, разделенные предельно пологими десерпционными склонами. Цепочка прерывистых уступов субширотной ориентировки, отделяющих плато от Средне-Сибирской низменности, выражена нечетко, бровка плато контролируется абсолютными отметками около +500 м, ниже которых сформированы более крутые ступенчатые склоны (5–15°). Уступы имеют структурно-денудационную природу и неявно контролируются сериями субпараллельных разломов широтного и северо-восточного простираний, установленных в северной периферии плато. Возможно, уступ плато Путорана имеет палимпсестовое, «откопанное» происхождение, и его проявленность в современном рельефе усилена общим сводово-блоковым поднятием на неотектоническом этапе. В значительной степени тектонические трещины предопределяют рисунок эрозионной сети этого района. В наибольшей степени эта связь просматривается в западной части района, где субмеридиональные направления речных долин подчеркивают Кета-Ирбинскую зону разломов, и в восточной его части, где ортогональный рисунок долин водотоков бассейна рек Аян–Хета контролируется разломами северо-восточного и северо-западного простирания. Эрозионное расчленение бровки плато наиболее интенсивное, короткие долины северных направлений, пересекающие

бровку плато сообразно общему уклону поверхности, имеют V-образный и реже каньонообразный поперечный профиль. Тектонически predeterminedенные отрезки речных долин также имеют вид каньонов. Продольный профиль рек района не выработан, часто наблюдаются пороги, реже – водопады, обычно расположенные в верховьях.

Морфоскульптурный облик района дополняет маломощный прерывистый чехол ледниковых и гляциофлювиальных накоплений на плоских поверхностях плато, в долинообразных понижениях и днищах речных долин. Этот чехол не создает сколько-нибудь ярко выраженных форм гляциального рельефа. По последним геологическим данным [17, 50, 336], немногочисленные следы ледниковой деятельности покровного либо полупокровного типа отнесены к муруктинскому горизонту, и лишь в южной, наиболее возвышенной части района (верховья р. Калтамы – левого притока р. Аян) обширное поле основной морены отнесено к продуктам деятельности сартанского (мелколамского) ледника, ледородной возвышенностью для которого являлся участок озер Богатырь и Нералах близ южной границы Хараелахско-Аянского района.

Сыверминско-Курейский район (II-2) охватывает основную часть площади плато в пределах территории листа. Его отличительной особенностью является максимальная контрастность рельефа, сформированная комплексом интенсивных денудационных процессов. Базовыми поверхностями, так же как и в Хараелахско-Аянском районе, являются структурно-денудационные, созданные препарировкой вулканических покровов. Граница между районами местами выражена отчетливо, перегибом поверхности плато либо локальными уступами и сменой преобладающих абс. отм. с 900–1000 м на 1100–1500 м. При этом морфология первично платообразной субгоризонтальной поверхности в данном районе значительно преобразована экзарационной деятельностью неоднократных оледенений и интенсивным эрозионным расчленением в межледниковые периоды. Рисунок речной сети ортогональный и дендритовидный, определяется густой сетью мелких тектонических нарушений и интенсивной мегатрещиноватостью, что привело к созданию структуры «битой тарелки» – множества плосковершинных останцовых возвышенностей, разделенных крутыми эрозионными и денудационными коллювиальными склонами. Многократность эрозионных циклов новейшего этапа рельефообразования подтверждается серией крупных Норильских озер (Хантайское, Кета, Лама, Глубокое, Собачье, Кутарамакан, Дюпкун и др.), использующих ранее выработанные переуглубленные долины, днище которых расположено нередко ниже современного уровня. По аналогии с подобными переуглубленными долинами северного и западного фаса плато, заложение этих озерных впадин произошло еще в дораннеплейстоценовое время, возможно, в плиоцене или, судя по наличию гавриловских конгломератов во внутренней части плато, еще раньше, в палеогене. Впадины, заполненные Норильскими озерами, подвергались к тому же расширению и переработке во время экзарации, как минимум, двух ледников – муруктинского и сартанского (мелколамского), вследствие чего они приобрели трогообразный облик, осложнены многочисленными карами и цирками. Морфологический облик западной периферии плато на участке Норильских озер близок к «бедленду». Это остан-

цовые изолированные горные возвышенности с узкими гребневидными водоразделами, обрамленными крутыми коллювиальными склонами и разделенными линейными впадинами с U-образным поперечным профилем. Днища впадин заняты современными речными долинами и озерами, выполнены моренами и гляциофлювиальными отложениями.

Глубина вреза рек в пределах района колеблется от 800 до 1200 м, в центре его достигает 1500 м. Днища, а местами и склоны долин покрыты ледниковыми и водно-ледниковыми формами – конечными грядами, флювиогляциальными террасами, озами, флювиокамами. Из аллювиальных форм присутствуют лишь пойменные террасы высотой до 10 м, сложенные продуктами перемыва моренного материала, реже – эрозионные террасы. Продольный профиль речных долин не выработан, с обилием порогов и шивер, реже – водопадов. При пересечении моренных гряд и полей развития морен в русле наблюдаются скопления валунов.

На территории листа выделяются поверхности и формы рельефа, которые относятся к трем группам: денудационно-тектонической, денудационной и аккумулятивной.

Нумерация и названия морфогенетических типов рельефа в тексте соответствуют легенде к геоморфологической схеме масштаба 1 : 2 500 000, размещенной в зарамочном оформлении к КЧО-1000/3.

Денудационно-тектоническая группа

Структурно-денудационный рельеф

1. Горизонтальные и пологие поверхности, образованные в результате препарировки триасовых вулканических покровов (К-Q) формируют основную поверхность плато Путорана и приурочены к максимальным абсолютным отметкам водоразделов. В пределах обоих геоморфологических районов структурно-денудационные поверхности приурочены, как правило, к наиболее мощным, бронирующим поверхность покровам базальтов и в наименьшей степени подвержены какому-либо последующему денудационному расчленению. На них развиваются процессы морозного выветривания и другие мерзлотные, формирующие различные формы микрорельефа (бугры пучения, каменные медальоны). Зачастую плоские поверхности плато осложнены отдельными структурно-денудационными останцами базальтов. От нижележащих поверхностей бронирующие площадки отделяются структурно-денудационными уступами высотой 40 м и более, по их периферии изредка обнажаются коренные выходы базальтов с характерной столбчатой отдельностью. Максимальным развитием скальные выходы базальтов в бровках плато пользуются в Сыверминско-Курейском районе. На подстилающих туфогенных пластах, более подверженных физическому разрушению, развиты предельно пологие наклонные площадки, покрытые десерпционными образованиями – каменными потоками (курумами), каменными морями.

Денудационная группа

2. Денудационно-эрозионные склоны речных долин, крутые и средней крутизны (P-Q) имеют выпукло-вогнутый профиль, обусловленный сочетанием

склонов средней крутизны и субвертикальных эрозионно-денудационных уступов, достигающих высоты 30–40 м. Общая высота склонов изменяется от 100–300 до 400–500 м. Они осложняются более мелкими уступами различной высоты и протяженности, нагорными террасами, нивационными нишами, ложбинами стока дождевых и талых вод, изобилующих водосборными воронками и каскадами водопадов.

3. *Крутые обвально-осыпные склоны, созданные комплексной денудацией (P-Q)* выделены в отдельный тип в западной части Сыверминско-Курейского района, главным образом по бортам Норильских озер, поскольку помимо эрозионных рельефообразующих процессов к формированию их морфоскульптуры причастны гляциоденудационные факторы: экзарация, гляциофлювиальное расчленение склонов, озерная абразия. Бровки крутых склонов, как и денудационно-эрозионных склонов речных долин, бронируются скальными выходами базальтов, формирующими субвертикальные стенки высотой десятки метров, нижние части склонов закрыты коллювиальными шлейфами с примесью десерпция на пологих скульптурных площадках. В силу интенсивного комплексного денудационного расчленения района Норильских озер крутые склоны занимают 50–70 % общей площади, а от поверхности плато здесь сохранились только узкие отпрепарированные гребни и гряды извилистых очертаний. Верхние части крутых склонов на этих же участках изобилуют карами и цирками – свидетельствами горно-долинного мелколаамского оледенения, распад которого приурочен к рубежу неоплейстоцена и голоцена.

Аккумулятивная группа

4. *Аллювиальные пойменно-русловые и террасовые равнины, созданные процессами внутриводолонной аккумуляции*, доминируют на территории Северо-Сибирской низменности и локально развиты в пределах плато Путорана. Русловые и пойменные плоские поверхности образуют днища крупных водотоков и разветвленной сети их притоков. Ширина пойменно-русловой части рек варьирует от сотен метров до 1–2 км, на реках Пясына, Дудыпта, Хета – 7–15 км. Русло разбивается, как правило, на многочисленные рукава и протоки. Процессы эрозии и аккумуляции находятся в стадии равновесия. На перечисленных крупных реках превышение низкой поймы над урезом воды составляет 2,5–3,5 м, высокой поймы – 4,5–5,0 м. Близкие по значению высоты пойменных террас имеют и крупные притоки основных рек (Самоедская Речка, Волочанка), на более мелких реках низкая пойма возвышается над руслом на 0,5–1,0 м, высокая пойма – на 2–3 м. Следует заметить, что вниз по течению высота пойменных террас может увеличиваться на 1–1,5 м к приведенным выше значениям. Плоские поверхности пойм интенсивно обводнены и заболочены, изобилуют старичными и в меньшей степени термокарстовыми озерами.

Первая надпойменная терраса повсеместно распространена в долинах крупных рек района и их притоках, на мелких реках она, как правило, тоже фиксируется, но не выражена в масштабе карты. Высота первой террасы закономерно меняется в зависимости от порядка водотока: если для крупней-

шей реки региона – Енисей – ее превышение составляет, по данным В. А. Федоренко [353], 15–20 м, то в бассейне рек Хета и Дудыпта высота первой террасы варьирует, по разным данным, в пределах 7–10 м. Возраст первой террасы, по всем имеющимся в настоящее время данным – первая половина голоцена (3–9 тыс. л. н.)

В понятие «вторая надпойменная терраса» разные авторы также вкладывают различные параметры, т. к. вариации относительных высот террас над урезом воды водотоков разного порядка – значительны: вторая «игаркинская» терраса Енисея «каргинского возраста» имеет превышение 25–35 м, на р. Пясины высота второй террасы оценена в 12–15 м, на Самоедской Речке и Кыстыктахе – два уровня террасы с превышением 9,0–12 и 12–14 м [353]. В среднем течении р. Хета, по нашим данным, зафиксировано два уровня второй террасы: 10–12 м и 20–22 м. Ниже по течению р. Хета от пос. Волочанка, по данным [340], относительная высота второй террасы составляет 18–22 м, на ее притоке – р. Боганида – 12–15 м.

Морфология 1-й и 2-й надпойменных террас различных рек сходна между собой. В долинах плато Путорана надпойменные террасы локальные, цокольные, реже скульптурные либо аккумулятивные, часто приурочены к местным базисам эрозии. На равнинных реках они плоские, мелкобугристые, осушенные (вследствие доминирования в их разрезах песчаных разностей), со следами проток и стариц, бровки и тыловые швы выражены отчетливо. На песчаных грунтах развиваются небольшие параболические и продольные дюны, бугристые пески и барханчики. Вследствие таяния повторножильных льдов интенсивно развиты термокарстовые озера и полигонально-валиковый микрорельеф. Возраст второй террасы ограничивается второй половиной сартанского горизонта – началом голоцена.

Третья и четвертая надпойменные террасы локально развиты на участке выхода р. Хета из пределов плато Путорана. Третья терраса каргинско-сартанского возраста прослеживается вниз по течению Хеты от слияния рек Аян и Аякли, имеет высоту 25–30 м, чаще всего цокольная. Поверхность ее плоская, со следами древних русел, ограничена четкими эрозионными уступами, интенсивно залесена. Ниже устья р. Кэтэрэ она пространственно сопрягается с обширной одновозрастной (каргинско-сартанской) озерно-аллювиальной равниной (террасой).

Четвертая терраса казанцевского возраста отмечена в пределах плато, в долинах рек Аян и Муниль, где фрагменты ее фиксируются на высоте 30–50 м над руслом. У подножия плато четвертая терраса образует ровную субгоризонтальную или пологонаклонную к реке Хета поверхность, ширина ее – от 4 до 15 км. Тыловой шов ее редко поднимается выше абс. выс. 100 м, бровка проходит обычно на высоте 60 м. От нижележащей, третьей террасы отделяется склонами различной крутизны высотой 10–20 м. На участках, испытавших воздействие муруктинских ледников, выходящих за пределы плато, она в значительной степени трансформирована, подверглась частичной экзарации наиболее подвижными ледниковыми языками и перекрыта аккумулятивными моренными и водно-ледниковыми образованиями.

5. Плоские и пологонаклонные морские равнины и террасы каргинского и казанцевского возраста локально распространены только в крайней северо-

западной части листа. Выделяются по аналогии со смежными с севера и запада листами, где эти поверхности более обширны, на пространствах вне зоны влияния муруктинского ледника,двигающегося с севера. Морская терраса казанцевского возраста примыкает к склонам моренной Джангодской гряды, ее тыловой шов расположен на абс. высоте 100–110 м, поверхность плоская, наклоненная к северу, на отдельных участках перекрыта прерывистым чехлом лимногляциальных осадков времени распада северного муруктинского ледника. В бассейне Самоедской Речки, где скважинами вскрыта мощная толща быхынского (=казанцевского) мариния, первичная террасовидная поверхность, ими сложенная, практически полностью переработана ледниковыми муруктинскими языками, спускающимися с плато Путорана в северном направлении.

В северо-западной части листа, на правобережье Пясины, к казанцевской террасе примыкает морская терраса каргинского возраста на высотах 60–70 м, отделена от нее слабо выраженным уступом высотой до 10 м. Терраса плоская, горизонтальная, слабо заболочена.

6. Плоские озерные и озерно-болотные равнины и котловины голоценового, позднелепистоценового–голоценового и каргинского возраста имеют близкие морфологические черты и различаются только длительностью своего формирования и точностью определения возраста осадков, выполняющих эти поверхности. Наиболее древние из них (каргинского возраста) наиболее обширны в Верхнедудыптинской впадине, где примыкают к склонам моренных гряд, реже фиксируются на вершинах гряд, чаще вложены в поверхность озерно-ледниковой муруктинской равнины. Особенности морфологии являются наличие термокарстовых озер и западин, ограниченное распространение булгунняхов (гидролакколитов) высотой до 25 м, байджарахов на участках распространения мощных торфяников, а также развитие полигонального мерзлотного микрорельефа.

Вдоль склонов плато Путорана котловины спущенных подпружных озер каргинского возраста примыкают к внутренним склонам конечно-моренных муруктинских гряд, поверхности их пологоволнистые, горизонтальные, изобилуют большим количеством проточных озер и заболоченных спущенных озерных ванн. Близки к ним по морфологии позднелепистоценовые–голоценовые равнины и котловины, они многоярусные, ступенчатые, выполнены алеврито-песчаным материалом со значительной примесью торфяников, в их контурах многочисленны современные озера, а также частично спущенные и заболоченные голоценовые котловины. Последние распространены практически на всех геоморфологических уровнях речного, аллювиально-озерного и гляциального генезиса.

7. *Плоские и пологоволнистые озерно-аллювиальные равнины* выполняют значительные пространства верхнедудыптинской и хетской межгрядовых впадин. В первой из них озерно-аллювиальные равнины вложены в озерно-ледниковую террасу муруктинского горизонта на абс. выс. 40–60 м, возраст определен менее конкретно: как позднелепистоценовый–голоценовый. В хетской впадине сходная по морфологии равнина на высотах 50–70 м датирована, исходя из возраста коррелятивных отложений, второй половиной каргинского–первой половиной сартанского времени. Отличительной особенно-

стью обеих равнин является исключительная выровненность площадок, слабый уклон к центру впадин, в то же время первичные площадки значительно переработаны эрозионными, криогенными и эоловыми процессами [340].

8. *Пологохолмисто-грядовые поверхности морен тазовского оледенения* определяют морфологию восточной оконечности Джангодской и Сампесинской гряд, являющихся главными водоразделами бассейнов рек Пясины, Дудыпта и Хета. Ранее эти гряды трактовались как продукты деятельности муруктинского («зырянского») [327, 340] либо муруктинского и сартанского [51] оледенения.

Сампесинская гряда выпуклой стороной обращена к юго-востоку, абс. выс. 120–190 м. Для вершинных поверхностей характерен параллельно-грядовый либо платообразный мезорельеф, гряды и плато разделены крутосклонными ложбинами, образованными за счет таяния «мертвых льдов» и занятыми цепочками остаточных озер. В. С. Скундин и др. [340] придают морфологическому облику Сампесинской гряды главным образом камовое происхождение, хотя конкретных морфологически выраженных форм на картах не показывают.

Восточная оконечность Джангодской гряды (правобережье Пясины) имеет в плане сложный рисунок, максимальные высоты вершин 120–140 м, осевые линии водоразделов имеют различную ориентировку и незначительно, на 20–40 м, возвышаются над обрамляющими их либо вложенными в нее плоскими пологонаклонными гляциофлювиальными или озерными площадками. Вершины имеют холмисто-западинный микрорельеф со множеством мелких озер в западинах. По соотношению с морскими образованиями первой ступени верхнего звена неоплейстоцена [53] возраст слагающих гряду гляциальных осадков принят среднеоплейстоценовым (тазовским), а не муруктинским [327] или сартанским [51], как предполагалось предшествующими исследователями.

9. *Плоские и холмисто-грядовые поверхности морен муруктинского оледенения* распространены на двух участках. В северной части площади листа они образуют дугообразную возвышенность Камень-Хэрбэй, обращенную выпуклой стороной к югу. Она является крайней краевой постройкой муруктинского ледника, выдвигавшегося с севера, со стороны гор Бырранга. Абсолютные отметки вершин – 200–220 м, подножий – около 100 м. У дистального края располагаются субпараллельные осевой части водораздела гряды, разделенные гляциофлювиальными зандровыми шлейфами, аналогичный обширный зандр полого спускается к долине р. Дудыпта. Мезорельеф параллельно-грядовый, микрорельеф бугристо-западинный с мелкими термокарстовыми озерами.

Аккумулятивные поверхности Путоранского центра муруктинского оледенения представлены локальными участками холмисто-западинного рельефа на водораздельных пространствах плато, а также конечно-моренными дугообразными грядами, расположенными кулисообразно вдоль подножия плато Путорана. Абсолютные высоты вершин последних – от 60 до 154 м. Две наиболее крупные гряды, наложенные друг на друга, идеально полукруглые в плане, находятся напротив выхода р. Хета с плато, мелкие локализованы против долин рек Намакан, Бол. Авам и др. Максимальное удаление конечно-

моренных гряд от кромки плато – около 40 км. Внешние склоны гряд, обращенные к низменности, выражены более четко, чем внутренние, часто при высоте 30–50 м они имеют уклоны, близкие к углам естественного откоса слагающих их песков и гравийников. Поверхность гряд, особенно вдоль их внешнего края, изобилует озерами, занимающими более 50 % площади. Озера вдоль края часто вытягиваются в цепочки и соединяются протоками. Во внутренних частях гряд озера имеют сложную, неправильную форму, занимают обычно глубокие бессточные котловины термокарстового происхождения, расположенные на разных гипсометрических уровнях. По своему плановому рисунку фестончатые гряды близки к «маляспинскому» типу оледенения, когда выводные ледники разгружаются в водоем – морской или озерный. Возможно, такими водоемами были замкнутые приледниковые озера, существовавшие между тазовскими моренными грядами и плато Путорана.

10. Холмисто-грядовые и мелкобугристые поверхности морен сартанского оледенения развиты только в пределах плато. В обрамлении наиболее крупной ледородной возвышенности, в районе озер Богатырь и Нералах, – это обширный плоский чехол основной морены мощностью первые метры. В районе Норильских озер, где большинство линейных впадин имеет отчетливую трогообразную морфологию, основные (абляционные и донные) морены выполняют их днища и склоны и выглядят как хаотичные нагромождения неокатанного обломочного материала. Краевые и конечные морены, фиксирующие границы максимального распространения мелколамских ледников, распространены западнее, на листе R-45, а вдоль западной границы листа R-46 зафиксированы лишь их фрагменты (устье р. Микчангда, северный берег оз. Хантайское). Мелкие конечно-моренные гряды в днищах линейных ложбин на плато маркируют рубежи кратковременных остановок ледников при их деградации, ориентированы поперек ложбин и служат «плотинами» для мелких озерно-ледниковых бассейнов или современных озер.

11. Плоские и мелкобугристые гляциофлювиальные равнины тазовского и муруктинского оледенения распространены в пределах низменности, где окаймляют периферические части конечно-моренных гряд. Они близки по своей морфологии, имеют вид плоских наклонных зандровых шлейфов, нередко – слившихся зандровых конусов перед фронтом конечных морен, гораздо реже – озово-камовых массивов, террас и плато в межгрядовых понижениях, где создают беспорядочный контрастный бугристо-грядово-холмистый мезорельеф, значительно осложненный гляциокарстовыми просадками. Озы наиболее присущи Путоранскому леднику, где фиксируют внутриледниковые потоки, ориентированные в северном направлении, вниз по склону плато.

12. Плоские озерно-ледниковые равнины и террасы муруктинского возраста представляют собой плоские слабовсхолмленные поверхности на абс. отм. 110–70 м, занимающие обширные межгрядовые впадины, занятые бассейнами рек Дудыпта и Хета. В пределах плато аналогичные поверхности сартанского возраста наблюдались эпизодически, размеры их невелики, локализованы в линейных впадинах, ложе которых подпружено сартанской мореной.

13. *Эоловый рельеф бугристых песков* развит на оголенных песчаных поверхностях озерно-аллювиальных и речных террас в верхнедудыптинской и, в меньшей степени, хетской впадинах. Наиболее распространены параболические дюны высотой до 15 м с крутым выпуклым и пологим вогнутым склонами, подчеркивающими преимущественно западные румбы ветров. Продольные дюны являются разновидностью первых и выглядят как прямолинейные гряды субширотного простирания [340]. В целом и те, и другие образуют дюнные массивы длиной до 25 км при ширине до 10 км, высота дюн колеблется от 10 до 30 м. Микрорельеф в пределах эоловых песков бугристый, ячеистый, глубина дефляционных ниш и котловин выдувания достигает 1–1,5 м.

История развития рельефа

Формирование современного морфоструктурного облика рельефа Средне-Сибирского плоскогорья определяется серединой–концом триаса, когда в результате интенсивной вулканической деятельности в раннем–среднем триасе образовалась мощная толща траппов, предопределившая морфологию большинства выработанных поверхностей и форм рельефа. В юрское и меловое время компенсированное выполнение осадками Енисей-Хатангского прогиба в общих чертах сформировало морфоструктуру Северо-Сибирской низменности. Начиная со второй половины раннего мела и до середины палеогена процессы выветривания, денудации и аккумуляции, постепенно затухая, привели практически к полной планации рельефа и образованию комплексной поверхности выравнивания (ПВ). При этом плато Путорана представляло собой низкую ступенчатую денудационную равнину, а Енисей-Хатангский прогиб – аккумулятивную озерно-аллювиальную равнину.

В первой половине палеогена (палеоцен?) восходящие тектонические движения привели к обособлению положительной морфоструктуры (МФС) территории – Средне-Сибирского плоскогорья. Сводово-блоковое поднятие плато Путорана вызвало активизацию эрозионных процессов, формирование (в эоцене–олигоцене?) консеквентных речных долин и выполнению понижений эрозионного рельефа грубообломочными породами гавриловской толщи. При этом образование обширных озерно-аллювиальных пространств в пределах низменности в эоцене–олигоцене свидетельствует о низкой энергии рельефообразующих процессов с преобладанием аккумуляции.

О рельефообразующих процессах в неогене можно судить по аналогии с сопредельными территориями Таймыра, где имеются сведения о морских трансгрессиях в миоцене и плиоцене, не достигающих, по-видимому, характеризуемой площади [56].

К концу неогена контрастная деформация и «растрескивание» свода первично выровненной поверхности плато привели к образованию ортогональной сети открытых зияющих разломов. Глубоко врезаемые в туфолавовую толщу долины рек, унаследовавшие ослабленные зоны разломов, углубили трещины на сотни метров ниже современного уровня моря. Заполнение переглубленных долин произошло в первой половине раннего неоплейстоцена (талагайкинское время), чему способствовало повышение базиса эрозии в

связи с морской трансгрессией, проявленной восточнее, в бассейне р. Котуй. Свидетельством этого процесса служит формирование аллювиомариния чистоозерской и устькотуйской толщ. Вторую половину раннего неоплейстоцена (лебедское время) ознаменовало болгохтохское оледенение, следы которого отмечены в нижней части разрезов скважин на Арылахской площади. Развитие ледников в определенной мере происходило совместно с существованием морского бассейна, что подтверждается появлением мариния и гляциомариния в средней части разреза болгохтохской толщи [353].

В начале среднего неоплейстоцена (тобольское время) на территории сформировался обширный морской бассейн, где накапливались преимущественно алеврито-глинистые осадки с туруханским (обским) комплексом фораминифер (вологочанский мариний). С наступлением в самаровское время ямининского оледенения, имеющего значительные масштабы в пределах Средне-Сибирского плоскогорья и прилегающих равнин, нижележащие отложения были существенно денудированы и сохранились только во впадинах палеорельефа. Дегляциация оледенения и гляциоизостатическое погружение ложа сопровождалась наступлением моря (западнее площади листа), а быстрое гляциоизостатическое поднятие привело к отступанию моря и накоплению мощной толщи озерных осадков (коевский лимний и гляциолимний), сформированных, вероятно, в перигляциальных условиях холодного климата после таяния ледника [353]. Ширтинское время ознаменовалось новой крупной трансгрессией, охватившей, по-видимому, низменные пространства всего Таймыра («санчуговская свита» низовий р. Енисей), хотя на данной территории эти осадки не выделены, за исключением аллювия и лимния, завершивших заполнение впадин палеорельефа у подножия плато. В тазовское время покровное оледенение вновь возникло на обширных пространствах низменности, оно наступало с севера – со стороны Северного Таймыра, и конечно-моренные образования этого времени (Джангодская, Сампесинская гряды) совместно с никитинским гляциофлювиалом являются рельефообразующими для Северо-Сибирской низменности. Деградация тазовского ледника привела к образованию грядово-котловинного рельефа, в западной части листа в отдельные котловины (Арылахская площадь) ингрессировало море и формировались мощные алеврито-глинистые мастахсалинские морские образования.

В начале верхнего неоплейстоцена (I ступень, казанцевское время) произошла одноименная трансгрессия, образования которой устойчиво фиксируются в пределах всего Таймыра. На описываемой территории повсеместному развитию морского бассейна препятствовали образованные ранее моренные гряды, и море проникало не во все межгрядовые пространства: морские быхинские осадки до современных высот +100 м известны только на крайнем западе территории листа, а на востоке, в бассейне р. Хета, отмечены только сопряженные с морем аллювиальные осадки четвертой террасы, а собственно мариний, по-видимому, размыт последующими эрозионными процессами.

Муруктинское время (II ступень) связано с одноименным оледенением, наступающим с двух центров – Таймырского и Путоранского. Конечно-моренные образования первого из них трансформируют Сынтабульскую гряду (возв. Камень-Хэрбэй), продуктами второго служит прерывистая цепочка Се-

веропуторанских гряд вдоль подножия плато Путорана. В результате распада ледников гляциофлювиальными и лимногляциальными осадками были заполнены межгрядовые впадины (Нижне- и Верхнедудыптинская, Хетская), заложённые еще при деградации тазовского ледника.

С первой половиной каргинского времени (III ступень) связана ингрессия моря с северо-запада – со стороны Карского моря и с востока – с моря Лаптевых, причем рельефообразующими явились осадки «карского» направления. В дальнейшем в пределах низменности протекали эрозионные, озерно-речные и эоловые процессы. С сартанским временем в пределах плато Путорана связано горно-долинное оледенение, завершившее моделирование современного геоморфологического облика плато. По мере отступления ледников вверх по троговым долинам на их днищах отлагались моренные и гляциофлювиальные образования. 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 надпойменная, 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, в горах продолжался интенсивный врез мелких рек и логов.

В настоящее время, в условиях достаточно сурового арктического климата, в пределах плато на фоне слабого поднятия территории преобладают денудационные процессы, связанные с морозным выветриванием, нивацией и склоновой гравитацией. На низменности реки интенсивно меандрируют, в их долинах преобладает боковая эрозия, в короткие летние периоды активно протекают термокарстовые и солифлюкционные процессы, связанные со сплошным развитием многолетнемерзлых пород.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На территории листа R-46 известны проявления нефти, горючего газа, каменных углей, железа, меди, никеля, платиноидов, оптического кальцита, поделочных камней – горного хрусталя, халцедона, сердолика, серпофита, пренита, яшмы, поделочной окаменелой древесины; нефтяных битумов, гипса, ангидрита; химического сырья – известняков; графита, солей натриевых и глубинных растворов натриевых солей, подземных вод минеральных лечебных и строительных материалов – кирпичных глин, песка строительного и формовочного, песчано-гравийных смесей. Всего вынесено 443 объекта полезных ископаемых, из них – одно среднее месторождение каменных углей, три малых месторождения глин кирпичных, не учтенных балансом, 137 проявлений, 218 пунктов минерализации, 74 шлиховых ореола, восемь шлиховых потоков, один ВГХО, одна ГДХА. Основные формации полезных ископаемых: нефтегазовая, каменноугольная, гематит-магнетитовая, медно-цеолитовая стратиформная в карбонатных породах, медно-цеолитовая (самородной меди) в вулканогенных и вулканогенно-осадочных породах, медно-никелевая сульфидная, хлоридная натриевая галогенная, исландского шпата трапповая, хрусталеносных кварцевых жил, камнесамоцветная мафическая. Промышленное значение имеют стратиформные проявления меди с сопутствующим серебром и потенциально перспективны медно-никелевые дифференцированные интрузии норильского комплекса на комплексное сырье – никель, платиноиды, медь, кобальт, золото, серебро. Высоко оцениваются перспективы на нефть и газ.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Нефть, газ, битумы. На площади листа, относящейся к северной части Северо-Тунгусской нефтегазоносной области (НГО) Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции (НПП), выявлено пять проявлений нефти: в скважине параметрического бурения – на Ледянской площади (скв. Л-358), в скважинах структурно-колонкового бурения (скв. Л-3, Ледянская площадь), на Ондодоминском лицензионном участке (скв. Онд.-1), на Самоедском лицензионном участке (скважины Кст-8, 9). На лицензионных участках бурение проводилось ЗАО «Ванкорнефть», субподрядчиком МУП «Полярная геологоразведочная экспедиция» (Хатанга) [295, 347]. Кроме того, на площади выявлено пять проявлений горючего газа и 10 проявлений битумов.

По данным структурного бурения в скважинах на Кыстыктахской площади Кст-8 (III-1-42) и Кст-9 (III-1-46) в различных частях разреза туфолавоваы толщи отмечены следы миграции углеводородов, обусловленные, видимо, их подъемом на более высокие уровни в периоды тектоно-магматической активизации. В скв. Кст-8 (III-1-42) нефть выявлена в породах моронговской свиты в пустотах кварцевых и кальцитовых жил и прожилков в интервалах 392,0–392,5 м, 435,4–435,7 м. В породах объединенных туклонской и надеждинской свит нефть встречается в кварцевых прожилках, жеодах, миндалинах в базальтах в семи локальных точках в инт. от 746,7 до 795,7 м. В породах объединенных сыверминской, гудчихинской и хаканчанской свит нефть приурочена к двум кальцитовым прожилкам в интервалах глубин 1111,5–1111,7 м и 1127,5–1127,6 м. В породах ивакинской свиты нефть выявлена на глубине 1354,8 м [347].

В скв. Кст-9 (III-1-46) нефть установлена в миндалинах базальтов туклонской и надеждинской свит и пустотах в кальцитовом прожилке на глубинах 960,3 и 1057,2 м. В породах объединенных сыверминской, гудчихинской и хаканчанской свит нефть встречается в трещинах и пустотах миндалин, жеодах горного хрусталя в шести интервалах на глубине от 1350,1 до 1406,4 м, в ивакинской свите – в жееде горного хрусталя на глубине 1414 м.

Изучение нафтидов из скважин Кст-1 и Кст-4 Кыстыктахской площади, проведенное в центре аналитических исследований СНИИГГиМС, свидетельствует о раннепалеозойском возрасте источников [347].

По данным исследования проб из керна скважин Кст-8 и Кст-9 в лаборатории ООО «НК Роснефть-НТЦ» установлено, что основным источником нефти из пустот базальтов являлись нефтематеринские венд-кембрийские породы, содержащие ОВ морского типа [339].

В скв. Онд-1 (III-2-29), пробуренной в приустьевой части правобережья р. Гуськэнгрэ, в различных частях разреза отмечены следы миграции углеводородов [295]. В породах правобоярской свиты капельно-жидкая нефть встречается в трещинах в долеритах в инт. 750,6–754,8 м, в пустотах кальцитовых прожилков – в четырех интервалах в диапазоне глубин 878,5–881,5 м. В породах тунгусской серии нефть содержится в углистых алевролитах на глубине 1231,8 м. В породах нахохозской и каларгонской свит нефть содержится в порах и трещинах в карбонатных брекчиях в инт. 1235,9–1237,1 м, а на глубине 1267,9 м в кавернах кальцита отмечался битум; в интервале глубин 1386,8–1387,0 м нефть выявлена в доломитах.

В проявлении р. Хета (III-3-20), в скв. Л-358 в инт. 851–900 м в буровом шламе доломитов мунильской и неракачанской свит установлены капельные выделения жидкой нефти [50, 334, 352]. В скв. Л-3 (III-3-35), пройденной на слиянии рек Аян и Аякли, в инт. 814–860 м в керна обнаружены капельные выделения темно-коричневой густой вязкой нефти в органогенно-детритовых доломитистых известняках оранской и хукэлченской свит нижнего силура. В интервале 673–679 м вскрыты сильно пахнущие керосином кавернозные доломиты мунильской и неракачанской свит [50, 334, 352]. На Ледянской площади вблизи восточной рамки территории листа R-46 (на листе R-47), в скв. Л-2 в интервале глубин 925–971 м в известковистых кварцевых песчаниках ордовика (байкитский горизонт) отмечено обильное нефтенасыщение.

В колонковой скв. Л-3 и параметрической скв. Л-358 в венлокских отложениях получены притоки воды дебитом до 2400 м³/сут, что свидетельствует о хороших коллекторских свойствах горизонта. Венлокские и лудловские отложения на Ледянской площади перекрыты пестроцветными гипсоносными глинистыми доломитами, мергелями, алевролитами нижнего–среднего девона, содержащими пласты каменной соли мощностью до 30 м.

В скважинах Кыстыктахской площади битумопроявления охарактеризованы в пробах из керна скв. Кст-4 (III-1-43). В разрезе из туфов ивакинской свиты в инт. 1107–1108 м, из алевролитов тунгусской серии в интервалах 1151–1152 м и 1161–1161,5 м отобраны пробы битумов. На Волочанской площади битумы установлены в скв. Влч-2, в инт. 2146–2160 м в глинистых алевролитах среднего–верхнего триаса (II-3-2). Битумы проанализированы в лаборатории ФГУП ВНИГРИ в рамках данной работы. Состав битумов приведен в табл. 6.

Таблица 6

**Выход и состав битумоидов Кыстыктахской (скв. Кст-4)
и Волочанской (скв. Влч-2) площадей**

| Показатели | | Номера образцов | | | |
|------------------------------------|-----------------------|-----------------|-----------|-------------|--------------|
| | | 1 | 2 | 3 | 4 |
| Интервал, м | | 1107–1108 | 1151–1152 | 1161–1161,5 | 2146–2160 |
| НОП | | 68,4 | 89,7 | 95,0 | 83,2 |
| Сорг. | | 0,077 | 1,350 | 0,720 | 0,93 |
| Выход битумоида, % | На породу (г) | 0,014 | 0,027 | 0,037 | 0,016(0,021) |
| | На Сорг. | 18,18 | 2,00 | 5,14 | 1,72 |
| Групповой состав битумоида, % вес. | Масла | 9,17 | 16,29 | 49,25 | 37,16 |
| | Смолы бензолные | 5,03 | 14,25 | 14,41 | 16,05 |
| | Смолы спиртобензолные | 18,64 | 19,46 | 13,98 | 29,36 |
| | Асфальтены | 67,16 | 50,0 | 22,36 | 17,43 |
| УВ состав масел, % вес. | Метано-нафтеновые | 80,64 | 30,56 | 43,67 | 70,37 |
| | Моноароматические | 9,68 | 6,94 | 5,68 | – |
| | Биоароматические | 9,68 | – | 3,06 | 4,93 |
| | Полиароматические | – | 62,5 | 47,59 | 24,7 |
| Насыщенные УВ / Ароматические УВ | | 4,16 | 0,44 | 0,78 | 2,38 |

Примечание. Обр. 1, 2, 3 – скв. Кст-4 (III-1-43); обр. 4 – скв. Влч-2 (II-3-2).

Групповой состав ХБА Кыстыктахской площади характеризуется низким содержанием масел и высоким асфальтенов. Групповой состав ХБА Волочан-

ской площади, в отличие от Кыстыктахской площади, характеризуется низким содержанием асфальтенов и высоким масел.

Битумопроявления известны в северной части плато Путорана, в зоне его сочленения с ЕХРП (III-2-34, 39, 47) и в южной его части – на оз. Дюпкун (VI-2-10, 11, 13) и по р. Курейка (VI-3-11, 12). На севере в вулканических и интрузивных породах нижнего триаса установлено присутствие битума в 7 % проб в количестве 0,003–0,01 %. Максимальные содержания (0,01 %) выявлены в мандельштейнах и в дайке габбродолеритов.

В проявлениях р. Курейка (VI-3-11, 12) битум встречен в покрове миндалекаменных трещиноватых базальтов водопадной свиты. По трещинам в базальтах образованы тонкие (1–2 см) прожилки, выполненные агрегатом из кварца, халцедона, кальцита и цеолитов, где наблюдаются включения черных блестящих вязких и хрупких битумов – мальт. Состав битумов приведен в табл. 7 [297, 298]. В проявлениях оз. Дюпкун (VI-2-10, 11, 13) полутвердый, вязкий и жидкий битум темно-коричневого и черного цвета установлен в виде включений в миндалинах и трещинах размером 0,5–1 см в миндалекаменных базальтах аянской свиты.

Битум относится к классу мальт, содержание битума – 0,03 %, сумма органического вещества – 0,16 %. Состав битумов приведен в табл. 7.

Таблица 7

Состав битумоидов оз. Дюпкун и р. Курейка

| Показатели | | Номера проявлений на карте | | |
|------------------------------------|------------------------|----------------------------|-------------|---------|
| | | VI-2-10 | VI-2-11, 13 | VI-3-11 |
| Групповой состав битумоида, % вес. | Масла | 74,44 | 69,79 | 59,21 |
| | Смолы бензольные | 6,47 | 10,87 | 11,61 |
| | Смолы спиртобензольные | 5,13 | | |
| | Асфальтены | 10,23 | 19,33 | 29,18 |
| Элементный состав, % | С | 70,5 | 55,7–81,4 | 87,16 |
| | Н | 9,7 | 6,3–12,7 | 10,58 |
| | О + N + S | 19,8 | 5,9–38,0 | 2,26 |

Пр и м е ч а н и е. Проявления VI-2-10, 11, 13 – оз. Дюпкун, VI-3-11 – р. Курейка [343].

Для района оз. Дюпкун и р. Курейка проанализировано содержание битумов в разрезе нижнетриасовых отложений при относительно равномерном распределении их по площади. Следы битумов установлены во всех проанализированных образцах. В 15 % из них, представленных базальтами, туфами и долеритами, количество битумов составляет от $3,2 \times 10^{-4}$ до $6,4 \times 10^{-3}$ %. Битум выполняет в этих породах микропоры и микротрещины. Большая часть образцов с повышенным содержанием битумов пространственно приурочена

к Дюпкунской флекуре, пересеченной большим числом разрывных нарушений, что способствует миграции битумов в верхние горизонты разреза.

Проявление газа выявлено на правом берегу р. Дудыпта, юго-восточный берег оз. Дедушкино (II-1-2) [327]. Состав газа (%) – N_2 – 89,8, CH_4 – 7,4, CO_2 – 1,7, He – 1,07, сумма тяжелых УВ – 0,04, Ar – 0,003. Проявление горючего газа (III-1-34) выявлено в междуречье Абагалах–Самоедская Речка при бурении поисковой скв. ТК-76 на медно-никелевое оруденение [335]. Бурение было остановлено в четвертичных отложениях на глубине 99,5 м по причине сильного газовыделения. По данным лабораторного анализа 23 проб газа, из углеводородов в нем присутствует только метан. Максимальное определенное содержание метана (из устья скважины) – 20,76–34,60 %. Кроме метана, основную часть газа составляет азот, отмечается немного кислорода и углекислого газа (%): CO_2 – 1,70, CH_4 – 7,4, сумма тяжелых углеводородов – 0,04, N_2 – 90,9, He – 1,07, Ar – 0,003 [327, 336].

По результатам газокернового опробования в скважинах Кст-8, 9 (III-1-42, 46), в терригенных отложениях тунгусской серии, представленных ритмичным переслаиванием песчаников и алевролитов с редкими аргиллитами и пластами каменного угля мощностью до 5,4 м, зафиксированы аномально высокие концентрации метана – 1,8 % и сумма тяжелых углеводородов – до 0,28 %. Средние концентрации углеводородных газов в разрезе базальтов и туфов ивакинской, туклонской и надежинской свит – $5\text{--}11 \times 10^{-3}$ % суммы тяжелых углеводородов и 0,071–0,075 % метана. Вверх по разрезу в базальтах и туфах мокулаевской, моронговской и надежинской свит в составе углеводородных газов уменьшается доля гомологов метана, увеличивается доля паробразных углеводородов. В разрезах скважин отмечается повышение в составе суммы тяжелых углеводородов вверх по разрезу высокомолекулярных гомологов метана – пентана и гексана [347].

В проявлении (IV-1-51) выходы газа обнаружены на льду оз. Лама в 1,5–3 км к юго-востоку от мыса Тонкий [32]. Зафиксировано свыше 30 воронок диаметром 0,5–4,5 м, при толщине льда до 2 м. Глубина озера на этом участке колеблется в пределах 2–4 м, дебит свободного газа составляет 0,2–0,3 л/с. Состав газа (%): метан – 51,74–98,14, тяжелые углеводороды – 0,03–1,06, водород – до 5, азот – 1,46–48,06, окись углерода – до 30, сероводород и углекислый газ – до 75.

Проявление (VI-2-12) установлено в устье р. Курейка-Люма. В прибрежной части оз. Дюпкун на участке 300×150 м с глубины 3–3,5 м (илистого галечные наносы) отмечены газовые струи с дебитом 0,1–0,3 л/мин. Всего отмечено 50 струй с частотой выделения от 1 до 5 минут. Метан обнаружен в двух из девяти проанализированных проб, газ следующего состава (%): $H_2S + CO_2$ – 0,3 и 1,8; CH_4 – 9,72 и 28,35; C_2H_6 – нет, $CO_2 + H_2$ – 1,8 и 0,3; O_2 – 0,9 и 1; N_2 – 87,6 и 70,0; Ar – 0,37; He – нет [47, 343].

ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Уголь каменный. Всего в пределах листа R-46 в Норильском каменно-угольном районе Тунгусского угольного бассейна выявлено одно среднее ме-

сторождение, не учтенное балансом, и 11 проявлений каменных углей. При наличии в Норильском промышленном районе и прилегающих площадях больших разведанных запасов и ресурсов каменных углей более высокого качества и их не востребованности, проявления углей на площади работ промышленного интереса не представляют.

На исследованной площади месторождение и проявления каменного угля известны в пределах листов R-46-XIII, XIV, XIX, где они вскрыты буровыми скважинами, и в естественных обнажениях в районе Хантайского озера на листе R-46-XXXI. Месторождение и проявления каменных углей приурочены к лагунно-континентальным отложениям тунгусской серии. Угленасыщенность тунгусской серии в данном районе относительно низкая. По данным технического и элементного анализа углей, они относятся к энергетическому типу, однако с высокой зольностью и сернистостью.

Известны угли от газовых до антрацитов. Вне зоны контактового метаморфизма угли характеризуются как низко- и средnezольные, преимущественно малосернистые. Более высокие сернистость и зольность наблюдаются в углях зоны контактового воздействия на пласты интрузий долеритов. Выход летучих ограничен пределами 20–40 % и снижается под влиянием интрузий до 6–10 %, теплота сгорания составляет обычно 32–33 МДж. Угли могут использоваться как топливо, в коксовой промышленности и для производства термоантрацитов.

Среднее месторождение каменного угля Бытыкское (IV-1-57) приурочено к полого падающим на юго-восток (угол 5–6°) отложениям тунгусской серии на левом нижнем притоке р. Бытык, в 0,5–1 км выше устья притока. В ручьях обнажаются 5–6 пластов угля и несколько пропластков. Четыре пласта имеют мощность более 1 м (сверху вниз): 1,2–12; 1,5–2,5; 1–1,5; 0,4–1,5 м. Пласты прослежены к юго-востоку на 10 км. Рабочих пласта три, один пласт имеет мощность более 3,5 м. Коэффициент угленосности в наиболее полном разрезе составляет 27,8 %. Мощность пустой породы между пластами достигает 2–30 м. Макроскопически уголь полосчатый, интенсивно трещиноватый. По петрографическому составу принадлежит к клареново-дюреновым и дюрено-клареновым углям фюзено-ксиленового и смешанного состава. Угли принадлежат к марке «Ж», малосернистые, золы 8–17 %. Состав углей вне зоны окисления по четырем пластам (%): W^a – 0,22–1,09; A^c – 7,66–17,54; S_t^d – 0,36–0,88; V^{daf} – 9,13–29,0; Q – 34,86–36,13 МДж. Содержание в золе (%): Ga – 0,001, B – 0,06, V – 0,01. Запасы углей по категории C_2 – 391 млн т, на балансе не числятся [344].

В междуречье Аякли–Микчангда на Микчангдинской поисковой площади при бурении на медно-никелевое оруденение скважинами вскрыты 10 пластов каменных углей и 2–3 маломощных пропластка. Мощности пластов значительно колеблются по латерали от 0,2 до 18,9 м. Выявлены проявления IV-1-12 (скважины МД-38, МД-55), IV-1-25 (скважина МД-52), IV-1-30 (скважина МД-56), с пластами углей, развитыми на значительной площади. Тип углей и полезная мощность пластов (м): дюрено-клареновый – I – (0,8–17,3), II – (0,6–3,8) III – (1,1–5,9) – IV – (1,4–5,0), X – (0,7–4,3); дюреновый – VI – (0,1–0,4), VII – (0,5–5,2), VIII – (0,8–2,2), IX – (1,2–8,4); клареновый – V – (0,4–0,5). Угли относятся преимущественно к мало- (A^c до 15 %) и средне-

зольным (A^c до 30 %), малосернистым (S^c менее 1 %), летучие вещества (V^r – 20–25 %), теплота сгорания (Q_6 – 34,4–35,6 МДж), нелетучий остаток (коксовый королек) – сплавленный. В проявлении (IV-1-12) уголь К-Т (коксовый-тощий). Мощность пласта 0,6–9,5 м, состав (%): W^a – 0,6–1,1, A^c – 7,3–38,8, V^{daf} – 8,8–28,1, S_1^d – 0,3–2,6, C^{daf} – 86,2–91,8, H^{daf} – 2,6–5,1; Q^{daf} – 31,1–35,9 МДж [345].

На левобережье Самоедской Речки (III-1-15) скв. AP-12 в инт. 507,6–516,2 м вскрыт сложный пласт каменного угля. Верхняя часть пласта (инт. 507,2–511,4, мощность 3,2 м) имеет включения карбонатных пород. Интервал между пластами (инт. 511,4–513,5, мощность 2,1 м) сложен песчаниками с прослоями углистых аргиллитов. Нижняя часть пласта (инт. 513,5–516,2, мощность 2,7 м) также несет в себе карбонатные включения. Угли в основном блестящие и полублестящие, полосчатые. По данным технического анализа семи проб, зольность углей составила от 23,75 до 35,13 %, сера – от 2,25 до 4,05 %, влажность – от 2,13 до 3,07 %. Теплота сгорания не определялась [336].

Недалеке от юго-восточного берега оз. Ылтмах (III-1-23) скв. AP-7 в инт. 142,0–148,2 м вскрыт сложный пласт каменного угля. Угли матовые полосчатые с прослойками черных углистых аргиллитов. Мощность по керну скважины составляет 6,2 м, расчетная истинная – 4 м. Наблюдается фациальное замещение углей углистыми аргиллитами и алевролитами. По данным технического анализа (1 проба) зольность – 23,11 %, сера – 1,12 %, влажность – 0,51 %, теплота сгорания – 31,98 Мдж [336].

В правом борту руч. Сухой Лог (северный берег оз. Лама) в пачке полимиктовых песчаников обнажается пласт угля мощностью 1 м (IV-1-45). Уголь матовый, содержит прослойки углистых аргиллитов. Прослеживается по простиранию на 30 м. Уд. Вес – 1,41, W^a – 0,80; A^c – 9,72, S^c – 0,36, V^r – 21,48; Q_6 – 35,83 МДж [32].

Продуктивные горизонты лимно-паралической формации с угольными пластами мощностью 0,4–6,5 м выходят на поверхность вблизи оз. Хантайское. В долине руч. Угольный (VI-1-29), на южном берегу оз. Хантайское встречен пласт угля мощностью 5,6 м, прослеженный на расстояние 10 м. Угли полуматовые линзовидно-полосчатые. По составу это микрослоистый фюзено-семифюзеновый дюрено-кларен. Гелифицированное вещество по анизотропности отвечает полуантрацитам. Уголь сильно выветрелый. Химический состав (%): W^a – 8,0–9,9; A^a – 12,6–13,5; S^a – 0,4; A^c – 13,7–14,8; CO_2^c – 0,2–0,3; S^c – 0,4; C^r – 81,1–86,3; H^r – 2,2–2,9; N^r – 1,5; V^r – 15,6–22,5; Q^r – 28,76–32,05 Мдж [47].

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Железо. Всего известно три проявления и 11 пунктов минерализации железа гематит-магнетитовой формации, не имеющих промышленного значения.

В верховье руч. Железный, впадающего в оз. Хантайское с юга, располагается проявление гематит-магнетитовых руд, представленное жилами мощ-

ностью от 0,1 до 1,2 м, локализованными в субмеридиональной зоне тектонического нарушения (VI-1-22). В брекчированных и гидротермально измененных базальтах нижней подсвиты хоннамакитской свиты залегают три жилы гематит-магнетитовых руд мощностью 0,1–0,7; 0,75 и 1,25 м, протяженностью 150–200 м. Жилы локализованы в горизонтальных и пологонаклонных зонах дробления и рассланцевания. На проявлении проводились магниторазведочные и горные работы. Канавами рудная зона прослежена на 200 м. Магнетит слагает до 30–50 % от объема рудной массы, гематит – 20 %. Текстура руд – брекчиевая, гнездово-вкрапленная и массивная. Нерудные минералы представлены преимущественно кальцитом. По данным рентгено-спектрального анализа, содержание железа в рудах составляет (%) 36,9–59,9; TiO_2 – 0,31–0,4; V – 0,3 (в третьей жиле), P_2O_5 – 0,24, S – 1,14 (в первой жиле), SiO_2 – 5,76 (там же), Cu – 0,03; Ba – до 2; Mo – до 0,015, J – 0,01; Au – 0,009 г/т. Ресурсы железа, оцененные до глубины 200 м, составляют 100 тыс. т. Руды низкокачественные из-за высоких содержаний фосфора и серы [34].

В трахибазальтах аянской свиты в 6 км к западу от р. Иркинда наблюдались субпластовые зоны тектонического брекчирования и милонитизации, полого погружающиеся к югу согласно общему падению покровов. По этим зонам наряду с сильным ожелезнением, окварцеванием и карбонатизацией отмечались реликтовые желваки магнетита изометричной формы размером 3–5 см и серия прожилков и жил магнетита мощностью от 10–15 см до 0,4 м (VI-2-15). Текстура руд массивная и полосчатая. Структура зонально-концентрическая, радиально-лучистая, участками реликтовая, метазернистая и аллотриоморфнометазернистая. Магнетит слагает 90–95 % объема жил. Нерудные минералы представлены преимущественно кварцем и карбонатами. Спектрохимическим анализом бороздовой пробы установлено содержание (%) железа – 60, марганца – 0,3, магния – 3. Содержание железа по химическому анализу – 13,57 [47, 343].

В верховье правого притока р. Верх. Дыкенгда (ПМ V-1-3) магнетит-гематитовая жила протяженностью 25 м, мощностью от 1 до 1,5 м локализована в центральной части субвертикальной дайки (11 м) долеритов катангского комплекса, прорывающей базальты хоннамакитской свиты. Текстура руд брекчиевая – рудные минералы цементируют обломки хлоритизированных долеритов. Содержание железа, по данным химического анализа, – 46,25–48,65 % [343].

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Медь на площади листа встречается в двух минеральных формах – самородной и сульфидной. Среди проявлений самородной меди выделяются две формации: медно-цеолитовая стратиформная в карбонатных породах и медно-цеолитовая в вулканогенных и вулканогенно-осадочных породах. Всего выявлено девять проявлений, 36 пунктов минерализации, пять шлиховых потоков, 54 шлиховых ореола меди, по одному шлиховому ореолу – меди-свинца, меди-цинка и меди-ртути, восемь проявлений и четыре пункта минерализации меди и серебра. Проявления имеют промышленное значение для меди и серебра.

Медно-цеолитовая формация стратиформная в карбонатных породах. Литолого-стратиграфический контроль оруденения выражается наличием в разрезе верхней части туфоластовой толщи нижнего триаса двух основных рудолокализирующих горизонтов карбонатных пород в двух структурно-формационных зонах (СФЗ). В Норильско-Хараелахской СФЗ нижний горизонт расположен в кровле пачки вулканогенно-осадочных пород на границе моронговской и мокулаевской свит, верхний горизонт отмечается в разрезе мокулаевской свиты, на границе ее верхней и нижней пачек. В прикровлевых туффитах мощностью до 12 м, содержащих линзы туфов и залегающих на анкарамитах, отмечается пласт карбонатных пород мощностью 0,7–6,1 м, который в районе правобережья р. Арылах локализует Арылахское проявление меди (Ш-1-30) [293].

В Большеавамской СФЗ выдержанные горизонты карбонатных пород мощностью до 10 м локализованы в базальтах нижней и верхней подсвит хоннамакитской свиты.

Медное оруденение в карбонатных породах относится к вкрапленному и прожилково-вкрапленному типам. Наибольшие концентрации рудных минералов приурочены к зонам брекчирования и трещиноватости карбонатных пород. Основные рудные минералы – самородная медь и халькозин. Нерудные минералы представлены цеолитами, кальцитом, адуляром, кварцем, хлоритом. Размер рудных зерен от пылевидных до первых десятков сантиметров (самородки меди). Распределение полезного компонента в рудах крайне неравномерное. Содержание меди изменяется от сотых долей до пяти процентов. Из попутных компонентов отмечается серебро (до 20–163 г/т), золото (до 0,13 г/т), палладий (до 0,13 г/т), платина (0,02 г/т), родий (0,02 г/т) [336].

В бортах рек Уохирь и Кэтэрэ был выявлен ряд проявлений медно-цеолитовой стратиформной формации в карбонатных породах (Ш-2-20, 21, 25, 26, 27, 32, 33).

Наиболее изученное и масштабное проявление расположено в левом борту р. Уохирь (Ш-2-26) в Большеавамской СФЗ. Проявление представляет собой непрерывные свалы глыб карбонатных пород размером до $2 \times 2 \times 4$ м с медной минерализацией, прослеженные по простиранию на 300 м. Рудные минералы представлены преимущественно халькозином и самородной медью. Совместно с ними отмечаются неодигенит, куприт, тенорит, борнит, ковеллин, халькопирит, малахит, пирит, магнетит, гематит, аргентит и золото. Золото образует выделения размером 0,03–0,05 мм в ассоциации с кальцитом, самородной медью, ковеллином и гранатом. Кроме того, микросондовым анализом определены сфалерит, галенит, церусит. Нерудные минералы представлены цеолитами, кальцитом, кварцем, флюоритом, баритом, гранатом гроссуляр-андрадитового ряда и тонкораспыленным битумом. Содержание меди – до 2,4 %, серебра – до 3,6 г/т, золото – 0,13 г/т по данным бороздового и штупфного опробования. Серебро встречается в виде аргентита и в самородном виде, золото – в самородном виде. По данным спектрального анализа, в карбонатах отмечается повышенный фон Pb, Zn, Ba, Sr.

Медь встречается в виде прожилков, вкрапленности, тонких пленок по напластованию карбонатных пород и в самородках диаметром до 10 см и толщиной до 5 мм. Халькозин образует согласные прожилки по напластова-

нию, реже секущие прожилки мощностью до 1 мм, но чаще – густую вкрапленность размером до 1–4 мм с содержанием минерала 10–20 %, редко наблюдались гнезда размером до 10 × 15 и 25 × 3 × 20 мм. Оруденение развивается по напластованию известняков и имеет стратиформный характер, приурочено к пласту мощностью 10 м в подошве базальтов верхней подсвиты хоннамакитской свиты. Оруденение распространено на площади 300 км². Ресурсы меди проявления по категории Р₃ составляют около 2 млн т [336]. Второй линзовидный пласт известняка располагается в 50 м ниже по разрезу от основного пласта в туфолаковой пачке мощностью около 100 м. Площадь распространения пачки – не менее 2000 км². Содержание меди, по данным редких штуфных проб, – 0,18–0,26 %.

В пределах рудопроявления различаются пять типов карбонатных пород с медным оруденением.

1. Бурые брекчиевидные известняки с обособлениями серых известняков, несущие вкрапленное оруденение. Мощность в элювиальных глыбах – 1 м. Содержание меди в бороздовой пробе (1 м) – 0,82 %, серебра – 0,9 г/т. Содержание меди в обособлениях серых известняков – 0,27–1,21 %, серебра – 1,17–3,60 г/т.

2. Тонкоплитчатые известняки с густовкрапленным оруденением. Мощность в глыбах – 0,3 м. Содержание меди – 2,09 %, серебра – 2,0 г/т.

3. Черные известняки с бедным прожилковым оруденением. Мощность в обломках – 0,3 м. Содержание меди 0,16 %, серебра 0,5 г/т.

4. Белые известняки с нодулями пирита. Мощность в глыбах – 0,2 м. Содержание меди – 0,24 %, серебра – 0,42 г/т.

5. Белые известняки с густовкрапленным оруденением. Мощность в глыбах составляет 0,2 м. Содержание меди – 2,39 %, серебра – 1,82 г/т, золота – 0,13 г/т [194, 336].

В подошве верхней подсвиты хоннамакитской свиты, в пласте карбонатных пород среди базальтов выявлено оруденение самородной меди, халькозина, малахита, медной зелени в бассейне р. Кэтэрэ (Ш-2-20, 21), р. Уохирь (Ш-2-25, 27). Мощность пласта – 1 м, протяженность – 1–4 км, содержание меди – 0,18–0,36 %. Густовкрапленное халькозиновое оруденение встречается в бассейне р. Уохирь (Ш-2-32, 33), где содержание меди составляет 1,25–1,35 % [194, 336].

Проявление самородной меди Арылахское (Ш-1-30) расположено в междуречье Самоедская Речка–Арылах в Норильско-Хараелахской СФЗ. Проявление находится на участке юго-западного борта зоны Кыстыктахского разлома вблизи его сочленения с зоной Северо-Хараелахского глубинного разлома. Меденосный горизонт, по данным бурения, залегает в кровле моронговской свиты. Породы горизонта согласно с вмещающими их туфо-лавовыми образованиями погружаются в юго-восточном направлении под углом 9–12°. Они подстилаются базальтами и туфами моронговской свиты и перекрыты мощной серией (100–115 м) базальтовых покровов нижней части мокулаевской свиты. Рудопроявление представляет собой существенно карбонатный меденосный горизонт на границе моронговской и мокулаевской свит. Горизонт включает брекчиевидные и массивные известняки, карбонатизированные туфы и туфобрекчии. Его перекрывает покров плагиофировых базальтов, под-

стилающей является пачка вулканогенно-осадочных пород. Мощность карбонатных меденосных пород составляет 0,70–6,15 м. Основным рудным минералом является самородная медь. В подчиненных количествах присутствуют куприт и тенорит. Сульфиды меди относительно редки, представлены халькозином и ковеллином. Минералы зоны окисления представлены малахитом и азуритом. Наиболее богатое оруденение приурочено к карбонатным брекчиевидным породам, в меньшей степени самородная медь встречается в перекрывающих базальтах, бедная минерализация отмечается в подстилающих туфах.

Для каждого литологического типа пород характерны свои особенности морфологии выделений меди, она представлена тонкими прожилками и вкрапленностью, выполняет миндалины и гнезда. Размеры зерен – 0,5–1,0 см, скоплений – до 5 см, реже наблюдаются самородки (до 20 см) весом 2 кг. Один из самородков из делювия весит 24 кг. Содержание меди, по данным химических анализов, в самородках составляет 99,65 %, удельный вес самородка меди – 8,71 г/см³. Наиболее распространенным элементом-примесью является серебро. Высокие концентрации серебра установлены во всех проанализированных образцах и достигают 163 г/т. Из других примесей установлены (г/т): платина – 0,02; палладий – 0,02; родий – 0,02. Самородная медь содержит также железо – 0,001 % и серу – 0,003 % и ассоциирует с цеолитами, кальцитом, адуляром, кварцем, хлоритом. Обнаруживается также тесная ассоциация с окислами и гидроокислами железа. Детально изученный участок составляет 4 км². Содержания меди в породах продуктивного горизонта находятся в пределах от сотых долей до 5 %. Ресурсы категории Р₁ меди составляют (при средней мощности 1,70 м и содержании 0,41 %) 100 тыс. т [336]. Решающую роль в распределении меди играет анизотропия разреза, а также дорудная деформированность пород, обеспечивающие повышенную проницаемость.

Рудопроявление самородной меди Арылах-Мастах-Сальское (Ш-1-28), приуроченное к карбонатному горизонту кровли моронговской свиты, прослеживается по северному склону плато в междуречье Арылах–Ходоктит на протяжении более 12 км к востоку от Арылахского проявления меди. В ассоциации с медью отмечаются малахит, азурит, халькозин, халькопирит. Обогащенные рудные участки связаны в основном с зонами повышенной тектонической трещиноватости и дробления, где породы окварцованы и цеолитизированы. Содержание меди составляет 0,1–0,8 %, реже достигает 1–2 %. Содержание серебра – до 10 г/т [336].

Медно-цеолитовая формация в вулканогенных и вулканогенно-осадочных породах. К этим формациям относятся проявления и пункты минерализации, локализующиеся в миндалекаменных зонах базальтов и в туфах мокулаевской, моронговской и хараелахской свит Норильско-Хараелахской СФЗ, нижней и верхней подсвит базальтов и туфов хоннамакитской свиты Большеавамской СФЗ. Медь встречается также в карбонат-цеолитовых жилах, секущих базальты. Самородная медь контролируется кварц-цеолитовыми прожилками и миндалинами. Редко самородная медь и минералы меди образуют тонкораспыленную вкрапленность непосредственно в базальтах. Наблюдаются мельчайшие вкрапления меди, которые приурочены к неправильным по

форме выделениям кварца в ассоциации с пиритом. В вулканическом стекле встречаются тончайшие вкрапленники халькозина–ковеллина. В плотных туфогенно-осадочных отложениях медь отсутствует, а в анамезитах мощных покровов она встречается в единичных случаях. Установлена связь самородной меди и халькозина с низкотемпературными нерудными минералами: цеолитами, кальцитом, кварцем, халцедоном, слагающими жилы и гнезда в базальтах. Группу цеолитов представляют ломонтит, гейландит, стильбит (десмин), томсонит, натролит, реже мезолит и морденит. Породы, вмещающие прожилки и гнезда этих минералов, обогащены самородной медью или халькозином. Самородная медь и халькозин обычно взаимно исключают друг друга. Халькопирит сопровождается пиритом, пренитом, магнетитом и сфалеритом, иногда пирротинном, т. е. находится в другой минеральной ассоциации.

Проявления р. Арылах (Ш-1-31), правого притока Самоедской Речки (Ш-1-65), на водоразделе рек Мал. Амбарчик и Ондондоми (IV-1-9) выявлены в трещиноватых мандельштейнах хараелахской свиты, разбитых субвертикальными трещинами широтного простирания. На всю мощность пойкилоофитовых мандельштейнов (2,5 м) отмечена густая минерализация, представленная цеолитами, кальцитом с большим количеством малахита и азурита, с вкрапленниками (1–2 мм) и нитевидными прожилками самородной меди. Содержание меди, по данным полуколичественного спектрального анализа (ПКСА), проб из пунктирной борозды – более 1 %, серебра – до 20 г/т. По данным химического анализа бороздовой пробы (Ш-1-65) содержание меди – 4,3 % [343, 344].

В бассейне р. Микчангда (IV-1-23) в базальтах мокулаевской свиты отмечается редкая вкрапленность (1–2 мм) самородной меди с содержанием от 0,15 до 1 %, серебра – до 20 г/т [343].

На правом берегу первого снизу правого притока р. Мал. Микчангда в карбонат-цеолитовом цементе брекчированных базальтов (IV-1-17) и туфопесчаниках моронговской свиты (IV-1-19) в зонах мощного тектонического нарушения отмечается вкрапленность самородной меди. Мощность зоны оруденения в базальтах – более 3 м, прослежена на 80 м. У подножия обнажения с туфами найден самородок меди размером 1 × 3 см. Содержание меди в базальтах и туфах – 0,2–0,68 % [344].

В бассейнах р. Бол. Авам (Ш-2-15), р. Уохирь (Ш-2-38), р. Мал. Авам (Ш-2-42), р. Локоптын (Ш-2-44), р. Букатый (Ш-3-14), р. Каменистая (Ш-2-50) в мандельштейнах и туфах верхней подсвиты хоннамакитской свиты наблюдалась мелкая рассеянная вкрапленность, гнезда до 5 см и тонкие прожилки самородной меди, пирротина, халькопирита, реже отмечаются валлериит, халькозин, ковеллин, куприт, тенорит, малахит, азурит, магнетит, гематит, лимонит (до 2,4 % рудных минералов). Содержание в образцах меди – 0,1–2 %, никеля – 0,004–0,016 % и кобальта – 0,004–0,015 % [50, 58, 59].

Иногда проявления меди приурочены к экзоконтактам даек трахидолеритов, кварцевых габбродолеритов далдыканского комплекса – р. Мал. Авам (Ш-2-17), р. Чопко (Ш-2-23), долеритов авамского комплекса, р. Букатый (Ш-3-31), секущих базальты и андезиты верхней подсвиты хоннамакитской свиты, где отмечается редкая (до 1 %) мелкая (0,01–0,05 мм) вкрапленность

самородной меди, пирротина, халькопирита, кубанита, халькозина, ильменита, магнетита, малахита с содержанием компонентов (%): медь – 0,11–1,05; кобальт – 0,004, никель – 0,02 [50, 58, 59].

В многочисленных шлиховых ореолах и потоках встречаются самородная медь, халькозин, халькопирит, пирротин, борнит, куприт. Все шлиховые ореолы и потоки отличаются незначительным содержанием самородной меди и халькозина в шлихах – 1–4 знака, но характеризуются значительной протяженностью.

Медь, никель. Всего на территории листа известно 20 рудопроявлений, 46 пунктов минерализации *никелево-медной сульфидной формации* и один ВГХО. Выявленные слаборудоносные проявления в интрузиях норильского и нижнеталнахского комплексов промышленного значения не имеют, являются поисковым признаком на богатые медно-платино-никелевые руды норильского типа, т. к. обычно располагаются на периферии последних. Медно-платино-никелевые проявления приурочены к норильскому комплексу дифференцированных субпластовых интрузий и нижнеталнахскому плагиооливинит-троктолитовому комплексу. Норильский комплекс представлен тремя интрузиями, которые содержат бедную сульфидную минерализацию и относятся к зубовскому троктолит-гранодиоритовому (Микчангдинская интрузия) и круглогорскому габбродолеритовому (Арылахская и Матах-Салинская интрузии) типам. Интрузивы норильского типа, с которыми связаны все месторождения сульфидных руд Норильского района, на площади листа неизвестны.

В интрузивах габбродолеритов, пикритовых габбродолеритов, троктолитов, такситовых габбродолеритов, лейкогаббро отмечается сульфидная вкрапленность, прожилки халькопирита, пирита, пирротина. Оруденение приурочено к различным частям интрузий: чаще это либо зоны контактов с вмещающими породами, либо минерализация равномерно распределена по всему интрузивному телу. Проявления, связанные с дифференцированными интрузиями основного состава, расположены в пределах западной части территории листа в Норильско-Хараелахской минерагенической зоне, на границе с листом R-45.

Рудопроявление Арылахское (III-1-25) в районе оз. Арылах связано с одноименной интрузией норильского комплекса (круглогорского типа), вскрытой шестью скважинами, а также выходящей на поверхность на правом берегу Самоедской Речки на водоразделе с р. Арылах (III-1-24). Интрузия дифференцированная от троктолит-долеритов до кварцевых долеритов и габбродолеритов. Оруденение локализуется как в лежачем и всiachем бортах интрузии, так и в породах экзоконтактов. Вмещающие интрузию породы локализованы в интервале разреза от девонских отложений до моронговской свиты. Зона оруденения прослежена вдоль западного борта интрузии на расстоянии более 2 км. К северо-западу оруденение спорадически встречается в апофизах интрузивного тела, вскрытых бурением. Мощность основной рудной зоны в долеритах нижней части интрузии составляет 4–10 м, в базальтах – 0,3–3,0 м. В долеритах оруденение вкрапленное: интерстиционное (0,2–2 мм) и шпирное (до 5–6 см), реже – прожилково-вкрапленное. Среднее содержание суль-

фидов – 5–8 %, но на некоторых участках оно достигает 40–50 %. Крупные шлировые выделения обычно расслоены на пиритовую и халькопиритовую составляющие. Измененные базальты экзоконтакта (в виде гнезд и полос) содержат в среднем 15–25 % сульфидов, которые тяготеют к зонам интенсивной трещиноватости. Минеральный состав руд: халькопирит, пирротин, пентландит, пирит, халькозин, миллерит, титаномагнетит, магнетит, ильменит. Содержание металлов по данным химического анализа 18 штуфных проб (%): в троктолит-долеритах и долеритах: медь – 0,17–3,30, никель – 0,09–0,59, кобальт – 0,01–0,03, платина – 0,2–0,42 г/т, палладий – 0,46–1,90 г/т, золото – 0,25–0,39 г/т. В базальтах нижнего экзоконтакта: медь – 0,5–1,32; никель – 0,1–0,37; кобальт – 0,01–0,02; платина – 0,5–0,7 г/т, палладий – 1,85–2,95 г/т, золото – 0,36–0,41 г/т.

Убогое вкрапленное оруденение отмечено в кварцевых габбродолеритах кровли интрузии и в базальтах верхнего экзоконтакта. Вкрапленники, реже прожилки представлены преимущественно пирротинном, халькопиритом, пентландитом и имеют размер 2–10 мм. Мощность рудной зоны – 1–3 м. Содержание (%) металлов в долеритах (по 10 пробам): медь – 0,13–0,17; никель – 0,04–0,07; кобальт – 0,007–0,008. В базальтах верхнего экзоконтакта содержание металлов (по 5 пробам, %): медь – 0,02; никель – 0,08; кобальт – 0,005; палладий – 0,1 г/т, золото – 0,25 г/т [31, 336, 344]. В коренном выходе рудного горизонта лежащего борта (III-1-24) содержание, по данным химического анализа, составляет (%): медь – 3,5–4, никель – 0,25–0,31, кобальт – 0,02, платина – 0,42–0,48 г/т, палладий – 1,4–1,9 г/т [293].

Рудопроявление Ыттахское (III-1-18) в районе Самоедской Речки связано с Ыттахской дифференцированной интрузией [293]. Некоторыми исследователями [344] она рассматривается как ветвь более крупного интрузивного массива, в состав которого входит и Арылахская дифференцированная интрузия. Оруденение приурочено к троктолитовым габбродолеритам нижнеталнахского комплекса нижней части интрузии и представлено мелкой сульфидной вкрапленностью (10–12 %). Минеральный состав рудных вкрапленников (%): пирротин – 65–75, халькопирит – 5–10, магнетит и ильменит – 10–15. По данным химического анализа проб, содержание полезных компонентов в троктолитовых габбродолеритах составляет (%): медь – 0,12–0,35; никель – 0,06–0,20; кобальт – 0,013–0,034; платина – 0,075 г/т, палладий – 0,18–0,23 г/т.

На Микчангдинской площади скважинами колонкового бурения МД-47, 48, 50, 57, 60 выявлены медно-никелевые с платиноидами проявления (IV-1-8, 10, 13, 20, 37) в дифференцированной интрузии габбродолеритов норильского комплекса (зубовского типа) на глубинах 1085,7–1343,0 м и оганерского комплекса – вблизи поверхности скважины МД-13,14 (IV-1-37) (табл. 8). Содержание сульфидов пентландит-халькопирит-пирротинового состава – 1–7 %, они приурочены к горизонтам оливиновых, пикритовых, такситовых и контактовых габбродолеритов [345].

Магматогенные проявления медно-никелевой минерализации в базальтах, пластовых интрузивных телах, силлах и дайках авамского, далдыканского, катангского комплексов затронуты позднейшими процессами гидротермально-метасоматических преобразований по зонам тектонических нарушений.

Проявление горы Логанчи (VI-1-14) приурочено к участку пересечения зоны Кулюмбинского разлома северо-восточного простирания с субширотной зоной Хантайско-Романихинского разлома. Сульфидно-магнетитовые жилы мощностью от 0,1 до 0,4 м, прожилки и вкрапленность рудных минералов приурочены к крутопадающей зоне развития гранат-пироксеновых и гранат-эпидотовых скарнов, образованных по туфам и базальтам надеждинской свиты. Субсогласная рудная залежь седловидной формы протяженностью 50 м, мощностью от 0,2 до 1,25 м выявлена на южном фланге минерализованной зоны, имеющей протяженность 400 м, ширину 50 м. Главные рудные минералы (%): пирротин (10–40), магнетит (40–60), второстепенные – пирит (до 10), халькопирит (до 2), марказит и сфалерит. Нерудные минералы проявления представлены карбонатом и кварцем (до 20–25). Содержание железа в рудах колеблется от 38,6 до 47,5 % [343]. Содержание, по данным количественного спектрального анализа (КСА), составляет (%): медь – 1,5, никель – 0,06; палладий – 0,06 г/т, платина – 0,05 г/т, золото – 0,01 г/т [34].

Таблица 8

Характеристика медно-никелевых проявлений Микчангдинской площади по данным колонкового бурения [345]

| Проявление | IV-1-8 | IV-1-8 | IV-1-8 | IV-1-10 | IV-1-13 | IV-1-20 | IV-1-20 | IV-1-37 | |
|--------------------------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|----------|------|
| Скважина | МД-57 | МД-60 | МД-60 | МД-47 | МД-50 | МД-48 | МД-48 | МД-13,14 | |
| Интервал, м | 1219,6–1220,6 | 1333,8–1335,0 | 1337,3–1343,0 | 1085,7–1086,2 | 1108,8–1109,1 | 1230,3–1233,7 | 1256,4–1257,0 | 10–18,4 | |
| Содержание полезных ископаемых | Усл. Ni, % | 0,43 | 0,62–1,5 | 0,21–2,67 | | 1,2 | 0,83–0,89 | 1,494 | |
| | Ni, % | 0,11 | 0,15–0,36 | 0,09–0,60 | 0,025 | 0,25 | 0,25–0,29 | 0,34 | 0,07 |
| | Cu, % | 0,2 | 0,23–0,64 | 0,13–1,05 | 0,086 | 0,4 | 0,42–0,45 | 0,75 | 0,38 |
| | Co, % | 0,09 | 0,01–0,015 | 0,007–0,02 | 0,008 | 0,017 | 0,019 | 0,014 | 0,03 |
| | S, % | 1,72 | 0,59–1,4 | 0,39–2,63 | | | | | |
| | ΣPt, г/т | 0,87 | 1,39–3,34 | 0,39–6,34 | 0,243 | 0,39–2,32 | 0,39–1,44 | 3,18 | |
| | Pt, г/т | 0,14 | 0,24–0,47 | 0,06–0,93 | | 0,32 | 0,17–0,22 | 0,48 | |
| | Pd, г/т | 0,73 | 1,15–2,86 | 0,33–5,4 | | 2 | 1,22 | 2,7 | |
| | Ac, г/т | 0,04 | 0,06–0,16 | 0,01–0,27 | | 0,11 | 0,06–0,07 | 0,15 | |

В междуречье Ондодоми–Мал. Ондодоми (III-1-32, 38), Икон–Самоедская Речка (III-1-80), Кыстыктах–Ондодоми (III-1-71), на р. Локоптын (III-2-36), руч. Голодный (IV-1-56), р. Херемюс (III-2-5, 9), р. Мал. Авам (III-2-16) в дайках и силлах трахидолеритов авамского комплекса, субщелочных долеритов далдыканского комплекса, долеритов катангского комплекса мощностью 10–15 м, протяженностью 300 м отмечается рассеянная мелкая (0,01–0,2 мм)

вкрапленность халькопирита, пирротина, пирита, халькозина, пентландита. Содержание (%) металлов (КСА): медь – 0,03–0,11, никель – 0,02–0,04, кобальт – 0,005–0,007 [31, 58, 336].

В базальтах, туфах, мандельштейнах и глыбах сургучных яшмоидов верхней подсвиты хоннамакитской свиты на р. Бол. Авам (Ш-2-24, Ш-2-41), нижней подсвиты хоннамакитской свиты на р. Чопко (Ш-2-14), в базальтах неракарской свиты на р. Пастах-Сала (Ш-2-4) отмечена мелкая рассеянная вкрапленность пирротина, пентландита, халькопирита, миллерита, валлериита, халькозина, ковеллина, тенорита, малахита, азурита, лимонита. Содержание (%) меди – 0,08–0,32, никеля – 0,018–0,03, кобальта – 0,001–0,006 (ПКСА) [58].

На южном берегу оз. Лама от руч. Лыжный до руч. Прямой прослеживается зона лимонитизированных пород на расстояние до 6 км при средней ширине 50 м (IV-1-54). В зону лимонитизации попадают песчаники тунгусской серии, базальты от ивакинской до надежнинской свит, а также интрузии долеритов катангского комплекса. Отмечаются вкрапленники, прожилки и гнезда пирита и халькопирита в ассоциации с магнетитом, титаномагнетитом и ильменитом. Размер рудных выделений – от 0,1 до 5 см в поперечнике, прожилки обычно не превышают 0,5 см по мощности. Содержание полезных компонентов в породах (%): Cu – 0,06, Ni – 0,02, Co – 0,002; Pt – 9,8 г/т (штуфная проба), Pd – 0,2 г/т, Au – 0,05 г/т (ПКСА) [32].

Никель, медь. Всего известно одно проявление и 24 пункта минерализации *медно-никелевой сульфидной формации* с преобладанием содержания никеля над медью, при общей невысокой концентрации сульфидов в базальтах и секущих их дайках разнообразного состава. Промышленного значения не имеют.

Пикритовые базальты нижней подсвиты хоннамакитской свиты, слагающие покров мощностью 3–7 м, содержат редкую (1–2 %) интерстиционную вкрапленность пирротина, пентландита, пирита, борнита, магнетита размером 0,02–0,04 мм на правом берегу р. Кыстыктах (Ш-1-44). Содержание металлов, по данным КСА, составляют (%): Cu – 0,006–0,02, Ni – 0,02–0,1, Co – 0,005–0,01.

В междуречье Бол. Авам–Хета пункты минерализации никеля, меди и кобальта связаны с дайками каменского комплекса меланефенелинитов (Ш-3-12, Ш-3-15), микропироксенитов (Ш-3-18, Ш-3-21), лимбургитов (Ш-3-24, Ш-3-28), трахиодолеритов; щелочных пикритов – на р. Херемюс (Ш-2-6, 7, 12), р. Кэ-тэрэ (Ш-2-18). Мощность даек – от 1 до 100 м, протяженность – свыше 50 м. Рудные минералы представлены пирротинном, пентландитом, халькопиритом, магнетитом, самородной медью. Содержание (%): медь – 0,01–0,04, никель – 0,09–0,2, кобальт – 0,006–0,015 [58, 59].

В туфах нижней подсвиты хоннамакитской свиты у контакта с дайкой трахиодолерита – р. Самоедская Речка (Ш-2-11), в базальтах верхней подсвиты хоннамакитской свиты, р. Неракачи (Ш-3-40), р. Пастах-Сала (Ш-2-3) наблюдается мелкая рассеянная вкрапленность сульфидов, представленная пирротинном, пентландитом, халькопиритом и магнетитом. Содержание (%) меди – 0,008–0,027, никеля – 0,1, кобальта – 0,005–0,014 [59].

В анамезитах мокулаевской свиты – р. Самоедская Речка (III-2-19) – и прорывающей их дайке трахидолеритов мощностью 25 м наблюдалась мелкая рассеянная вкрапленность и отдельные гнездообразные выделения (до 0,5 м) сульфидов. Рудные минералы: пирротин, пентландит, халькопирит, халькозин, пирит, ильменит, магнетит, гематит. Содержание (%) меди – 0,008, никеля – 0,1, кобальта – 0,01 [58].

Свинец, цинк. *Свинцово-цинковая формация* представлена четырьмя пунктами минерализации цинка, одним шлиховым ореолом свинца, цинка, одним ГДХА свинца, меди, серебра, не имеющими промышленного значения.

На водоразделе р. Верхн. Дыкенгда и оз. Дыкегдаомутканен (V-1-7) в экзоконтакте дайки долеритов наблюдались обохранные и сульфидизированные (5 %) мандельштейны одного из покровов базальтов хоннамакитской свиты. Наряду с пиритом присутствует сфалерит. Спектральный полуколичественный анализ показал 0,2 % цинка, 0,008 % свинца. Мощность зоны измененных пород – 6 м.

Правобережье р. Микчангда, в 1,5 км к северо-западу от устья р. Мал. Микчангда (IV-1-15), водораздел Мал. Абагалах–Микчангда (IV-1-18), левобережье р. Микчангда (IV-1-7). В одном из потоков измененных афировых базальтов на участках катаклаза в нижней части моронговской свиты, по данным ПКСА, содержание цинка в этих пунктах – 0,3 % [344].

Молибден. На площади листа R-46 выделяется семь пунктов минерализации молибдена *молибденовой кварцевой березитовой формации*, не имеющих промышленного значения.

В верховье р. Эдынгда (VI-1-25) пиритизированные мандельштейны покрова базальтов верхней подсвиты хоннамакитской свиты содержат (%): Cu – 0,1, Mo – 0,008 (КСА) [34]. На участке ореола базальты пересекаются зоной дробления (1,5 м), внутри которой они превращены с поверхности в кварц-сульфидную сыпучку. В катаклазированных базальтах установлены содержания (%): медь – 0,04–0,05, кобальт – 0,01–0,015, свинец – 0,002–0,01, мышьяк – 0,008, молибден – 0,0005–0,002; серебро – 0,2–0,3 г/т (КСА) [343].

Повышенные содержания молибдена отмечены в районе Хантайского озера в базальтах аянской свиты (VI-1-6, 8, 49). В бассейне рек Микчангда и Аякли проявления молибдена связаны с базальтами туклонской и надеждинской свит (IV-1-22, 29), надеждинской свиты (IV-1-60). Повышенные содержания молибдена (40 г/т) приурочены к зонам катаклаза и гидротермального изменения пород.

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Золото. На рассматриваемой территории установлены: одна литохимическая проба, 11 локальных шлиховых ореолов золота, один шлиховой ореол золота и меди, два протяженных шлиховых потока золота и меди, один шлиховой ореол золота и олова, один шлиховой поток золота и олова, один шлиховой ореол золота и редких земель. Практического значения не имеют.

Литохимическая проба золота (V-2-8) выявлена среди зоны пиритизации мощностью 10 м, протяженностью 20–25 м в базальтах хоннамакитской свиты и гиперстенсодержащих долеритах на левом склоне долины левого притока р. Кутарамакан. Медь встречена: в 10 пробах – 0,01–0,05 %, в пяти пробах – 0,15 %, в пяти пробах – 0,5 %. Содержание никеля – 0,028 %, рядовые содержания меди – 0,025 %. В двух пробах пирита содержится золото от 0,02 до 0,2 г/т [297].

Медно-никелевое оруденение Арылахской интрузии (Ш-1-24, 25), дифференцированной от пикродолеритов до кварцевых габбродолеритов, сопровождается повышенными количествами (г/т) платины – до 0,7, палладия – до 2,95, золота – до 0,41. Рудная зона приурочена к приподошвенной части интрузии (по вертикали 4–10 м) и базальтам нижнего экзоконтакта (0,3–3 м) и прослежена на 1600 м [31]. Благородные металлы установлены по всему разрезу зоны, но их больше в базальтах нижнего экзоконтакта (табл. 9). Золото отмечается в проявлениях самородной меди на левобережье р. Уохирь. Здесь обнаружены мелкие выделения самородного золота размером 0,03–0,05 мм с содержанием до 0,13 г/т. На Микчангдинской площади содержание золота в дифференцированной интрузии габбродолеритов норильского комплекса составляет 0,15–0,27 г/т (IV-1-8).

Таблица 9

**Содержание полезных компонентов в Арылахской интрузии
и вмещающих породах [31, 336, 344]**

| Породы | Cu | Ni | Co | Pt | Pd | Au |
|---|----------|-----------|-----------|----------|-----------|-----------|
| Троктолит-долериты и долериты (18 проб) | 0,17–3,3 | 0,09–0,59 | 0,01–0,03 | 0,2–0,42 | 0,46–1,9 | 0,25–0,39 |
| Базальты нижнего экзоконтакта (6 проб) | 0,5–1,32 | 0,1–0,37 | 0,01–0,02 | 0,5–0,7 | 1,85–2,95 | 0,36–0,41 |
| Базальты верхнего экзоконтакта (5 проб) | 0,02 | 0,08 | 0,005 | – | 0,1 | 0,25 |

Золото в локальных шлиховых ореолах установлено в равнинной части территории – р. Тундровая (I-3-1), р. Улахан-Юрях (I-3-2,3), р. Дудыпта (I-3-4), оз. Сопочные (I-3-8), р. Нижн. Ладданах (I-3-9), р. Прав. Каменная (II-3-1), оз. Якса (II-3-3), р. Боганида (II-3-5), р. Самоедская Речка (III-1-7); в центральной части плато – на р. Аян (IV-3-3). Комплексные шлиховые ореолы и потоки золота и меди сконцентрированы в бассейне р. Чопко (III-1-74, III-2-22, III-2-40). В шлиховом ореоле на р. Хоккор (III-1-1) пластинки золота размером 0,1–0,2 мм зафиксированы в терригенных отложениях гавриловской толщи.

В районе оз. Боковое тонкие (менее 0,1 мм) единичные пластинки золота приурочены к современным аллювиальным отложениям р. Неракачи в поле развития вулканогенных пород верхней подсвиты хоннамакитской свиты

[50]. Экзогенные проявления золота связаны с современными аллювиальными отложениями. Отдельные шлиховые пробы с единичными знаками золота выявлены при шлиховом опробовании аллювиальных отложений рек Чалбан, Абагалах, Икон, Самоедская Речка, Мастах-Сала, Хоккор, Кыстыктах и Ушкан. Здесь оно присутствует в виде тонких пластинок размером менее $0,1 \times 0,1$ мм. Вблизи восточной рамки листа в бассейне р. Ледяная в песках огневской свиты нижнего мела в пяти из 22 проб спектрозолотометрическим анализом установлено золото в количестве 1–2 г/т, при этом видимое золото содержится в единичных знаках. Таким образом, в пределах аккумулятивной равнины можно встретить горизонты рыхлых пород, обогащенные тонкодисперсным золотом.

В аллювиальных отложениях верхнего течения р. Чопко по результатам шлихового опробования было выделено два шлиховых потока и шлиховой ореол с единичными знаками золота, халькопиритом и самородной медью (Ш-1-74, Ш-2-22, 40) [332]. Зерна размером до 0,25 мм имеют пластинчатую форму. Появление этих потоков в долине р. Чопко, видимо, следует связывать с разрушением гидротермально измененных базальтов и карбонатных пород со стратиформными проявлениями самородной меди [336].

Серебро. Установлено три пункта минерализации серебра, относящиеся к *медно-цеолитовой формации самородной меди* и не имеющие промышленного значения.

В пункте минерализации (V-1-27) на оз. Кета отмечается вкрапленность пирита, халькопирита и гематита в субгоризонтальных карбонатных жилах (мощность 0,1 м) в зоне расщепления по пиритизированным и карбонатизированным туффитам аянской свиты. Установлено содержание серебра в жилах 0,8–1 г/т, бария – 1 %, стронция – 0,3 %, свинца – 0,01 % (ПКСА). В бассейне р. Тесная (VI-2-24) пепловые туфы неракарской свиты содержат серебро 1,5 г/т. На берегу оз. Сиговое (VI-2-27) в цеолитизированных мандельштейнах покрова базальтов верхней подсвиты неракарской свиты с гидрокarbonатами меди установлено содержание серебра 0,6 г/т.

В качестве сопутствующего металла серебро отмечается в проявлениях самородной меди и в сульфидных медно-никелевых рудах. В проявлениях самородной меди серебро образует изоморфную примесь в самородках меди (проявление Арылахское – до 163 г/т) и выделяется в форме аргентита и самородного серебра в карбонатных породах (проявление Уохирь) с содержанием серебра в рудах до 3,6 г/т. Выявленная на площади гидрохимическая аномалия (Ш-2-2 – нижнее течение рек Ондодоми и Чопко), вероятно, является поисковым признаком для обнаружения объектов медно-цеолитовой рудной формации. Серебро, сопутствующее меди, установлено на ряде проявлений района – Мастахсальское I и II (Ш-1-17, 21) в количестве до 20 г/т. По данным Н. И. Емельянова, минерализация самородной меди с серебром широко распространена в базальтах нижнего триаса на плато Путорана. Серебро выявлено во всех пробах базальтов в количестве 4 г/т. Оно находится в самородной меди в тонкодисперсном состоянии с содержанием от 1 до 106 г/т [297].

Платина, палладий. Собственные эндогенные объекты металлов платиновой группы на площади неизвестны. Как попутные компоненты они присутствуют в медно-никелевых и самородномедных проявлениях и описаны совместно с ними (табл. 9, 10). В выявленных интрузиях в комплексных медно-никелевых рудах они промышленного значения не имеют.

Платина и палладий установлены в литохимической пробе из рыхлых отложений и в одном локальном шлиховом ореоле. В грубозернистой фракции (1–5 мм) из прослоя гравелитов и конгломератов мощностью 1 м среди песчаников гавриловской толщи на р. Хета (Ш-3-1) пробирным методом определены повышенные значения золота – 0,03 г/т, платины – 0,26 г/т и палладия – 0,33 г/т [50].

Олово. Коренных проявлений олова на территории не обнаружено. Редкие мелкие знаки касситерита отмечаются в шлиховых пробах из аллювия рек Кыстыктах, Самоедская Речка, Хоккор, Быхы и Ондодоми в пределах низменной части территории (Ш-1-1, Ш-1-3). Зерна имеют буроватый оттенок, хорошо окатаны. Размер их составляет менее 0,1 мм [336].

Ртуть. На площади работ известны находки редких зерен киновари в некоторых шлихах из аллювия рек Кыстыктах, Самоедская Речка, Хоккор, Ондодоми, образующие шлиховой ореол (Ш-1-36). Киноварь представлена мелкими (0,1–0,2 мм) окатанными зернами красновато-бурого цвета [336].

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ОПТИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ

Кальцит оптический относится к *трапповой формации исландского шпата*. На площади листа вынесено пять проявлений и 40 пунктов минерализации оптического кальцита, связанных с туфами и миндалекаменными зонами базальтов. Может иметь практическое значение для старательской отработки.

В проявлении *исландского шпата* р. Хета (Ш-3-19) в краевых частях покровов анамезитов и в высыпках туфов и мандельштейнов аянской свиты на протяжении нескольких десятков метров отмечались миндалины, выполненные кальцитом, халцедоном и аметистом с кристаллами кальцита до 10 см в поперечнике. Кристаллы кальцита имеют штриховую и трещиноватую поверхность. Выколки представлены ромбоэдрами прозрачного исландского шпата размером до 3 см в поперечнике.

В высыпках осветленных мандельштейнов среди покровов анамезитов и пойкилоофитовых базальтов нижней подсвиты – р. Мал. Чопко (Ш-2-37), р. Мал. Авам (Ш-2-30), р. Кыстыктах (Ш-1-69), р. Амбарная (Ш-1-66) и верхней подсвиты – р. Бол. Авам (Ш-2-46), р. Никита-Пастага (Ш-2-48) хоннаматской свиты, мандельштейнах моронговской свиты р. Кыстыктах (Ш-1-55) отмечены обильные миндалины, гнезда, жеоды, погреба и линзы размером 0,4 × 1 м, выполненные кварцем, кальцитом, цеолитами, анальцимом, пренином и хлоритом. Кристаллы кальцита до 10–15 см в поперечнике выполняют

центральные части пустот и полостей. На их поверхности видна трещиноватость и штриховатость, но из них возможно получить выколки ромбоэдров прозрачного исландского шпата размером до 3–5 см. Выход исландского шпата составляет 5–10 % от общей массы кальцита. Зона минерализованных пород имеет ширину до 20–50 м [58].

В зоне Восточного разлома к северу от истоков р. Микчангда (IV-1-34) на площади 40 × 150 м в элювиальных развалах базальтов неракарской свиты встречаются высыпки прозрачного исландского шпата, которые дают выколки без спайных трещин размером 4 × 3 × 2 см [32].

В пунктах минерализации (IV-1-4, IV-1-49) в коренном залегании исландский шпат обнаружен в бассейне рек Неракачи, Бучарама в базальтах хоннамакитской и аянской свит. Исландский шпат приурочен к кальцитовым жилам мощностью от 0,06 до 1,0 м, которые выполняют тектонические трещины в базальтах. Трещины ориентированы в северо-восточном направлении, жилы по ним прослеживаются на расстояние 300–400 м. Обычно они выполнены мутным трещиноватым кальцитом. В высыпках около этих жил, а также в коренном залегании встречается полупрозрачный исландский шпат, который дает прозрачные выколки, свободные от спайных трещин размером до 3 × 2 × 0,6 см [32].

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Известняк. В центральной части плато Путорана известны три проявления известняка: на правом берегу р. Холокит (IV-3-7, 9) и в верховьях р. Амнундакта (V-3-3) [297]. Практического значения не имеют. В первом случае известняк залегает под надаянским маркирующим покровом и достигает мощности 5–6 м при протяженности 12–15 км. Во втором случае известняк находится под ягталийским маркирующим покровом, его мощность 1–1,5 м, площадь распространения – 15 км². Известняк толстоплитчатый, микрозернистый, тонкослоистый с шершавым изломом. Окраска белая, серая, черная, бурая. Участками он загрязнен глинистым веществом. Известняк может использоваться как сырье для приготовления извести. Ресурсы категории Р₃ известняков для химической промышленности правобережья р. Холокит (IV-3-7, 9) составляют по 150 млн т, ресурсы бассейна р. Амнундакта – 60 млн т [297].

В центральной части территории фрагментарно выделяются два горизонта карбонатных пород среди базальтовых покровов. Нижний горизонт выделяется на границе моронговской и мокулаевской свит, верхний горизонт – между нижней и верхней подсвитами хоннамакитской свиты. С отдельными участками этих горизонтов связаны проявления самородной меди (III-1-28, 30; III-2-20, 21, 25, 26, 27, 32, 33). Мощность горизонтов карбонатных пород – от 0,7 до 10 м. Удельный вес известняков – 2,69 т/м³. Содержание (%) в породе СаО составляет 51–55, SiO₂ – 2,5–3,5, MgO – до 0,12, Al₂O₃ + F₂O₃ – до 0,1. Карбонатные породы пригодны для производства портланд-цемента и могут использоваться в качестве флюса [336].

ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Хризотил-Асбест. *Формация хризотил-асбестовая апогипербазитовая.* Выявлен один пункт минерализации, практического значения не имеет.

Северное побережье оз. Лама, в 3 км к северо-востоку от отметки 72 м (IV-1-44). В покрове пикритовых базальтов гудчихинской свиты отмечены прожилки хризотил-асбеста мощностью до 1,5 см. Прожилки субпараллельны пластовой отдельности, редко переходят в секущие, тогда асбест сменяется антигоритом. Асбест хрупкий, делится на волокно шириной 0,1 мм. На мощность слоя 1,65 м приходится три прожилка общей мощностью 4 см. Коэффициент асбетоносности составляет 2,4 % [344].

Графит. Единственное проявление графита относится к *графитовой формации метаморфизованных каменных углей*, не имеет практического значения. Графитопроявление р. Амнундакта (V-3-1) приурочено к линзовидному прослою вулканомиктовых алевролитов между покровами базальтов низов неракарской свиты. Вблизи выхода графита находится интрузия гиперстенсодержащих долеритов катангского комплекса, под воздействием которой за счет каменного угля и образовался графит. Скрытокристаллический графит слагает линзу мощностью около 0,5 м и длиной не менее 50 м [297].

ДРАГОЦЕННЫЕ КАМНИ, ПОДЕЛОЧНОЕ СЫРЬЕ

Горный хрусталь. В пределах листа R-46 известны одно проявление и 40 пунктов минерализации горного хрусталя *хрусталеносных кварцевых жил*. Практического значения проявления не имеют из-за низкого качества, малого количества сырья и труднодоступности района.

Наиболее распространенным на территории из поделочных камней является горный хрусталь. Горный хрусталь приурочен к миндалекаменным базальтам, туфам, изредка – шаровым лавам нижнего триаса. Совместно с кальцитом, агатом, опалом, халцедоном и цеолитами он слагает гнезда размером до 4 см, иногда до 20 см в поперечнике и жилы мощностью до 50 см. Протяженность минерализованных зон – до 150 м. Горный хрусталь встречается и в виде единичных кристаллов, а также образует друзы размером 5 × 20 см. Кристаллы до 4 см в длину обычно замутнены и трещиноваты, бесцветны, прозрачны лишь их головки.

ПМ на правом берегу Самоедской Речки, в 3,5 км к югу от отметки 432 м (III-1-53). В верхних мандельштейнах одного из покровов пойкилоофитовых базальтов самоедской свиты встречена зона (ширина 20–50 м, прослежена на 200 м) гнезд и крупных миндалин, сложенных кварцем и кальцитом. Полупрозрачные кристаллы кварца длиной 4–8 см имеют прозрачные пирамидальные головки, достигающие 2–3 см в поперечнике. Здесь же встречены прозрачные кристаллы аметиста, образующие друзы и щетки длиной до 20 см. Многие кристаллы имеют ровную окраску и могут быть использованы в качестве поделочных камней [344].

Полупрозрачные разновидности кварца встречены в жеодах миндалекаменных базальтов аянской и неракарской свит (IV-1-1, IV-1-3, IV-1-59). Же-

оды достигают 30 см в поперечнике, а размер отдельных кристаллов кварца составляет $5 \times 2 \times 2$ см. Головки кристаллов иногда хорошо огранены и прозрачны, нередко окрашены в фиолетовый цвет (аметист) [32].

Халцедон, сердолик. В пределах Северо-Сибирской низменности и в аллювии горных рек известны многочисленные находки обломков халцедона и его разновидностей – сердолика (Ш-1-5, 6, 14, 16). Обломки приурочены в основном к песчано-галечным отложениям разного генезиса, имеют среднюю степень окатанности и преимущественно небольшие размеры (до 5 см). Более крупные обломки исключительно редки и, как правило, сильно трещиноваты. Каких-либо скоплений обломки халцедонов не образуют. Сборы составляют до 3 кг на 1000 м² [51]. Проявления халцедонов на территории практического значения не имеют из-за некондиционности сырья.

Серпофит. Пункты минерализации и проявления серпофита известны на севере плато Путорана среди развалов пород хоннамакитской свиты, обычно в высыпках вблизи разломов или даек долеритов (Ш-3-9). Серпофит встречается в виде пластин размером до 10 см, имеет однородную светло-желтую окраску, раковистый излом и восковой блеск. Практического значения проявления не имеют из-за малого количества сырья и труднодоступности района.

Пренит. На южном берегу оз. Хантайское, восточнее устья р. Могады в волноприбойной зоне на протяжении 300 м встречаются пластинки мелкозернистых базальтов с натечными грибообразными агрегатами пренита от 1–1,5 до 4–4,5 см в диаметре (VI-1-18). Пренит зеленый от светлых до темных тонов. Присутствуют как радиально-лучистые агрегаты, слагающие наросты, так и массивные плотные и нетрещиноватые более темные разности. Пренит по качеству относится к разряду коллекционного и поделочного [343].

Яшма. На левом берегу р. Курейка, в верхнем ее течении известны находки поделочной яшмы (VI-3-13). Эти породы слагают прожилки в анамезитах и гнезда в кластолавах одного из покровов аянской свиты. Мощность прожилков яшм – 3–10 см, длина – до 5 м, гнезда в поперечнике достигают 20 см. Яшмы представляют собой массивную породу с криптозернистой структурой, неровным, иногда раковистым изломом. Иногда порода содержит неправильные линзовидные и нитевидные включения халцедона и сливного кварца. Окраска в прослоях от ярко-красной до темно-бурой, в гнездах – пестрая, с преобладанием бурых и зеленых тонов. Проявление недоизучено, однако А. И. Емельяновым дается заключение о перспективности района на поиск яшм.

Поделочная окаменелая древесина. На левом берегу р. Хета при выходе ее с плато Путорана в аллювии вблизи коренных выходов верхнеюрских–нижнемеловых пород сиговской и букатыйской свит найдены обломки окаменелой древесины (Ш-3-2, 3, 4). Размеры обломков – $40 \times 10 \times 8$ см, наблюдаются пиритизация, кальцитизация. Может использоваться как поделочное сырье.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Глинистые породы

Всего на территории известно три малых месторождения кирпичных глин. Глины отмечены в составе гляциолимния муруктинского и сартанского горизонтов. *Малое месторождение кирпичных глин на южном и северо-восточном берегах оз. Дыличи (VI-1-51)* оконтурено горными выработками на площади 2,88 км² в поле развития ленточных глин среди гляциолимния сартанского горизонта. Форма пластовая, мощностью 5–10 м, обнажено с поверхности. По качеству глины могут быть отнесены к сырью для производства изделий строительной и грубой керамики. Песчанистость не превышает 1–2 %. Глины темно-серые плотные, вязкие. Ресурсы глин по категории Р₃ оцениваются в 50 млн т [343].

Малое месторождение кирпичных глин (II-3-4) в верховье р. Бархатовка приурочено к гляциолимнию муруктинского горизонта. Пласт глин средней мощностью 11–14 м прослеживается вдоль левого берега реки на протяжении 1,5 км. Вскрышей являются комковатые пески мощностью 1–4 м. Плотность глин – 2,17 т/м³, ресурс по категории Р₃ – 40 млн т [340].

В районе сопки Чагидай скважинами и горными выработками вскрыты ленточные глины муруктинского горизонта *малого месторождения кирпичных глин (I-3-7)*. Глины облекают гидролакколит в виде вертикального пласта мощностью 5 м в ледяном ядре сопки, у подножия залегают слабонаклонно. Мощность вскрыши на склоне сопки – от 0,5 до 3 м, у подножия – более 20 м. Могут использоваться как кирпичные глины. Ориентировочные ресурсы категории Р₃ – 10 млн т [340].

Обломочные породы

Обломочные породы, представленные песчано-гравийным материалом, песками строительными, песками формовочными, связаны с палеогеновыми и четвертичными отложениями. На северной и северо-западной окраине района в пределах Енисей-Хатангского прогиба они распространены широко, образуя чехол на мезозойских породах. В гляциофлювиальных образованиях преобладает гравийный материал, количество которого достигает 80–90 % общего объема породы. В русловом аллювии содержатся (%): гравийно-галечный материал 45–55, песок – 25–30 и валуны – 15–20.

Песчано-гравийный материал. Всего известно 15 проявлений песчано-гравийного материала. Песчано-гравийный материал образует залежи, расположенные на западе и северо-западе площади. На Арылахской площади песчано-гравийные смеси связаны с гляциофлювиалом муруктинского горизонта [293]. При средней мощности песчано-гравийных смесей 7 м ресурсы составят: для Самоедского проявления (III-1-19) – 42 млн м³, для Мастах-Салинского (III-1-12) – 35 млн м³, для Кыстыктахского (III-1-13) – 125 млн м³ или 252 млн т. Мощность вскрыши (почвенный горизонт) – до 0,3 м. Материал содержит около 20 % валунов до 30 см в диаметре, в основном (свыше 95 %)

невыветрелых базальтов. Содержание фракций по Кыстыктахскому проявлению (%): 20–40 мм – 17,5–17,6; 10–20 мм – 23–29; 5–10 мм – 15,6–16,5; 2,5–5 мм – 10,5–10,6; 1,5–2,5 мм – 10,8–11,2; 0,63–1,5 мм – 4–5,8; 0,315–0,63 мм – 7,9–11; 0,14–0,315 мм – 2,5–4; 0,05–0,14 мм – 0,6–1,0; менее 0,05 мм – 0,3–0,4. Глинистых частиц не содержится. Объемный вес песчано-гравийного материала Кыстыктахского проявления – 2,02 т/м³. Характеристика проявлений песчано-гравийного материала и прогнозные ресурсы приведены в табл. 10.

Таблица 10

Характеристика и прогнозные ресурсы проявлений песчано-гравийного материала

| Номер на карте | Географическое положение | Генезис отложений | Мощность горизонта, м | Площадь, км ² | Ресурсы Р _з , млн м ³ |
|----------------|--------------------------|--|-----------------------|--------------------------|---|
| IV-1-11 | Река Микчангда | Аллювий, голоцен | 8 | 2,1 | 16,8 |
| IV-1-16 | Река Микчангда | Аллювий, голоцен | 10 | 2 | 20 |
| V-1-5 | Река Дынкенгда | Пролувиальный, поздний неоплейстоцен–голоцен | 10 | 6 | 60 |
| V-1-29 | Оз. Кета | Гляциофлювиальный, сартанский горизонт | 10 | 16 | 160 |
| VI-1-4 | Оз. Кикта | Гляциофлювиальный, сартанский горизонт | 20 | 20 | 400 |
| VI-1-15 | Устье р. Нерактар | Аллювий, голоцен | 10 | 0,9 | 9 |
| VI-1-23 | Устье р. Эдынгдэ | Пролувиальный, поздний неоплейстоцен–голоцен | 5 | 10 | 50 |
| VI-1-42 | Река Эдынгдэ–оз. Дыличи | Гляциофлювиальный, сартанский горизонт | 20 | 24 | 480 |
| VI-2-19 | Верховье р. Эдынгдэ | Гляциофлювиальный, сартанский горизонт | 20 | 8 | 160 |
| VI-2-20 | Оз. Мысовое | Гляциофлювиальный, сартанский горизонт | 10 | 9 | 90 |
| VI-2-25 | Оз. Нерунгда | Гляциофлювиальный, сартанский горизонт | 20 | 16 | 320 |
| VI-2-26 | Оз. Нерунгда | Гляциофлювиальный, сартанский горизонт | 20 | 10 | 200 |

Песок строительный. Известно восемь проявлений строительных песков, из них два вскрыты горными выработками. Залежи песков, пригодных к применению в дорожном строительстве и в качестве бетонных заполнителей, связаны с гляциофлювиальными отложениями муруктинского горизонта и с современными дельтовыми наносами.

Проявления строительных песков Ломанайское (Ш-1-4) и Ырасское (Ш-1-10) выявлены на Арылахской площади на равнине под базальтовым уступом на сочленении Енисей-Хатангского прогиба и плато Путорана [293]. Пески связаны с гляциофлювиалом муруктинского горизонта. Ломанайское и Ырасское проявления характеризуются следующими показателями: площадь 12,5 и 10 км² соответственно, средняя мощность пласта песков – по 5 м, мощность вскрыши – по 0,5–1,0 м, ресурс песков категории P₃ – 62 млн м³ или 94 млн т (Ш-1-4), 50 млн м³ или 80 млн т (Ш-1-10).

Пески всех проб по зерновому составу относятся к категории «очень мелкий», имеют существенно кварцевый состав и пригодны для приготовления закладочных, штукатурных растворов и закладочных бетонов. Средний гранулометрический состав песков Ломанайского проявления (%): +10 мм – 0,7; +5 мм – 1,1; +2,5 мм – 1,2; +1,5 мм – 1,7; +0,63 мм – 1,7; +0,315 мм – 55,5; +0,14 мм – 24,4; –0,14 мм – 4,1; глинистые частицы – 9,6. Объемный вес песков – 1,52 т/м³. Средний гранулометрический состав Ырасского проявления (%): +10 мм – 3,1; +5 мм – 3,7; +2,5 мм – 3,2; +1,5 мм – 4,9; +0,63 мм – 7,8; +0,315 мм – 53,2; +0,14 мм – 16,5; –0,14 мм – 1,1; глинистые частицы – 6,5. Объемный вес песков – 1,60 т/м³. Пески Ырасского проявления несколько крупнее в классе +0,63 мм. Залежь песков в устье р. Иркингда (V-1-26) мощностью 5 м установлена среди дельтовых наносов реки площадью 5 км² с ресурсами 15 млн м³ (категория P₃). В устье р. Кутарамакан (VI-1-11) залежь песков среди дельтовых наносов реки характеризуется параметрами: мощность 3–4 м, площадь 10 км², ресурсы (P₃) – 35 млн м³ [343].

Песок формовочный. Всего выделяется пять проявлений формовочных песков. Они приурочены к ледниковым отложениям тазовского горизонта (II-2-1), быхынскому маринию казанцевского горизонта (I-1-5), к моренным песчаным отложениям муруктинского горизонта (I-1-1), озерным отложениям позднего плейстоцена–голоцена (I-1-3, II-1-1). Вскрыша отсутствует, мощности и марки песков в соответствии с ГОСТом 2138-56 по проявлениям: р. Шайтан (I-1-5) – мощность 8–10 м, марка 4КО315А; р. Тогонкмак (I-1-3) – мощность 9–10 м, марка ТО315Б; р. Бол. Сигиктах (II-1-1) – мощность 8–10 м, марка ТО1Б; возв. Мал. Камень (II-2-1) – мощность – от 5 до 15 м, марка 4КРКБ [327].

ПРОЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Гипс. На площади имеется одно проявление гипса *сульфатно-карбонатной формации*, не имеющего промышленного значения. На правом склоне р. Ниж. Ноку-Бирая (VI-3-4), в бассейне среднего течения р. Яктали гипс и ангидрит образуют линзовидный пласт мощностью до 30 м, залегающий между покровами базальтов аянской свиты, по простиранию прослежен на 5 км. Гипс и ангидрит переслаиваются друг с другом, при преобладании ангидрита. Гипс представляет собой мелкочешуйчатый или тонковолокнистый агрегат, местами загрязненный пылеватыми выделениями гидроокислов железа и редкими зернами карбоната. Ангидрит имеет неравномернозернистую

структуру и состоит в основном из мелких (0,1–0,15 мм) аллотриоморфных зерен и единичных крупных (до 0,8 мм) идиоморфных таблитчатых выделений. Состав гипса (%): нерастворимый остаток – 1,08, Al_2O_3 – 0,02, Fe_2O_3 – 0,18, CaO – 33,23, SO_3 – 44,53, CO_2 – 1,59, гидратированная вода – 18,91. По химическому составу породы удовлетворяют требованиям ГОСТа 4013-74 «Камень гипсовый для производства вяжущих материалов» и относятся к 1-му, 3-му, 4-му сортам по разным пробам. Породы также соответствуют ГОСТ-125-70 «Гипс строительный», 2-й сорт. Гипс-ангидритовая залежь значительно размыта. При средней мощности 20 м, простирании в глубь склона долины р. Яктали 1 км, протяженности 5 км ресурсы гипсоносных пород на этом участке составят 260 млн т [297].

Ангидрит. Известно четыре проявления ангидрита *сульфатно-карбонатной формации*, не имеющих промышленного значения. Пласты ангидрита (6–8 м) широко развиты в отложениях мантуровской и юктинской свит среднего девона и вскрыты скважинами на Арылахской площади (III-1-29). Среди ангидрита присутствуют чистые разности, пригодные в качестве вяжущего компонента и наполнителя закладочных бетонов, но из-за большой глубины залегания (400–700 м) они не имеют практического значения.

На Микчангдинской площади при поисковом бурении на медно-никелевые руды в скважинах установлены проявления ангидрита, приуроченные к отложениям зубовской и курейской свит нижнего девона, мантуровской и юктинской свит среднего девона, накахозской и каларгонской свит верхнего девона. Мощность пластов ангидрита – 0,5–30 м (до 47 м), залегают в интервалах 300–500 и 800–950 м (IV-1-27, IV-1-36, IV-1-31). Состав ангидритов каларгонской свиты (%): SiO_2 – 0,5; Fe_2O_3 – 0,32; Al_2O_3 – 0,54; MgO – 1,83; CaO – 35,68; SO_3 – 47,76; R_2O_3 – 0,86; ппп – 4,7. Состав ангидритов юктинской свиты (%): SO_3 – 54,8; MgO – 0,41; CaO – 39,08; ппп – 4,7 [345].

СОЛИ НАТРИЕВЫЕ

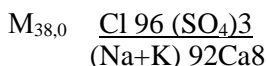
Галит. На территории выделяется три проявления каменной соли (галита) *хлоридной натривой галогенной формации*, не имеющих промышленного значения. Проявления каменной соли приурочены к сульфатоносным отложениям зубовской и курейской свит нижнего девона, мантуровской и юктинской свит среднего девона. Наиболее соленасыщенным (от 40 до 80 %) является разрез мантуровской и юктинской свит при содержании каменной соли в пластах до 97 %. На микчангдинской площади на северном берегу оз. Лама скв. МД-10 в инт. 719,7–906 м вскрыта 200-метровая соленосная залежь сложного строения, включающая три пласта каменной соли мощностью 31, 40, 70,9 м (проявление оз. Лама IV-1-48). Каменная соль оранжево-серая кристаллическая, иногда с микровкрапленностью сильвина. По результатам анализов, примеси калия, магния и кальция в каменной соли приурочены к низам соленосной залежи и составляют десятые доли процента. Установлен первично-седиментационный характер соли [345, 356]. Проявление каменной соли (IV-1-28) вскрыто скважиной в мантуровской и юктинской свитах сред-

него девона в инт. 714,2–720 м; проявление (IV-1-21) вскрыто скважиной в макусской, постнической, ямпахтинской и хребтовской свитах верхнего силура–нижнего девона в инт. 1363,8–1413,3 м. Соли от светло-серых до серо-желтых, красно-бурых, с прослоями мергелей, ангидритов, глинистых доломитов, ангидритистых доломитов. Содержание хлористого натрия составляет 81–97 % [345].

ГЛУБИННЫЕ РАССОЛЫ

Соли натриевые. На территории известны четыре проявления высокоминерализованных (до 150 г/кг) хлоридных натриевых вод (глубинные рассолы), большая часть которых, вероятно, связана с девонским соленосным комплексом. Они могут быть связаны с соленосными куполами, протыкающими верхнетриасовые и юрские отложения.

Проявление оз. Хантайское (VI-1-28) связано с источниками солоноватых вод и рассолов. Выходы соленых вод на южном берегу Хантайского озера обнаружены в 2 км к западу от устья р. Угольная. Несколько десятков небольших источников с дебитом 1,5 л/с сконцентрированы на площади 1 км² в зоне пересечения Хантайского и Хаканчанского разломов. Общая минерализация вод – до 40 г/дм³, дебит – до 1,5 л/с. При средней минерализации 0,8 г/кг на поверхность за 1 час выносятся 280 кг поваренной соли [47]. Химический состав воды одной из проб по формуле М. Г. Курлова:



Температура вод – не более 7 °С, рН 5,2–7,0, общий дебит – до 0,1 м³/с. В 1943 г. Норильским комбинатом здесь были проведены поисковые работы на поваренную соль. Скважины глубиной 20–26 м вскрыли водоносный горизонт песков и галечников под валунными суглинками. Минерализация вод на поверхности – 30 г/кг, на глубине 20–25 м возрастает до 165 г/дм³, дебит – до 3 л/с. Воды напорные (до 1,65 м водного столба на поверхности). Б. В. Валицким в водах установлены повышенные содержания никеля, меди, кобальта, титана, хрома, марганца, ванадия, галлия и серебра, а также брома (от 9 до 21 мг/дм³). Очевидно, соли выщелачиваются из девонских эвапоритов и поступают на поверхность в виде рассолов по зонам долгоживущих разломов.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

МИНЕРАЛЬНЫЕ ЛЕЧЕБНЫЕ

Скважиной Л-3 на глубине 673–679 м (III-3-36) вскрыт водоносный горизонт, приуроченный к кавернозным доломитам силура. Дебит скважины составляет 20–80 м³/ч с дебитом до 1920 м³/сут, высота грифона – 0,5–0,8 м. По содержанию газов минеральные воды вскрытого горизонта относятся к слабосероводородно-гидросульфидным и слабоуглекислым при рН 6,9–7,4. Об-

щая минерализация вод – 19,1–21,5 г/дм³ характерна для высокоминеральных источников. Минеральный состав солей, образованных из ионов, по правилу Фрезениуса, следующий: NaCl, Na₂SO₄, MgSO₄, CaSO₄, Ca(HCO₃)₂, CaBr₂, KBr, NH₄Br. Химическим анализом в воде установлены аномально высокие концентрации брома (до 558,6 мг/дм³). Кроме того, воды могут использоваться и в лечебных целях, так как содержат в достаточных количествах сероводород, углекислый газ и бром [50, 352].

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Территория листа R-46 располагается в пределах Сибирской платформы и Енисей-Хатангского регионального прогиба, наложенного на краевую часть платформы, разграниченные Енисей-Котуйской тектонической зоной и Северо-Хараелахским глубинным разломом. В восточной и центральной частях площади листа в пределах Сибирской платформы при тектоническом районировании выделяется позднепермско-раннетриасовая Тунгусская синеклиза, в западной части – рифей-мезозойская Игарско-Норильская пологоскладчатая зона.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И ОСНОВНЫЕ ЭПОХИ РУДООБРАЗОВАНИЯ

В пределах листа R-46, в соответствии с металлогеническим и тектоническим районированием России, выделяется Восточно-Сибирская минерагеническая провинция (МП) и части Приенисейской, Путоранской и Енисейско-Хатангской минерагенических субпровинций (МСП), которые сформированы в течение трех минерагенических циклов: кембрийско-позднепермского, позднепермско-триасового, юрско-кайнозойского (табл. 11).

Структурно-минерагенические области (СМО) – Северо-Сибирская, Игарско-Норильская и Ленско-Котуйская – соответствуют одноименным структурно-формационным областям, выделяемым на геологической карте.

Юрско-кайнозойской минерагенической эпохой сформирована наиболее крупная современная структура – Енисей-Хатангская буроугольная минерагеническая область (МО), соответствующая крупному геоблоку в раннепротерозойском кристаллическом фундаменте. Минерагенические субпровинции в геоблоке Сибирской платформы соответствуют мегаблокам кристаллического фундамента территории. Приенисейский мегаблок с раннепротерозойским фундаментом, отвечающий Приенисейской МСП, выделяется в западной части территории листа, на востоке он ограничен Кыстыктахской зоной разломов от Путоранского мегаблока с архейским фундаментом (Путоранская МСП).

**Минерагенические провинции, субпровинции, области (зоны),
структурно-минерагенические области листа R-46**

| | | | |
|-------------------|---|---------------------|-----------------------|
| Эпоха | Минерагенические провинции (МП), субпровинции (МСП), области (МО), зоны (МЗ), структурно-минерагенические области (СМО) | | |
| | Восточно-Сибирская МП | | |
| | Приенисейская МСП | Путоранская МСП | Енисей-Хатангская МСП |
| J-Kz | | | Енисей-Хатангская МО |
| P ₃ -T | Тунгусская МО | | |
| | Арылахская МЗ | | Северо-Сибирская СМО |
| | Норильско-Хараелахская МЗ | Большеавамская МЗ | |
| | Имангдинская МЗ | Хантайская МЗ | |
| | Курейско-Летнинская МЗ | | |
| | Тунгусский угольный бассейн | | |
| Є-P ₃ | Игарско-Норильская СМО | Лено-Тунгусская СМО | |

Кембрийско-позднепермская эпоха

В пределах рассматриваемого листа в Лено-Тунгусской СМО в раннекембрийское время в эпиконтинентальном мелководном морском бассейне накапливались карбонатные породы с включениями ангидрита (хетская, ледянская свиты). В породах константиновской толщи и хетской свиты установлены нефтяные битумы инфильтрационно-осадочного генезиса.

В среднекембрийско-раннеордовикский этап в прибрежно-морских условиях образуются глинистые известняки, глинистые доломиты, мергели (тамуканская, арыканская, хибарбинская свиты). С начала ордовика и до силурийской эпохи в условиях засоленных лагун и эстуариев образовывались красноцветные мергели и ангидриты (басьнюяхская и усть-куранахская свиты объединенные).

В среднеордовикско-раннекаменноугольный этап сформировались терригенно-карбонатные отложения с пластами каменной соли, гипсов и ангидритов в Игарско-Норильской и Лено-Тунгусской СМО, предполагаются на большей части Северо-Сибирской СМО [202]. Наиболее значительные по ресурсам проявления каменной соли установлены в сульфатоносных глинисто-карбонатных отложениях девона к северо-западу от плато Имангда и на северо-западной и западной границах Хараелахского плато. Они приурочены к зубовской и курейской свитам нижнего девона, мантуровской и юктинской свитам среднего девона, накахозской, каларгонской и фокинской свитам верхнего девона, макусовой, постнической, ямпахтинской и хребтовской свитам верхнего силура–нижнего девона. Наиболее соленасыщенным (от 40 до 80 %) является разрез мантуровской и юктинской свит при содержании каменной соли в пластах до 97 %. На Микчангдинской площади на северном

берегу оз. Лама вскрыта 200-метровая соленосная залежь сложного строения, включающая три пласта каменной соли. Установлен первично-седиментационный характер залежи соли. Количество сильвинита в залежах каменной соли не превышает 0,89 мас. %. Во всех изученных залежах каменной соли присутствует ангидрит в виде вкрапленности и отдельных прослоев, отмечена незначительная примесь брома. Прогнозные ресурсы каменной соли на Глубокоозерской площади (лист R-45 вблизи западной рамки листа R-46) составляют не менее 30 млрд т, наиболее перспективен участок южного берега оз. Глубокое, на который приходится около 20 млрд т. В восточной части территории проявления соленосных отложений установлены по Ледянскому профилю нефтегазоразведочного бурения на реках Хибарба, Аян, Хета. Наиболее соленасыщенным является разрез в южной части профиля (р. Хибарба). Здесь по скв. Л-2 на листе R-47 вблизи восточной рамки листа R-46 вскрыт 7-метровый пласт каменной соли в средней части разреза нижнедевонских отложений и ряд пластов в среднедевонских. Севернее, по скважинам Л-3 и Л-358 на листе R-46 присутствуют редкие маломощные линзы каменной соли [51]. На территории известны проявления высокоминерализованных (до 150 г/дм³) хлоридных натриевых вод (глубинные рассолы), большая часть которых, вероятно, связана с девонским соленосным комплексом. На карте соленосных провинций России вся территория листа относится к солеродному бассейну [202]. Ввиду слабой изученности, минерагеническое районирование для солей не приводится.

В среднекаменноугольно-позднепермский этап сформировались отложения лимно-паралической формации в Игарско-Норильской и Лено-Тунгусской СМО. Отложения отвечают грациям открытого мелководья, открытых и изолируемых побережий, лагуны, изолированного побережья и флювиальной равнины, сформированных в эпиконтинентальном седиментационном бассейне с гумидным типом литогенеза в условиях умеренного климата. По представлениям И. С. Грамберга [63], Тунгусский бассейн представлял собой единое целое с Западно-Таймырским позднепалеозойским бассейном, формирующимся за счет размыва Урало-Монгольского складчатого пояса в передовом или приорогенном прогибе, заложенном на западном крае Сибирской платформы [190].

К этому этапу приурочена вся промышленная угленосность на данной территории, которая охватывает северо-западную окраину Тунгусского угольного бассейна и образует Норильский каменноугольный район. Вся территория листа к югу от Хатангской МО относится к Тунгусскому угольному бассейну. По данным бурения структурных скважин на Ондондоминской и Самоедской площадях, под базальтами нижнего триаса на глубинах от 615 до 1500 м вскрыты угленосные породы тунгусской серии с пластами углей мощностью до 10 м. Восточная граница Норильского каменноугольного района проведена с учетом залегания угленосных отложений под краевой частью покрова базальтов. В практическом отношении представляют интерес те участки каменноугольного района, где угленосные отложения выходят на поверхность. Угленосные отложения, залегающие на глубинах более 1500 м под нижнетриасовой туфолавовой толщей, недоступны для изучения и не имеют практической значимости.

Позднепермско-триасовая эпоха

Во время позднепермско-триасовой вулканогенной эпохи сформировалась трапповая формация, с которой связаны сульфидные медно-никелевые с платиноидами руды, а также самородная медь с серебром и исландский шпат. В конце перми сводообразование сменилось растяжением земной коры, рифтогенезом и базальтовым вулканизмом. Карская плита отделялась от Сибирской платформы срединным хребтом с образованием океанической коры в результате спрединга в пределах Северо-Сибирской СМО. Во внутренних частях Сибирского кратона в Норильско-Туруханской и Анабаро-Тунгусской СМО формирование вулканогенной толщи с преобладанием вулканических центров трещинного типа происходило в континентальных условиях на низкой приморской равнине. Центрами извержений являлись вулканотектонические депрессии в ранге мульды – Иконской, Большеавамской, Дюпкунской. В пределах Икэнской мульды наблюдается наиболее контрастный и мощный – более 3,6 км – разрез туфолавоваы толщи существенно лавового типа, на 90 % сложенный базальтами. Трапповая формация представлена вулканогенными и резко подчиненными вулканогенно-осадочными породами, с чередованием лавовых покровов и маломощных горизонтов туфов, туффитов и осадочных пород, причем эффузивные фации составляют более 90 %.

Базальтовый магматизм проявлялся на фоне регионального растяжения и прогибания. По петрохимическим характеристикам, туфолавоваы толща разделяется на две группы. Ранняя – от ивакинской до надеждинской свиты включительно – образует петрохимически-дифференцированную серию лав; более молодая группа (от моронговской до самоедской свит включительно) образует недифференцированную серию лав. Всего выделяется 10 магматических циклов [193]:

1) ивакинская свита трахибазальтов, плагиобазальтов, агломератовых туфов и интрузии ергалахского и пясинского комплексов трахиодолеритов и габбродолеритов;

2) съверминская свита и нижнегудчихинская подсвита базальтов с горизонтами туффитов, недифференцированные интрузии оганерского долерит-габбродолеритового комплекса;

3) оливиновые и пикритовые базальты среднегудчихинской подсвиты, вулканокластические и осадочные породы хаканчанской свиты, интрузии пикродолеритов нижнефокинского комплекса;

4) базальты с редкими горизонтами туфов туклонской и надеждинской свит и недифференцированные интрузии оганерского долерит-габбродолеритового комплекса, ряд интрузий нижнеталнахского типа;

5) моронговская и аянская свиты базальтов и туфов, часть интрузий оганерского и катангского комплексов долеритов и габбродолеритов;

6) гломеропорфиновые базальты мокулаевской и хоннамакитской свит и дифференцированные интрузии норильского комплекса (кроме нижнеталнахского);

7) хараелахская и неракарская свиты с горизонтами туфогенных пород и тефроидов;

8) кумгинская и самоедская свиты базальтов;

9) таловская толща базальтов и туффигов (на листе не выделяется);

10) далдыканский комплекс базитов нормального ряда, авамский комплекс умереннощелочных базитов, каменский и усть-дельканский щелочно-ультраосновной комплексы.

В Норильско-Туруханской и Анабаро-Тунгусской СМО миндалекаменные зоны базальтов практически всех свит являются рудогенерирующими и рудовмещающими для проявлений и пунктов минерализации исландского шпата, горного хрусталя, халцедона, сердолика, пренита, аметистов. Проявления железа, исландского шпата, горного хрусталя, яшмы, пренита встречаются в аянской свите, представленной афировыми, пойкилоофитовыми, анкарамитовыми базальтами, анамезитами, кластолавами, прослоями туфов и туффигов, линзами известняков. Хараелахская, мокулаевская, моронговская, хоннамакитская, аянская свиты являются перспективными на самородномедное с серебром оруденение. Наиболее значимые проявления серебра и меди приурочены к верхнехоннамакитской, моронговской, мокулаевской и хараелахской свитам нижнего триаса. В позднепермский–триасовый минерагенический этап сформировались проявления миграционных битумов и капельно-жидкой нефти спорадически по всему разрезу от ивакинской свиты верхней перми до аянской, водопадной и моронговской свит нижнего триаса и в более древних толщах.

На территории листа R-46 медно-платино-никелевые проявления приурочены к норильскому комплексу дифференцированных субпластовых интрузий только в Норильско-Туруханской СМО. Комплекс представлен интрузиями, которые содержат бедную сульфидную минерализацию и относятся к зубовскому троктолит-гранодиоритовому (Микчангдинская интрузия) и круглогорскому габбродолеритовому (Арылахская и Мастах-Салинская интрузии) типам. К нижнеталнахскому плагиоливинит-троктолитовому комплексу с бедным медно-платино-никелевым оруденением относится Ыттахская интрузия. Интрузивы норильского типа, с которыми связаны все месторождения сульфидных руд Норильского района, на площади листа неизвестны, по геохимическим и геофизическим данным предполагается их развитие в пределах Микчангдинской и Арылахской площадей среди лав триаса на глубинах 600–1500 м.

Юрско-кайнозойская эпоха

Юрско-кайнозойский эпоха характеризуется формированием Енисей-Хатангской буроугольной МО. Проявления бурого угля установлены в регрессивных и эмерсивных фациях ранне-среднемелового ряда формаций (малохетско-яковлевская свиты). Енисей-Хатангская буроугольная МО сформирована в три этапа и складывается соответственно тремя рядами формаций: юрско-раннемеловым терригенным песчаниково-аргиллитовым – осадочных прогибов и надрифтовых систем; раннемеловым терригенным буроугольным – внутриконтинентального мелководья; ранне-позднемеловым терригенным – субаэральных внутриплитных пенепленов и палеоген-голоценовым терригенным–ледниково-морским Северо-Сибирской низменности. Основная эпоха углеобразования связывается с малохетско-яковлевским временем

(поздний готерив–ранний альб). С этой же эпохой связывается основная перестройка территории, инверсия юрско-раннемелового прогиба и основной этап миграции нефтегазоносных флюидов.

ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВНЫХ ПЛОЩАДЕЙ НА ТВЕРДЫЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На территории листа R-46 располагается восточная часть Приенисейской МСП, которая отделяется от Путоранской МСП субмеридиональной транс-коровой магмоподводящей зоной катаклазитов раннепротерозойского возраста заложения в кристаллическом основании, затухающей в пределах Енисей-Хатангской МСП. На севере Приенисейская и Путоранская МСП отделены от Енисей-Хатангской МСП широтной транскоровой магмоподводящей зоной катаклазитов архейского возраста заложения в кристаллическом основании. В Енисей-Хатангской МСП, в северной части листа выделяется одноименная буругольная Енисей-Хатангская МО. В пограничных зонах провинций происходит наложение разнотипных рудных зон и районов.

В Приенисейской МСП в пределах территории листа выделяются части медно-платино-никелеворудных минерагенических зон (МЗ) – Норильско-Хараелахская и Имангдинская (на листе оконтурены их восточные границы). Границы Норильско-Хараелахской МЗ проведены с учетом распространения медно-никелевых интрузий потенциально продуктивного на медно-никелевые с платиноидами руды норильского комплекса – Микчангдинской, Арылахской, Мастах-Салинской и нижнеталнахского комплекса – Ыттахской интрузий. Минерагеническая зона контролируется Северо-Хараелахским глубинным разломом, Микчангдинским магмоконтролирующим разломом, Кыстыктахской и Имангда-Летнинской тектоническими зонами. В Норильско-Хараелахской МЗ выделяются потенциальные медно-платино-никелеворудные узлы: Таловский, продолжающийся с листа R-45, Кыстыктахский, Микчангдинский. В пределах Имангдинской МЗ на листе известны только мелкие медно-никелевые проявления в базальтах и дайках долеритов, граница зоны проведена по полукольцевым разломам – Кета-Ирбэнский, Кумгинский, Галельский, на юге ограничена Хантайско-Чангодинской тектонической зоной. Граница зоны совпадает с контуром крупной базитовой интрузии в породах консолидированной коры, выделенной по геофизическим данным. В юго-западной части территории продолжается с листа R-45 Курейско-Летнинская МЗ, с потенциальными Кулюмбинско-Горбиачинским районом и Кулюмбинским узлом. Зона ограничена Кулюмбинским глубинным разломом и Верхнекулюмбинским магмоконтролирующим разломом. Основные перспективные интрузии Кулюмбинско-Горбиачинского потенциального медно-платино-никелеворудного района располагаются за пределами площади листа R-46 – на листе R-45. Минерагенический потенциал замыкающихся на территории листа R-46 Таловского и Кулюмбинского узлов относится к листу R-45.

Вдоль западной рамки листа в Приенисейской МСП оконтурен Норильский каменноугольный район Тунгусского угольного бассейна; основные перспективы района также относятся к листу R-45, где известны законсерви-

рованные месторождения каменных углей. Перспективная на медное с попутным серебром оруденение Арылахская МЗ протягивается в широтном направлении с листа R-45 и заканчивается в центральной части листа R-46-XV, XVI. В ее пределах выделяется Арылахский серебро-меднорудный потенциальный узел вне района, а в восточной части МЗ – Большеавамский серебро-меднорудный потенциальный район. Арылахская серебро-меднорудная МЗ является наложенной на медно-никелевую Норильско-Хараелахскую МЗ. Арылахский потенциальный серебро-меднорудный узел перекрывает часть площади Кыстыктахского медно-платино-никелеворудного потенциального узла.

Вся площадь листа в пределах Приенисейской и Путоранской субпровинций относится к Тунгусской шпатоносной провинции с проявлениями исландского шпата. В более локальной области со сгущением проявлений и пунктов минерализации исландского шпата по границе с Енисей-Хатангской МСП в широтном направлении выделен Авамско-Бояркинский шпатоносный район, западная граница которого совпадает с границей Путоранской МСП, а восточная оконтуривается на листе R-47. В южной части территории в пределах Путоранской МСП выделяется потенциальная железо-серебро-меднорудная Хантайская МЗ, продолжающаяся с листа R-47. На западе она ограничена Верхнекулумбинским магмоконтролирующим разломом, на юге незначительно продолжается на лист Q-46. Хантайская МЗ совпадает с площадью распространения в кристаллическом основании катаклазитов в пределах крупных траскоровых магмоподводящих зон по нижнепротерозойским образованиям. Большеавамская медно-платино-никелеворудная потенциальная МЗ выделяется по северной кромке базальтового уступа, по границе с Енисей-Хатангской МО, южная граница проходит вблизи границы Авамско-Бояркинского шпатоносного района, на востоке продолжается на лист R-47. Площадь Большеавамской потенциальной МЗ проецируется на зону развития катаклазитов в пределах крупных магмоподводящих зон архейского возраста заложения в кристаллическом основании под базальтами. На западном замыкании на Большеавамскую медно-платино-никелеворудную МЗ накладывается Арылахская серебро-меднорудная зона. В пределах центральной части плато Путорана на оз. Аян и р. Аян выделялась потенциально-перспективная Аянская площадь на полиметаллы (Pb, Zn, Cu) по группе косвенных признаков [123]. Эта площадь относится к Путоранскому государственному природному заповеднику, отнесенному ЮНЕСКО к Всемирному наследию, поэтому никакие геологические работы здесь проводиться не могут.

Енисей-Хатангская минерагеническая субпровинция

Енисей-Хатангская бурогольная МО (1 УБ/Ж-К) выделена в пределах одноименной МСП. Здесь известны проявления бурых углей, встречающихся в виде пропластков – в хетской свите верхнего мела, пластов бурых углей – в яковлевской, малохетской свитах нижнего мела, линзы бурых углей в долганской свите мела. Пласты фосфоритов приурочены к различным частям разреза насоновской свиты верхнего мела, а в песчаниках дорожковской свиты верхнего мела фосфориты выполняют роль цемента.

В палеогеновых и четвертичных отложениях выявлены локальные шлиховые ореолы золота, проявления строительных материалов – песчано-гравийного материала, строительных и формовочных песков, глин, поделочных камней, поделочной окаменелой древесины. Скважинами обнаружены проявления глубинных натриевых рассолов, связанных с галогенными отложениями девона, и проявления горючих газов, нефтяных миграционных битумов на разных уровнях разреза.

Экзогенные проявления золота связаны с палеогеновыми отложениями гавриловской толщи и современными аллювиальными отложениями. В гавриловской толще единичные знаки золота были выявлены при шлиховом опробовании береговых обнажений кварцевых песков по рекам Самоедская и Кыстактах. На Ледянской площади (лист R-47) в огневской свите нижнего мела в прибрежно-морских отложениях на р. Ледяная (вблизи восточной рамки листа R-46) – в пяти из 22 проб в песках огневской свиты установлено тонкодисперсное золото с содержанием 1–2 г/т. Предполагается, что на площади листа R-46 имеются горизонты с аккумулярованием золота в прибрежно-морских песках юрско-меловых отложений, поступающего из области денудации – плато Путорана – из гидротермальных проявлений в базальтах и из медно-никелевых и медно-серебряных руд.

На территории Енисейско-Хатангской МО известны проявления янтаря в породах терригенной формации хетской свиты верхнего мела и голоценовых отложениях, образованных при перемыве пород хетской свиты в пределах площади водосбора рек. Янтарь приурочен к мелким прослоям и линзам углефицированной древесины и пластиам бурого угля. Янтарь относится к семейству копалита.

Приенисейская минерагеническая субпровинция

В Приенисейской МСП находятся прогнозируемые на медно-платино-никелеворудное оруденение объекты, локализованные в Норильско-Хараелахской медно-платино-никелеворудной МЗ – Кыстыктахский и Микчангдинский ПРУ.

Норильско-Хараелахская медно-платино-никелеворудная МЗ (2 Ni,Pt,Cu/T₁), высоко перспективная на сульфидные медно-платино-никелевые руды. Основная площадь МЗ находится на смежном листе R-45, где в ее пределах открыты уникальные сульфидные месторождения – Талнахское и Октябрьское. Зона пространственно совпадает с Норильско-Хараелахской и Иконской мульдами (первая – на листе R-45), осложняющими западную часть Предтаймырского прогиба. Рудоконтролирующим в пределах зоны является Норильско-Хараелахский разлом, к которому тяготеют все крупные месторождения. Норильско-Хараелахский разлом протягивается вдоль оси Норильско-Хараелахского прогиба на расстояние более 200 км [132, 142].

На листе R-46 установлена восточная граница площади МЗ со слабородносными медно-платино-никелевыми интрузиями норильского комплекса круглогорского и зубовского типов и нижнеталнахского комплекса. Основные рудоконтролирующие факторы объектов-аналогов медно-никелевого оруденения Норильского района в сравнении с прогнозируемыми рудными узлами листа R-46 – Кыстыктахским и Микчангдинским – приведены в табл. 12.

Прогнозно-поисковые критерии Кыстыктахского и Микчангдинского медно-платино-никелеворудных узлов в сравнении с объектами-аналогами – Талнахским и Норильским медно-платино-никелеворудными узлами (по материалам П. Г. Падерина, 2014; О. А. Дюжикова, 1976; В. А. Тетерюка, 2009; В. А. Радько, 2016)

| Элементы модели | Объекты-аналоги – Талнахский и Норильский РУ | Прогнозируемые объекты – Кыстыктахский и Микчангдинский ПРУ |
|--|---|--|
| <p>Региональные структурные факторы контроля оруденения</p> | <p>Месторождения Норильского района приурочены к Игарско-Норильской рифтогенной структуре со следующими характеристиками глубинного строения:</p> <p>1) уменьшенная мощность консолидированной коры (25 км); 2) корово-мантийная линза в основании коры мощностью 5–8 км; 3) базифицированная консолидированная кора с редуцированным «гранитным» мегаслоем; 4) слабая дифференциация верхнемантийного слоя и его повышенная упругость.</p> <p>В гравитационном поле рудоносные интрузивы располагаются в области повышенной плотности и выделяются локальными аномалиями. В магнитном поле для интрузивов характерно повышенное значение в немагнитных осадочных породах, в поле развития сильномагнитных эффузивных пород – понижение уровня поля, характерное для зон развития глубинных тектонических нарушений</p> | <p>ПРУ находятся в пределах Игарско-Норильской рифтогенной структуры. Положительные и отрицательные аномалии магнитного поля фиксируют области развития эффузивных образований. Микчангдинская площадь характеризуется чередованием протяженных аномальных зон гравитационного поля, обусловленных глубинными геологическими структурами. На Арылахской площади гравиметрические аномалии проявлены слабо на фоне помех из-за повышенной мощности мезозойско-кайнозойских отложений</p> |
| <p>Локальные структурные факторы контроля оруденения</p> | <p>Тектоно-вулканические структуры (мульды). Каждая мульда представляет собой тектоно-вулканическую структуру, с формированием которой во времени и пространстве связан интрузивный, эксплозивный и эффузивный трапповый магматизм. Все известные промышленно-никеленосные интрузивы приурочены к участкам центриклинальных замыканий мульд на пересечении их глубинными магмоподводящими разломами. Для каждой мульды предполагается наличие своего интрузивного центра, от которого по восстанию расходятся лентовидной формы рудоносные хонолиты. Интрузии норильского типа дифференцированы от габбродолеритов нормального ряда до такситовых и пикритовых габбродолеритов, с рудной вкрапленностью в нижней части интрузии, и до лейкогаббро и габбродиоритов в верхней части. К нижней части полнодифференцированных интрузий норильского</p> | <p>В Норильско-Хараелахском прогибе выделяются Хараелахская и Иконская мульды, разделенные Кумгинским валом. С зоной Кумгинского и Нералахского разломов в Микчангдинском ПРУ установлена пространственная связь вулканических аппаратов центрального типа. Микчангдинский массив сложного строения в виде ряда разобщенных интрузивных лентовидных ветвей, имеющих разные магмовыводящие каналы. В нижней эндоконтактной зоне – такситовый габбродолерит. Апофизы интрузий не дифференцированы и сложены оливинсодержащими габбродолеритами. Инт-</p> |

| Элементы модели | Объекты-аналоги – Талнахский и Норильский РУ | Прогнозируемые объекты – Кыстыктахский и Микчангдинский ПРУ |
|--|---|---|
| Локальные структурные факторы контроля оруденения | <p>типа приурочены пластовые тела сплошных сульфидных Cu-Ni руд, которые располагаются в роговиках нижнего экзоконтакта и в теле интрузива в виде линз и пластовых залежей. Воздействие флюидно-магматической колонны на вмещающие породы выразилось в образовании тектонически обособленных блоков, выделяемых как «структуры проседания», также являющихся важным поисковым признаком. Никеленосные дифференцированные хонолиты по восстанию, по склонению и по простиранию могут переходить в недифференцированные пластовые и секущие тела оливинсодержащих долеритов с участками лейкократового габбро</p> | <p>рузии Кыстыктахского ПРУ приурочены к северо-восточному борту Иконской и северо-западному Большеавамской трапповых мульд, контролируемых Северо-Хараелахским продольным и Кыстыктахским поперечным разломами. В разрезе образуют сложные связанные ветвящиеся тела на разных стратиграфических уровнях</p> |
| Тектонические структуры | <p>Сочленение Хантайско-Рыбнинского поднятия и Норильско-Хараелахского прогиба. Неоднородное строение фундамента структур, сочленение по глубинным разломам разновозрастных подвижных тектонических блоков. Различная мощность чехла (до 8–12 км), наличие валов и мульд с подчиненными антиклиналями северо-западного простирания, поперечными к простиранию мульд. Пересечение магмоподводящих разломов и антиклиналей</p> | <p>Арылахская, Мастах-Салинская, Ыттахская интрузии приурочены к Норильско-Хараелахскому прогибу, Микчангдинская интрузия располагается на склоне Хантайско-Рыбнинского поднятия на границе с Норильско-Хараелахским прогибом</p> |
| Рудоконтролирующие структуры | <p>Центриклиналь Хараелахской мульды, усложненная флексурами и разрывными структурами, оперяющими Норильско-Хараелахский глубинный разлом. Тектонически обособленные блоки базальтоидов (кальдеры) – «структуры проседания» (месторождения Талнахское, Октябрьское). Практически все месторождения и наиболее значимые рудопроявления Норильского района приурочены к бортам «высоких» валов и антиклиналей; в частности Норильский, Талнахский и Вологочанский рудные узлы располагаются в бортах Пясинского куполовидного поднятия</p> | <p>Кыстыктахский ПРУ с Арылахской, Ыттахской и Мастах-Салинской интрузиями контролируется центриклиналью Иконской мульды и Северо-Хараелахским глубинным разломом. Интрузии приурочены к Кыстыктахскому куполовидному поднятию и Самоедскому валу. Микчангдинский ПРУ с Микчангдинской интрузией приурочен к борту Хантайско-Рыбнинского поднятия</p> |
| Стратиграфический контроль | <p>Расслоенный ультрамафит-мафитовый интрузив локализуется в угленосных терригенных породах тунгусской серии среднего карбона-поздней перми (Талнахское). Северо-западная хараелахская ветвь расслоенного ультрамафит-мафитового Талнахского интрузива находится в аргиллитах с прослоями гравеллитов, мергелей и известняков D₁₋₂ (Октябрьское). Расслоенный ультрамафит-мафитовый интрузив на контакте угленосных терригенных пород тунгусской серии и вулканогенных образований поздней перми–раннего триаса (Норильск-1)</p> | <p>Интрузии норильского комплекса – Арылахская, Мастах-Салинская, Микчангдинская, нижнеталнахского комплекса – Ыттахская залегают как в осадочных породах девона, так и в вулканогенных образованиях до моронговской свиты включительно, образуя сложнопостроенные многоярусные субпластовые тела</p> |

| Элементы модели | Объекты-аналоги – Талнахский и Норильский РУ | Прогнозируемые объекты – Кыстыктахский и Микчангдинский ПРУ |
|---|--|---|
| Магматические образования, связь с оруденением | Рудные узлы приурочены к магмоактивным зонам и представляют собой пространственно и структурно связанную систему дифференцированных интрузий норильского, зубовского, круглогорского и нижнеталнахского типов, объединенных общностью происхождения и временем формирования из единого глубинного источника. Двух-трехчленное строение дифференцированных интрузивов, наличие пикритовых (оливиновых) габбродолеритов, верхних и нижних такситовых габбродолеритов. Средняя часть: оливинсодержащие, оливиновые, пикритовые габбродолериты. Вкрапленные руды в центральной части интрузивных тел находятся преимущественно в пикритовых, такситовых и контактовых габбродолеритах. Массивные рудные тела, залегающие в придонных частях интрузивов, располагаются в контактовых, такситовых габбродолеритах и в метасоматитах нижнего экзоконтакта. Нижние прожилково-вкрапленные руды – под телами массивных руд и в нижней зоне контакта интрузива | В Кыстыктахском ПРУ, в зоне сочленения Каменской зоны разломов, Самоедского вала и Кыстыктахского поднятия, в норильском комплексе известны интрузии всех типов, кроме норильско-талнахского, несущего промышленное оруденение. Вкрапленное оруденение приурочено к различным частям интрузий: либо в зоне контактов с вмещающими породами, либо минерализация равномерно распределена по всему интрузивному телу. В Арылахской интрузии норильского комплекса (круглогорского типа), дифференцированной от троктолит-долеритов до кварцевых долеритов и габбродолеритов, оруденение локализуется как в лежачем и всячем бортах интрузии, так и в породах экзоконтактов |
| Возраст рудоносных интрузий, изотопно-геохимические признаки | Месторождение Норильск-1: для ядерных частей полифазных зерен из габбродолеритов U-Pb возраст млн лет – 261,3±1,7; 245,6±1,2; 236,5±1,8; 226,5±0,95; и 1914±92. Месторождение Талнахское: циркон из габбродолеритов – U-Pb возраст млн лет. 234,6±0,66; 256,18±0,42; 262,65±0,37; 218,7±2; 226,1±1,9; 244,7±0,98; 282,7±1,1. Месторождение Октябрьское: U-Pb возраст (млн лет) для бесцветных ядер полифазных зерен 347±16; их же оторочки 265±11; для окрашенных ядер 253,8±1,7; для их же оторочек 235,7±6,1. Сульфиды δ ³⁴ S = от 8,7 до 12,5 ‰ | Изотопный возраст габбродолеритов Микчангдинской интрузии, определенный U-Pb методом по циркону, составляет 256±2 млн лет. Возраст постмагматического циркона определен в 230 млн лет. В сульфидах δ ³⁴ S = 12,78 ‰ |
| Главные разновидности пород рудоносных интрузивов | Оливиновые и оливинсодержащие габбродолериты, троктолиты со шпирами оливинитов, плагиоверлитов, лейкогаббро, гибридные габбродиориты | Безоливиновые лейкократовые, оливинсодержащие и оливиновые габбродолериты с линзами троктолитовых и пикритовых габбродолеритов, реже – габбродиориты и троктолитовые габбродолериты |
| Петрохимические особенности рудоносных интрузивов | В Норильских интрузиях – высокая степень основности. В меланократовых разновидностях содержание (%): SiO ₂ – от 32 до 41, MgO – до 29, TiO ₂ – менее 0,7, (K ₂ O+Na ₂ O) – менее 1,5. В мезо- и лейкократовых | В интрузиях нижнеталнахского и норильского (круглогорский, зубовский типы) комплексов в меланократовых разновидностях (%): SiO ₂ – |

| Элементы модели | Объекты-аналоги – Талнахский и Норильский РУ | Прогнозируемые объекты – Кыстыктахский и Микчангдинский ПРУ |
|---|---|---|
| Петрохимические особенности рудоносных интрузивов | разновидностях: MgO в среднем 7, TiO ₂ – от 1,5 до 3, (K ₂ O+Na ₂ O) – в среднем 2,5 | 45,07–46,83, MgO – до 21,09, TiO ₂ – до 1,17, (K ₂ O+Na ₂ O) – 1,4–3,2. В лейкократовых габбродолеритах норильского комплекса круглогорского типа (%): SiO ₂ – 46,61, MgO – 8,64, TiO ₂ – 0,89, (K ₂ O+Na ₂ O) – 3,01. Микчангдинская интрузия выделяется высокими концентрациями хрома, магния, рудных сульфидов и низкой щелочностью. По совокупности петрохимических параметров она близка к дифференциатам северо-восточной ветви Талнахского интрузива норильско-талнахского типа и существенно отличается от образований Нижнениорильской и Нижнеталнахской интрузий |
| Морфология рудных тел и зон минерализации | Вкрапленные медно-никелевые и «медистые» руды – протяженные по всему простиранию интрузива пластообразные тела с малоамплитудными перепадами мощностей; массивные руды – пластообразные и линзообразные тела, ориентированные по простиранию интрузива; нижние прожилково-вкрапленные руды – прерывистые пластообразные и линзообразные тела, сходные по распределению в пространстве с телами массивных руд. Линзовидная форма тела в нижнем контакте интрузива, сплошные руды мощностью до 30 м, вкрапленные руды мощностью от 6 до 100 м (Талнахское). Сложная форма тела в нижнем контакте интрузива, мощность богатой вкрапленной руды – 44 м и массивной руды – до 33 м (Октябрьское) | Интрузии представлены пластообразными телами общей мощностью до 100–150 м, локализованными в широком стратиграфическом интервале от девонских отложений до моронговской свиты, или серией расщепляющихся линзовидных тел в интервале стратиграфического разреза от зубовской свиты нижнего девона до тунгусской серии |
| Гидротермально-метасоматические преобразования вмещающих пород | Контактные ореолы сложного строения, по ширине превосходящие мощность интрузива. Полифациальные контактово-метаморфические комплексы: 1) высокотемпературные пироксен-роговиковой и спуррит-мервинитовой фаций (мелилит-монтчеллитовая и гроссуляровая субфации); 2) гибридно-метасоматические породы; 3) магнезиальные скарны форстеритового или флогопитового минеральных типов; 4) известковые скарны | В породах Микчангдинской интрузии суммарная мощность метаморфических и метасоматических изменений в верхнем надинтрузивном ореоле составляет до 550 м, где изменениям подвергнуты как осадочные породы тунгусской серии, так и вулканиты ивакинской и нижней части сыверминской свит, а также локализованные в них долериты и трахидоле- |

| Элементы модели | Объекты-аналоги – Талнахский и Норильский РУ | Прогнозируемые объекты – Кыстыктахский и Микчангдинский ПРУ |
|---|--|---|
| Гидротермально-метасоматические преобразования вмещающих пород | | риты до осадочных образований зубовской свиты нижнего девона. Наиболее распространенными породами ореолов являются кварц-полевошпатовые, пироксен-ангидритовые роговики, пироксен-пренитовые, пироксен-пренит-полевошпатовые, пироксен-гранат-полевошпатовые метасоматиты, скарны и мраморы. Подынtruзивные ореолы маломощные (7–14 м) или отсутствуют. При этом высокотемпературные фации магнезиальных роговики и скарнов, характерных для Талнахского и Норильского рудных узлов, в ореолах Микчангдинской интрузии не установлены |
| Минеральный состав руд | Главные – пирротин, троилит, халькопирит, пентландит, кубанит, магнетит, ферроплатина, никелистая и палладистая платина, сперрилит. Второстепенные – талнахит, моихукит, миллерит, никелистый пирит, мельниковит, виоларит, валлериит, борнит, халькозин, галенит, станнопаладинит, станноплатинит, лаурит, бреггит, куперит, самородное золото, а также сульфиды, висмутиды, теллуриды и арсениды минералов платиновой группы | В наиболее изученной Микчангдинской интрузии встречаются халькопирит, пирротин, пентландит, второстепенные – пирит, редкие – кубанит, сфалерит, галенит, миллерит, марказит, макинавит, титаномагнетит, ильменит, магнетит, гематит, марказит, графит, мушкетовит, хромит, полидимит, лейкоксен, ильванит, термоантрацит, сфен, сперрилит, котульскит, золото |
| Минералогические особенности пород | Средняя величина железистости оливина в верхних и нижних частях интрузивов. Повышенное содержание Cr_2O_3 и NiO в магнезиальных оливинах. В меланократовых разновидностях присутствуют: хромит, магнетитсодержащий Cr и Ni , хризолит (Fa_{15-25}), хромшпинелиды (Cr_2O_3 – 32–44 %), хромистый авгит (Cr_2O_3 ~1 %), ортопироксен (Cr_2O_3 – 0,2 %), оливин (Ni – до 0,3 %), плагиоклаз (An_{58-78}) | В Микчангдинской интрузии в оливинах содержание Cr_2O_3 – от 0,01 до 0,05 %, NiO – 0,15–0,18 % (до 0,22 %), в пироксенах – Cr_2O_3 – до 0,36–0,44 % |
| Элементный состав руд | Главные – Cu , Ni , Co , S , Pt , Pd . Второстепенные – Rh , Ru , Jr , Os , Se , Fe , Ag , Au , As , Zn , Pb , Te | В Микчангдинской интрузии главные – Cu , Ni , Co , S , Pt , Pd . Второстепенные – Au |

В пределах Норильско-Хараелахской МЗ на листе R-46 выделяются Кыстыктахский, Таловский и Микчангдинский потенциальные РУ.

Кыстыктахский медно-платино-никелеворудный узел потенциальный (2.0.1 Ni,Pt,Cu/T₁). В его пределах известны маломощные Мастах-Салинская, Арылахская и Ыттахская интрузии. Они являются, по О. А. Дюжикову [293], апофизами более продуктивных еще неизвестных массивов. Однако не исключено, что это самостоятельные интрузии, отнесенные к норильскому комплексу круглогорского типа и к нижнеталнахскому комплексу (Ыттахская интрузия). Поисково-разведочные работы не выявили богатых медно-никелевых руд и пород, обогащенных оливином. В сравнении с Норильскими интрузиями они обладают многими общими рудоконтролирующими факторами (табл. 12).

Прогнозные ресурсы категории P₃ Кыстыктахского рудного узла при площади 350 км² оценивались В. А. Радько [193] в 210 тыс. т меди и 93 тыс. т никеля методом элементарных ячеек. Нами прогнозные ресурсы Кыстыктахского ПРУ площадью 400 км² оцениваются методом аналогии прогнозируемого рудного узла с близко расположенной Норильско-Талнахской рудной зоной. Прогнозные ресурсы металлов рассчитываются исходя из удельной продуктивности Норильско-Талнахской рудной зоны, коэффициенту соответствия ресурсов Кыстыктахского (по легенде – Арылахского) РУ, по данным [344], запасам месторождения сульфидных руд Норильск-1, равному 0,159 (коэффициент достоверности или коэффициент на промышленное оруденение) и коэффициенту аналогии – 0,5. С учетом соответствия ресурсов Кыстыктахского ПРУ запасам сульфидных руд всей рудной зоны берется 25 % от значения коэффициента достоверности, что составит 0,04. Для расчета прогнозных ресурсов методом аналогии брались запасы всей Норильско-Талнахской рудной зоны (месторождения Норильск-1, Талнахское, Октябрьское), отнесенные к площади зоны 1300 км² [53] для получения удельной продуктивности.

Удельная продуктивность по меди – 25 тыс. т/км². Продуктивность по никелю определяется из соотношения запасов никеля к меди как $\frac{1}{2}$, т. е. в 12,5 тыс. т/км² (приблизительная оценка по многолетним данным). Ресурсы составят $400 \text{ км}^2 \times 25 \text{ тыс. т/км}^2 \times 0,04 \times 0,5 = 200 \text{ тыс. т меди}$ и 100 тыс. т никеля по категории P₃, что соответствует оценке В. А. Радько [193].

Таловский медно-платино-никелеворудный узел потенциальный (2.0.2 Ni,Pt,Cu/T₁) расположен на листе R-46 только частично, основная площадь его – на листе R-45. Узел расположен к востоку от Норильско-Хараелахского глубинного разлома и охватывает юго-восточные части Норильско-Хараелахской и Иконской мульд по обе стороны разделяющего их Кумгинского глубинного разлома. Площадь пересечена разломами, опережающими Норильско-Хараелахский и Кумгинский глубинные разломы. На юго-западной границе прогнозная площадь непосредственно прилегает к Талнахскому рудному узлу.

Ресурсный потенциал РУ относится к листу R-45 [53], т. к. на территории листа R-46 не обнаружено интрузий норильского типа.

Микчангдинский медно-платино-никелеворудный узел потенциальный (2.0.3 Ni,Pt,Cu/T₁) располагается в 90 км к северо-востоку от Норильска

в среднем и нижнем течении р. Микчангда. Структурное положение его характеризуется приуроченностью к сочленению Предтаймырского прогиба, осложненного Норильско-Хараелахской и Иконской мульдами, с Тунгусской синеклизой. Между озерами Лама и Глубокое и в бассейне р. Микчангда в девонских породах вскрыт блок нижнетриасовых пород шириной 2,5 км, опущенный на глубину 250 м, что свидетельствует о наличии здесь приразломных грабенообразных структур, являющихся благоприятной предпосылкой для расположения рудоносных интрузивов норильского типа. Структурное положение участка вдоль Микчангдинского разлома и Имангда-Летнинской тектонической зоны, а также наличие выявленных здесь грабенообразных структур, рудных валунов и геохимических аномалий позволяет предполагать на глубине 700–1500 м наличие расслоенного продуктивного интрузивного тела [345]. В пределах зоны известны проявления сульфидов и самородной меди, связанные с зонами дробления, карбонатизации и цеолитизации базальтов. По высоким значениям изотопного состава сульфидной серы ($\delta^{34}\text{S} = 12,78 \text{‰ CDT}$) Микчангдинская интрузия соответствует рудоносным интрузиям (Хараелахской, Талнахской, Имангдинской), а не слаборудоносным и безрудным объектам нижеталнахского и зубовского типов [331]. По совокупности петрохимических параметров Микчангдинская интрузия близка к дифференциатам северо-восточной ветви Талнахского интрузива норильско-талнахского типа и существенно отличается от образований Нижненорильской и Нижнеталнахской интрузий (табл. 12).

Медно-никелевое оруденение в теле интрузии пикритовых габбродолеритов норильского комплекса зубовского типа мощностью 60,8–99 м вскрыто серией поисковых скважин в 2003–2009 гг. на глубине 800–1100 м. По результатам работ установлены два перспективных участка на выявление рудоносных дифференцированных интрузий, которые расположены в истоке руч. Снежный, в междуречье приустьевой части рек Мал. Абагалах и Микчангда.

В пределах выделяемого ПРУ предшественниками подсчитаны ресурсы меди, никеля, платиноидов сульфидных руд категории P_1 – для рудопроявления площадью 3,5 км² и участка в ранге рудного поля категории P_2 площадью 74 км² [345]. При расчете применялись кондиции 1987 г. для вкрапленных руд Талнахского рудного узла с бортовым и минимально промышленным содержанием условного никеля – 0,90 %. Ресурсы базируются на показателях удельной продуктивности уникального объекта – Талнахского рудного узла площадью 140 км² (северной ветви Талнахской интрузии) с привлечением понижающих коэффициентов, при этом не используются данные по средним содержаниям и мощностям рудных тел, полученные непосредственно по скважинам. По скважинам получены пересечения с промышленным оруденением в пересчете на условный никель в маломощных интервалах: скважины МД-48 (1,49 % на 0,6 м), МД-50 (1,12 % на 0,3 м), МД-60 (0,98 % на 1,2 м и 1,80 % на 1,1 м). Предполагается более высокая рудоносность в не вскрытой части северного фланга интрузии. Подсчитанные предшественниками ресурсы по ограниченному площадям составляют (по категории P_1): Ni – 630 тыс. т, Cu – 1100 тыс. т, ΣPt – 630 т; по категории P_2 : Ni – 1060 тыс. т, Cu – 1900 тыс. т, ΣPt – 1600 т [345]. Ресурсы являются завышенными, т.к. не базируются на дан-

ных бурения на Микчангдинской площади, а подсчитаны методом аналогии (категория P_2) с северной ветвью уникальной Талнахской интрузии по очень высокой продуктивности (216 тыс. т/км² по Cu и 120 тыс. т/км² по Ni, сумма Pt – 180 т/км²), а по категории P_1 – с завышенным содержанием (взятым по рудам Талнахского месторождения) основных компонентов прямым расчетом. Нами подсчитаны ресурсы полезных компонентов для площади потенциального рудного узла категории P_3 методом аналогии.

При расчете ресурсов категории P_3 по рудному узлу использована удельная продуктивность Норильско-Талнахской рудной зоны. Удельная продуктивность по меди – 25 тыс. т/км², по платиноидам – 9,41 т/км², по никелю – 12,5 тыс. т/км², исходя из соотношения запасов никель/медь – 1/2, по кобальту – 0,5 тыс. т/км², исходя из соотношения запасов кобальт/медь – 1/50 (по статистическим данным). Продуктивность попутных золота и серебра в медно-никелевых рудах Норильско-Талнахской рудной зоны для золота составляет 0,427 т/км², серебра – 7,24 т/км².

Коэффициент соответствия ресурсов (достоверности) Микчангдинского ПРУ, с учетом расчетов Б. М. Струнина [344], составляет 0,255 единиц от запасов сульфидных руд месторождения Норильск-1. С учетом соответствия ресурсов Микчангдинского РУ запасам сульфидных руд всей рудной зоны берется 60 % от значения коэффициента достоверности, т. е. 0,15. Значение более высокое, чем для Кыстыктахского РУ (где бралось 25 %), т. к. Микчангдинский РУ находится ближе к месторождениям Норильского района, более высоким содержанием в рудах, возможности обнаружения рудоносных интрузивов на флангах. Коэффициент аналогии – 0,5. Ресурсы категории P_3 рудного узла при площади 300 км² составят:

Cu – 25 тыс. т/км² × 300 км² × 0,15 × 0,5 = 560 тыс. т,

Ni – 280 тыс. т, Co – 11 тыс. т, ΣPt – 210 т, золота – 9,6 т, серебра – 163 т. Перспективность узла средняя; в то же время, имеются положительные геофизические и геохимические данные, позволяющие оконтурить не вскрытую часть интрузивного тела с прогнозируемыми залежами вкрапленных, возможно, и сплошных руд. На исследуемой территории из основных геологических признаков оруденения установлены следующие [345].

1. Проявление сульфидных вкрапленных руд пентландит-халькопирит-пирротинового состава, приуроченное к интрузии оганерского комплекса (скважины МД-13, МД-14).

2. Наличие сульфидной (халькопирит-пиритовой) минерализации во вмещающих породах, сформировавшейся, возможно, под воздействием крупных рудоносных массивов.

3. Вскрытые буровыми скважинами маломощные безрудные тела интрузий норильского комплекса, возможно, являются апофизами крупных рудоносных массивов.

4. Состав и мощность контактово-метасоматических пород, вскрытых скв. МД-39 в инт. 849–980 м с развитием высокотемпературных роговиков, указывают на возможную их принадлежность к ореолу дифференцированной интрузии.

Имангдинская медно-платино-никелеворудная МЗ (3 Ni,Pt,Cu/T₁), перспективная на сульфидные медно-никелевые с платиноидами руды, протяги-

вается вдоль северо-западного борта Тунгусской синеклизы, вдоль Кета-Ирбэнской и Галельской зоны глубинных разломов, выраженной протяженной зоной магнитных аномалий. На листе R-46 околонуена восточная граница МЗ, которая протягивается узкой полосой в меридиональном направлении, с основной площадью на листе R-45. Геофизическими работами здесь отмечены перепады глубин залегания фундамента с амплитудой в несколько километров, что свидетельствует о мобильности этой территории в течение продолжительного времени [189].

В строении МЗ принимают участие карбонатные образования силура и девона, терригенные угленосные песчано-глинистые породы перми, а также трахибазальты и базальты перми и триаса, входящие в состав тех же свит, что и в Норильско-Хараелахской металлогенической зоне. Породы падают на восток под углом до 12°. Падение их осложняется серией сбросов и зоной разломов. Основной структурой является западный борт Тунгусской синеклизы, который осложняет мульдообразный Ламско-Хантайский прогиб раннемезозойского возраста. К зонам пересечения разломов северо-западного и северо-восточного направлений в Имангдино-Мантуровском рудном районе (на площади листа R-45) приурочены расслоенные интрузии с сульфидным платино-медно-никелевым оруденением. В пределах МЗ на рассматриваемой территории не выделяются рудные районы и узлы, т. к. предполагается погружение восточных частей рудоносных интрузий (в пределах листа R-46) на значительную глубину. Ресурсный потенциал МЗ относится к листу R-45 [53].

Курейско-Летнинская медно-платино-никелеворудная МЗ потенциальная (4 Ni,Pt,Cu/T₁). На листе R-46 выделена часть площади МЗ, продолжающейся с листа R-45 и открытая в южном направлении – на лист Q-46. Площадь МЗ занимает горную часть территории на юго-западе территории листа к югу от оз. Хантайское и ограничена на востоке долиной р. Хаканча. Фундамент платформы в пределах зоны неоднороден и представляет собой сочленение раннепротерозойского Енисейско-Таймырского трога и Путоранского консолидированного блока [135]. В тектоническом отношении Курейско-Летнинская зона приурочена к сочленению Тунгусской синеклизы со структурами, обрамляющими ее с запада.

Магматические проявления представлены эффузивными (сыверминская, гудчихинская, хаканчанская объединенные свиты, туклонская, надеждинская объединенные свиты, хоннамакитская, аянская свиты) и интрузивными образованиями. Обширное поле развития туфов и лав расположено к востоку от распространения никеленосных интрузий. Основная масса интрузий представлена силлами долеритов мощностью до 50 м катангского комплекса, непродуктивного на никель и медь. В пределах Курейско-Летнинской МЗ на основании благоприятных магматического, тектонического и других критериев и признаков выделяется потенциальный Кулюмбинско-Горбиачинский район, основная часть площади которого расположена на листе R-45 [53].

Кулюмбинско-Горбиачинский потенциальный медно-платино-никелеворудный район потенциальный (4.1 Ni,Pt,Cu/T₁) расположен в бассейнах одноименных рек. Важную роль играют разломы субширотного простирания (Горбиачинский, Кулюмбинский), оперяющие главную субмеридио-

нальную зону, к которым и приурочены известные сульфидные проявления. В пределах Кулломбинско-Горбиачинской зоны широко развиты более мелкие дизъюнктивные нарушения различного направления и зоны интенсивной метасоматической переработки пород со значительной пиритизацией, а также ряд сульфидных медно-никелевых проявлений, связанных с интрузиями катангского комплекса. В пределах ПРП выделяется Кулломбинский медно-платино-никелеворудный узел потенциальный (4.1.1 Ni,Pt,Cu/T₁), основная площадь которого располагается на листе R-45. Перспективность данной площади на листе R-45 подтверждается многочисленными сульфидными медно-никелевыми рудопроявлениями, связанными с дифференцированными интрузиями норильского комплекса – Силурийской, Габбровой – и курейского комплекса – Нижнеороктинской и Халельской [53]. На листе R-46 в пределах ПРУ не выделяются промышленные интрузии, кроме слабородоносного катангского комплекса, поэтому минерагенический потенциал ПРУ относится к листу R-45.

Арылахская серебро-меднорудная МЗ потенциальная (5 Cu,Ag/T₁), продолжающаяся с листа R-45, на листе R-46 протягивается в широтном направлении в северной части горной территории, занимая секущее положение по отношению к Норильско-Хараелахской МЗ. Располагается в пределах Приенисейской и частично Путоранской МП, охватывая листы R-46-ХIII,ХIV,ХV,ХVI. Арылахская МЗ перспективна на стратиформные медно-цеолитовые руды и в значительной части совпадает с Большеавамской МЗ, перспективной на Cu и Ni. В пределах Арылахской МЗ выделяются потенциальные Большеавамский серебро-меднорудный район и Арылахский серебро-меднорудный узел вне района.

Большеавамский серебро-меднорудный район потенциальный (5.1 Cu,Ag/T₁) в пределах Арылахской МЗ выделяется в бассейне рек Неракачи, Уохирь, Бол. Авам. Площадь распространения Большеавамского ПРП самородной меди расположена в 220–250 км к востоку-северо-востоку от г. Норильск. Район выделен на основании распространения в его пределах проявлений медно-цеолитовой стратиформной формации в карбонатных породах, залегающих между покровами базальтов и в вышезалегающих мандельштейнах. Карбонатные породы приурочены к вулкано-депрессионным структурам (палеокальдерам) с интенсивным проявлением фумарольной деятельности, расположенным по периферии и в центре ПРП. Рудовмещающие и рудообразующие для проявлений и пунктов минерализации самородной меди медно-цеолитовой стратиформной формации являются породы мокулаевской, моронговской, хараелахской, хоннамакитской, кумгинской, аянской, самоедской свит. Проявления стратиформной формации в карбонатных породах встречаются совместно с проявлениями медно-цеолитовой формации в вулканогенных и вулканогенно-осадочных породах – миндалекаменных зонах базальтов и в туфах. Большая часть медепроявлений связана с пластами брекчированных карбонатных пород и карбонатизированных грубообломочных туфов. В структурном отношении оруденение расположено на северном склоне и в апикальной части Аяно-Амбардахского вала.

Для расчета прогнозных ресурсов методом аналогии в качестве аналога Большеавамского серебро-меднорудного района выбрана группа месторож-

дений самородной меди в докембрийских образованиях района оз. Верхнее в штате Мичиган (США), где залежи сосредоточены на п-ове Кивино. Г. Г. Моор, анализируя разрозненные сведения о самородной меди лавового поля Сибирской платформы, пришел к выводу о возможном генетическом сходстве оруденения с месторождениями района оз. Верхнее. На п-ове Кивино известно несколько месторождений, наиболее крупное Кальюмет-Хекла с запасами 1500 тыс. т меди. Месторождения располагаются в пределах узкой (3–6 км) зоны на протяжении свыше 120 км. Рудные тела прослеживаются на 10–12 км при мощности горизонтов от 0,3 до 4,5 м. Оруденение приурочено к верхним миндалекаменным частям отдельных базальтовых лавовых покровов, достигающих 400 м мощности, и пластам конгломератов (серия Портидж-Лейк) общей мощностью 6–7 км. Самородная медь с примесью халькозина и самородного серебра вместе с другими минералами (хлоритом, кварцем, кальцитом, эпидотом, лимонитом) выполняет как миндалины базальтов, так и поры в цементе брекчий и конгломератов. Рудные тела крутопадающие под углом 40–45°, согласные с напластованием, форма близка к пластовой. Оруденение многоярусное, отмечается в серии покровов базальтов и пластов конгломератов. Первоначальные запасы самородной меди – 6 млн т. За время эксплуатации месторождений (1845–1968 гг.) добыто 5,5 млн т меди. С 1968 г. рудники законсервированы, остаток запасов составляет 500 тыс. т меди при ее содержании в руде 0,8–1,5 %. Среднее содержание меди в отработанных рудах – 1 %. Продуктивность по меди при площади рудного района 600 км² равна 10 тыс. т/км². В связи с уникальностью объекта-аналога к значению продуктивности применяется понижающий коэффициент – 0,7 для приведения объекта к средним, таким образом, продуктивность составит 7 тыс. т/км².

Возникновение месторождения (по Г. Шнейдерхену) представляется следующим образом: сульфидоносные медные растворы отщеплялись от кислых частей подстилающего батолита Дулут, попадали в базальтовые потоки и восстанавливали железосодержащие минералы, особенно тонко распределенный гематит, у поверхности потоков и в агломератах, что обусловило выделение самородной меди [255].

Близким типом являются месторождения Кенникот и района Низины около залива Прис-Вильям, Аляска. Нижний горизонт в этом районе слагают породы потоков и покровов базальтовых лав, хлоритизированных и превращенных в зеленокаменные породы со скоплениями эпидотовых масс, содержащих медные минералы. На них согласно залегают верхнетриасовые известняки, вмещающие жилы, оруденелые зоны брекчий и тела замещения, содержащие 92–97 % халькозина, немного ковеллина, энаргита, борнита и халькопирита. Месторождения имеют большое значение как по значительным запасам руды, так и по ее высокому качеству [255].

В Большеавамском ПРР ожидаются многоярусные залежи как самородной меди в мандельштейнах разных покровов, так и в пластах известняков, в том числе проявления халькозина в известняках типа Кенникот, при меньшем значении самородной меди.

Предполагается плутоногенный источник меди, для Большеавамского ПРР – это медно-никелевые интрузии вулканоплутонической ассоциации, где мокулаевской и хоннамакитской свитам соответствует норильский интруз-

зивный комплекс зубовского и круглогорского типов, несущие медно-никелевое с платиноидами оруденение [193]. Медь, очевидно, заимствована из медно-никелевых интрузий и, попадая в базальтовые потоки, выделялась в самородном виде совместно с гематитом. Связь самородной меди в базальтах и известняках с медно-никелевыми проявлениями подчеркивается постоянной примесью в ней (г/т): платины – 0,02; палладия – 0,02; родия – 0,02. Серебро выделяется в самородном виде и в аргентите. Включения самородной меди приурочены к миндалинам в базальтах, совместно с цеолитами, к вулканическому стеклу и «сухим» коротким трещинам в базальтах, а также к стратиформным пластам хемогенных известняков средней мощностью 1,5 м.

Для расчета прогнозных ресурсов категории P_3 по меди и серебру приняты следующие показатели: среднее содержание меди в карбонатных породах – 1,0 %, серебра – 3 г/т, мощность горизонта – 1,5 м; в мандельштейнах и туфах среднее содержание меди – 2,0 %, серебра – 4 г/т, мощность горизонта – 2,5 м. Суммарные показатели по меденосному горизонту: среднее содержание меди – 1,5 %, серебра – 3 г/т; суммарная мощность рудоносных пластов карбонатов, туфов и покрова мандельштейнов – 4 м.

Прогнозные ресурсы категории P_3 Большеавамского ПРР рассчитаны методом аналогии:

при продуктивности 7 тыс. т/км² по меди \times 3000 км² \times коэффициент аналогии – 0,5 \times коэффициент достоверности 0,1 = 1000 тыс. т.

Серебро при ресурсе руды 100 млн т \times 3 г/т = 300 т (категория P_3). Коэффициент аналогии применяется 0,5, т. к. наблюдается соответствие рассматриваемых объектов по генезису – вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения, образующие пластовые протяженные тела, приуроченность полезных компонентов к мандельштейнам и конгломератам (оз. Верхнее) – соответственно также к мандельштейнам и брекчированным известнякам – в Большеавамском ПРР. Коэффициент достоверности применяется – 0,1, т. к. в пределах Большеавамского района не вся площадь (3000 км²) является перспективной, стратиформные проявления меди в известняках выделяются по периферии и по центру района в пределах Большеавамской впадины и приурочены к кальдерам общей площадью 300 км², без учета проявлений меди в более широко развитых туфах и мандельштейнах, отсюда $300/3000 = 0,1$. Нижний пласт меденосных известняков имеет развитие на площади не менее 2000 км², но, по данным редкого штучного опробования, характеризуется невысоким содержанием меди. В Большеавамском ПРР, в отличие от аналога – оз. Верхнее – залежи меди располагаются вблизи поверхности, при очень пологом залегании пластов.

В лаборатории института «Гипроникель» проведены технологические испытания самородномедных руд Большеавамского ПРР, разработана предварительная схема их обогащения. Получены удовлетворительные показатели (74–76 %) извлечения меди в медный концентрат. По схеме флотации, приближенной к стандартной технологии переработки медных руд, получен концентрат с содержанием 3,34 % меди при извлечении 59,3 %. Содержание меди в технологической пробе в 3 раза выше вычисленного ранее среднего содержания.

Арылахский серебро-меднорудный узел потенциальный (5.01 Cu,Ag/T₁) выделяется в пределах МЗ вблизи западной границы листа и включает одноименное проявление. В нем выделяется стратиформная в брекчированных известняках медно-цеолитовая формация самородной меди с серебром.

Арылахский РУ тяготеет к зоне Кыстыктахского разлома, вдоль которого сочленяются Иконская и Большеавамская мульды. Медепроявления подчинены определенному литолого-стратиграфическому и структурному контролю. Они залегают в зонах брекчированных карбонатных пород, в карбонатизированных туфах, реже в базальтах. Главный рудный минерал – самородная медь. Нерудными минералами, с которыми она ассоциирует, являются кальцит, хлорит, цеолиты, кварц, пренит, гидроокислы железа (гётит, гидрогематит, лепидокрокит, гематит). Сульфиды представлены халькозином, ковеллином, халькопиритом, пиритом, пирротином (последние три – акцессорные минералы базальтов). В зоне окисления встречены куприт, тенорит, гидроокислы железа, малахит, азурит, хризоколла, ковеллин, халькозин. Наиболее ранние минералы – кальцит, кварц, адуляр. После них образуется самородная медь в тесной ассоциации с цеолитом (ломонтитом). Отложение самородной меди происходило в безсероводородных восстановительных условиях, иначе отлагались бы сульфиды меди. Содержание меди изменяется от сотых долей до пяти процентов. Из попутных компонентов отмечается серебро (до 20–163 г/т), золото (до 0,13 г/т), палладий (до 0,13 г/т). В пределах ПРР самородная медь встречается также в породах жерловой фации размер площади развития от 3 × 1 км до 6 × 1,5 км. На правом берегу р. Мастах-Сала в гнездах и цементе кальцит-цеолитового состава в туфоконгломерато-брекчиях и агломератовых туфах жерловой фации – афировых и порфириновых базальтах в интервалах скв. АР-36 (34,8–50,8 м, 120,9–127,9 м) под четвертичными отложениями и далее до глубины 159 м встречаются дендритовидные выделения самородной меди [293].

Большой вертикальный размах оруденения, который в пределах туфолаво-вой толщи Норильско-Хараелахской мульды (моронговская, мокулаевская, хараелахская, самоедская свиты) составляет около 2000 м, может быть объяснен наличием на глубине медных стратиформных месторождений либо залежей сульфидных, возможно, никелево-медных руд, аналогичных норильским. Эти руды могли переотлагаться растворами среди ожелезненных известняков и карбонатизированных туфов в результате осаждения их карбонатами, гидроокислами железа и другими осадителями [91].

По результатам поисковых работ, ресурсы Арылахского проявления меди (категория Р₁) оценивались в 100 тыс. т на площади 4 км² при среднем содержании 0,41 % и мощности карбонатного горизонта 1,7 м. Продуктивность по меди потенциальной площади в ранге рудного поля в 20 км² оценивалась в 5 тыс. т/км² [293].

Прогнозные ресурсы Арылахского ПРУ категории Р₃ с применением понижающего коэффициента достоверности – 0,2 [344] и аналогии с районом оз. Верхнее – 0,35, при продуктивности 7 тыс. т/км² по меди составят:

$$600 \text{ км}^2 \times 7 \text{ тыс. т/км}^2 \times 0,2 \times 0,35 = 300 \text{ тыс. т.}$$

Прогнозируемое содержание меди – 1 %, мощность пласта – 2 м. Ресурсы серебра категории Р₃ при его содержании 15–20 г/т составят 600 т (продук-

тивность 15 т/км²), с коэффициентами 0,2 и 0,35. Коэффициент аналогии принимается меньше, чем для Большеавамского ПРР – 0,35, ввиду того, что наблюдается неполная аналогия с районом оз. Верхнее, т. к. в пределах Арылахского РУ распространены только рудоносные брекчированные карбонатные породы, а базальты не содержат значительных содержаний меди и серебра.

Норильский каменноугольный район (0.1 УК/С₂-Р₃) Тунгусского угольного бассейна. Проведена оценка ресурсов каменных углей на территории листа R-46. Здесь установлена восточная граница каменноугольного района, основная площадь которого располагается на листе R-45. В Бытыкском месторождении, севернее оз. Лама, запасы каменных углей категории С₂ составляют 391 млн т, на балансе не числятся. Прогнозные ресурсы каменного угля Норильского района оценены А. Б. Гуревичем в 89,1 млрд т по категории Р₃ [286].

Углеплотность для района составляет 6,24 млн т/км² (ресурсы углей 89 100 млн т к площади района на листах R-45 и R-46 – 14 284 км²). На территорию листа R-46 (1700 км²) приходится 10 600 млн т ресурсов каменных углей категории Р₃.

Основные ресурсы каменных углей приходятся на Микчангдинскую поисковую площадь, где вскрыты скважинами 10 угольных пластов с мощностью до 8–17 м в отложениях тунгусской серии среднего карбона–верхней перми. Угли дюреновые и дюрено-клареновые, малозольные, малосернистые. В южной части территории, в районе Хантайского озера угольные пласты залегают в отложениях тунгусской серии, суммарный угольный пласт – 6,5 м. В настоящее время каменные угли в пределах листа не востребованы, т. к. в Норильском районе месторождения углей законсервированы.

Тунгусская шпатоносная МО потенциальная (6 са₀Т₁). Месторождения исландского шпата в базальтах распространены главным образом по южной окраине лавового плато в Центрально-Тунгусской шпатоносной провинции на листе Q-47. Два малых месторождения в провинции – Ноктур (Кета-Ирбо) (лист R-45) и в бассейне р. Лыдистая (лист R-47) – к настоящему времени выработаны.

Проявления исландского шпата, совместно с горным хрусталем, сердоликами, халцедонами на листе R-46 приурочены к базальтам, вулканогенно-обломочным породам и зонам дробления в интрузиях долеритов. Наиболее крупные проявления располагаются в нижних горизонтах лавовой толщи в шаровых лавах и мандельштейнах. Проявления в лавах контролируются разломами в бортах впадин, а проявления, связанные с туфами и интрузиями долеритов, контролируются разломами, возникшими вдоль склонов древних погребенных поднятий. Характерно широкое развитие ореолов низкотемпературной гидротермальной минерализации, сопровождающей трапповую формацию исландского шпата.

Авамско-Бояркинский шпатоносный район потенциальный (6.1 са₀Т₁) выделяется на Авамской площади в зоне повышенной трещиноватости со сгущением проявлений исландского шпата. Положение шпатоносного района определяется впадинами, отрицательными палеоструктурами и разломами. Район приурочен к северной части Путоранской МП, на западе граничит с Норильско-Хараелахской МЗ, на востоке имеет продолжение на лист R-47.

Рудовмещающими для оптического кальцита и попутных поделочных камней – горного хрусталя, халцедона, сердолика – на рассматриваемой площади являются следующие свиты: самоедская, кумгинская, хараелахская, мокулаевская, моронговская, хонномакитская, аянская, правобоярская. Минерализованные зоны в пределах шпатоносного района иногда прослеживаются на десятки метров при мощности их до 10–20 м. Исландский шпат и сопутствующие ему минералы (кварц зернистый, гребенчатый, друзовидный и шестоватый, кальцит, цеолиты, реже анальцим, халцедон, агат, яшмы, горный хрусталь, дымчатый кварц, аметист, пренит, хлорит, иногда медная зелень и синь, а также гидроокислы железа) выполняют первичные и вторичные пустоты, полости, трещины и зоны дробления. В туфах, мандельштейнах и базальтах отмечались кальцито-халцедоновые и кальцито-цеолитовые ассоциации. Размеры шпатоносных полостей измеряются от 0,8 до 1,5 м в поперечнике. Крупные кристаллы кальцита в проявлениях достигают 15 см в поперечнике. Кристаллы имеют форму скаленоэдров и ромбоэдров.

На площади не выявлены значительные проявления и месторождения.

Путоранская минерагеническая субпровинция

Большеавамская никелево-меднорудная минерагеническая зона потенциальная (7 Cu, Ni/T₁) контролируется разломами субширотного простирания в пределах Большеавамской мульды. В тектоническом отношении МЗ тяготеет к долгоживущей зоне глубинных разломов, отделяющей ее от Енисей-Хатангского регионального прогиба. Северная граница зоны скрыта под отложениями позднего мезозоя, южная проходит в зоне сочленения Предтаймырского прогиба с Тунгусской синеклизой, на востоке зона продолжается на лист R-47. Ряд формаций, слагающий зону, представлен толеит-базальтовой пирокластической и лавовой, долеритовой, трахидолеритовой, пикрит-меланефелинитовой. В зоне выделяется Каменский широтный дайковый пояс с большим количеством даек, силлов и штокообразных тел щелочно-ультраосновных, щелочных и щелочно-основных пород нижнего-среднего и среднего триаса. Дайки представлены меланефелинитами, пироксенитами, монцонитами, монцодиоритами, граносиенитами, умереннощелочными пикритами, трахидолеритами, альнеитами, мончикитами, спессартитами, вогезитами, минеттами. Дайки ультраосновных и щелочных пород, по мнению Ю. С. Бушканец, возможно, являются апофизами крупного массива, аналогичного Гулинскому, залегающего на глубине [59]. На площади непромышленное сульфидное медно-никелевое оруденение приурочено к контактам интрузий и вмещающих их базальтов хонномакитской, водопадной и аянской свит. Оруденение вкрапленное, реже прожилково-вкрапленное мелкое (до 0,1–0,5 мм). Рудные минералы представлены пирротинном, халькопиритом, пентландитом, кубанитом, валлериитом, пиритом, реже халькозином, борнитом, ильменитом, магнетитом, гематитом. Содержание Ni в них (%) до 0,2, Cu – 0,02–0,11, Co – 0,005–0,01. В пределах зоны известен ряд магнитных и гравитационных аномалий субширотного простирания значительной интенсивности, а также вторичные ореолы рассеивания Ni, Cu (бассейны рек Элильча, Икоккан), дайки с повышенной магнезиальностью, которые, возможно, связаны с проявлениями сульфидного никеля и меди в интрузиях, скры-

тых на глубине. Эти признаки позволяют выделить Большеавамскую МЗ как потенциально перспективную на сульфидные медно-никелевые руды.

Хантайская железо-серебро-меднорудная потенциальная минерагеническая зона (8 Cu,Ag,Fe/T₁) выделена на юге территории, где прослеживается от восточной оконечности Хантайского озера и замыкается на востоке, на листе R-47, на юге охватывает северную кромку листа Q-46. Хантайская МЗ контролируется сквозными широтными разрывными нарушениями, совпадает с площадью распространения в кристаллическом основании катаклазитов в пределах крупных траскорových магмоподводящих зон по нижнепротерозойским образованиям. МЗ контролируется Хантайско-Чангодинской и Курейской тектоническими зонами, Горбичинским глубинным разломом и Неракачинским магмконтролирующим разломом. Ряд формаций, слагающих МЗ, представлен толеит-базальтовой (водопадная, аянская, хоннамакитская, нераркарская свиты) вулканогенными формациями и интрузивными – долеритового и габбродолеритового состава катангского комплекса в пределах Дюпкунского дайкового пояса.

В пределах рассматриваемой площади встречаются проявления самородной меди и серебра медно-цеолитовой формации в известняках, вулканогенно-осадочных породах и мандельштейнах, железа гидротермальной гематит-магнетитовой формации. Выявленные проявления железа незначительны и содержат повышенные количества серы и пятиокси фосфора, по сравнению с допустимыми нормами. В западной части МЗ, тяготеющей к Курейско-Летнинской медно-платино-никелеворудной МЗ, известны проявления медно-никелевой минерализации в базальтах и дайках катангского комплекса, иногда совмещенных с гидротермальными гематит-магнетитовыми жилами. В базальтах надеждинской свиты встречаются гидротермальные и скарновые проявления железа, меди и никеля. Медно-колчеданные объекты полезных ископаемых со шлирами пирита, халькопирита, халькозина встречаются совместно в гематит-магнетитовых жилах и эруптивных брекчиях в мокулаевской и аянской свитах. В центральной части МЗ медно-никелевые проявления сменяются медными (самородной меди, халькозина, пирита, халькопирита) и медно-серебряными. Благоприятными признаками медно-цеолитового оруденения является наличие литологических горизонтов – известняков, карбонатизированных туфогенных и туфогенно-осадочных и цеолитизированных пород, с которыми совмещены миндалекаменные зоны базальтов. Прямые признаки оруденения – наличие проявлений, пунктов минерализации меди и серебра, литогеохимические аномалии серебра и меди в коренных породах. Косвенные признаки оруденения – наличие шлиховых ореолов, рудных валунов, содержащих самородную медь и халькозин, литогеохимические аномалии и потоки рассеяния в рыхлых породах меди и серебра, наличие зон повышенной тектонической проницаемости, совмещение проявлений медно-цеолитовой и медно-никелевой формаций.

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

В отношении перспектив нефтегазоносности территория в целом изучена недостаточно.

Региональные и поисковые геофизические исследования на нефть и газ во второй половине XX века на площади листа выполнялись объединением «Севморгеология», Таймырской геофизической экспедицией ГПИ «Енисей-геофизика» и представлены единичными сейсмическими профилями МОВ и МОГТ. В этот период (1980–1990-е годы) на территории пробурены две параметрические скважины (Ледянская 358, Волочанская 1) и несколько глубоких поисковых скважин (Средне-Пясинская-1, 2, Тундровая 1, Волочанская 2, колонковая Ледянская 3).

Поиски нефти и газа современными сейсморазведочными методами возобновлены только в северной части территории на Пясинской и Новотаймырской площадях [348, 349]. Они охватили южную часть Енисей-Пясинского, западную оконечность Рассохинского и восточную – Предпуторанского НГР. Эти районы характеризуются преобладающим распространением газовых объектов над нефтяными (на смежной с запада территории известны Хабейское, Озерное, Джангодское газовые месторождения). Для оценки нефтегазоносности палеозойской части разреза в 2012–2014 гг. на Самоедском лицензионном участке ОАО «Ванкорнефть» пройден куст структурно-колонковых скважин Кст-1–Кст-9 глубиной от 1200 до 1500 м [347], а на Ондодоминском участке – скв. Онд-1 глубиной 1505 м [295]. На Самоедском участке в этот же период силами ОАО «Ванкорнефть» пробурена параметрическая скв. Кыстыктахская 1п глубиной более 4 км, но данные о ее строении отрывочны [150], а сведения о нефтегазоносности у авторов отсутствуют в связи с конфиденциальностью данной информации.

В соответствии с нефтегазогеологическим районированием территории РФ и в частности Сибирской платформы [351] площадь листа относится к двум нефтегазоносным провинциям (НПП) – Западно-Сибирской и Лено-Тунгусской. Первая из них в рамках листа представлена Енисей-Хатангской НГО, вторая – Северо-Тунгусской НГО.

Западно-Сибирская НПП

Енисей-Хатангская НГО

Енисей-Хатангская НГО (9 Н,Гз/Ј-К) занимает северную треть листа. В соответствии с особенностями геологического разреза, структурами осадочного чехла и установленными ранее основными нефтегазоносными комплексами (НГК), в пределах НГО оконтурены Енисей-Пясинский (9.1 Н,Гз/Ј-К), Рассохинский (9.2. Н,Гз/Ј-К) и Предпуторанский перспективный (9.3 Н,Гз/Ј-К) нефтегазоносные районы. Строение перечисленных НГР будет охарактеризовано ниже.

Основные нефтегазоносные комплексы

В юрско-меловом осадочном чехле ЕХРП традиционно [53, 311] выделяется семь основных нефтегазоносных комплексов (НГК): геттанг-байосский, батский, оксфордский, нижне- и верхне-неокомский, аптский и альб-сеноманский (названия НГК даются в соответствии с возрастом их проницаемых

комплексов). В некоторых работах названия комплексов даются по свитам, являющимся резервуарами [299, 300]. В обобщающих работах Л. Л. Кузнецова [305, 306] юрские и меловые образования обособлены в одноименные нефтегазоносные мегакомплексы (НГМК). Результаты региональных сейсморазведочных работ последних лет [348, 349] значительно уточнили представления о геологическом строении и перспективах нефтегазоносности доюрских отложений, в связи с чем для ЕХРП дополнительно рассматривается *доюрский нефтегазоперспективный мегакомплекс*, а в вышележащем чехле выделяются, кроме того, следующие основные нефтегазоносные мегакомплексы и отдельные НГК:

- ниже-среднеюрский НГК;
- верхнеюрский (оксфорд-кимериджский) НГК;
- волжско-берриасовый НГК;
- неокомский клиноформный нефтегазоносный мегакомплекс;
- апт-альб-сеноманский НГК;
- турон-сантонский НГК.

Доюрский нефтегазоперспективный мегакомплекс в составе рифейско-палеозойских–триасовых нефтегазоперспективных толщ севера Центральной Сибири является наиболее сложным по геологическому строению и наименее изученным. Степень его изученности глубоким бурением крайне низкая: единичными параметрическими скважинами в пределах Тундрового и Волочанского валов (Тнд-1, Влч-1) достигнуто доюрское основание разреза – терригенные триасовые и верхнепермские отложения, представленные породами преимущественно морского генезиса – переслаивающимися серыми песчаниками, плотными темно-серыми алевролитами и аргиллитами. Кровля доюрского мегакомплекса (предьюрской эрозионной поверхности) устойчиво маркируется региональным отражающим сейсмическим горизонтом *Ia (III)*. Сейсморазведочными работами [348, 349] намечены и другие отражающие горизонты (до 13) в стратиграфическом диапазоне от триаса до нижнего протерозоя (геолого-геофизический разрез на полотне карты прогноза на нефть и газ), но их подтвержденность фактическими данными минимальна.

Антиклинальные поднятия в триасовых отложениях по отражающему горизонту *Ia (III)* намечены в пределах Рассохинского, Тундрового валов и на Средне-Пясинской площади. На Тундровом валу триасовые отложения вскрыты на глубине –2067 м, предполагаемая глубина палеозойских отложений – 3–3,5 км. Здесь по результатам сейсморазведочных работ [348] намечена цепочка антиклинальных поднятий в триасовых и палеозойских отложениях, объединенных авторами отчета в перспективную группу поднятий на Тундровом валу. На Волочанском валу предполагаемая глубина вскрытия триасовых отложений составляет 2–2,5 км. Битуминозность терригенных триасовых пород в скв. Влч-2 подтверждена нашими аналитическими исследованиями, в пермских породах признаков нефтегазоносности не отмечено. На склонах валов глубина кровли их резко увеличивается до 4 км на Рассохинском валу и до 6–6,5 км – на Средне-Пясинской структуре [348, 349]. Авторами отчета «...ставится под сомнение выделение перспективных зон в триасовых отложениях в пределах склоновой части мегавала и Агапского мегапрогиба. Поэтому большие глубины, а также длительная история развития

региона с разнообразными тектоническими режимами, не оставляют для депрессионной части участка работ надежд на сохранность залежей УВ, сформированных в палеозое».

Таким образом, перспективность доюрского мегакомплекса во впадинах не определена в связи с запредельными для бурения глубинами.

Нижне-среднеюрский НГК. В современных сейсморазведочных работах [348, 349] ниже-среднеюрская толща в пределах исследуемой территории рассматривается как единый НГК, так как слагающие его породы, предположительно, гидродинамически связаны между собой вследствие тектонических постседиментационных процессов (тектонических нарушений и трещиноватости), а также термобарических условий больших глубин. Поэтому, вероятнее всего, ниже-среднеюрская толща является единым гидродинамически связанным резервуаром с регионально выдержанным глинистым флюидоупором (морские глины келловей) в кровле комплекса.

На современном этапе изученности ниже-среднеюрского НГК в его составе выделяются пять субрегиональных резервуаров: зимний, надояхский, шароповский, вымский и малышевский, перекрытые соответственно субрегиональными флюидоупорами: левинским, китербютским, лайдинским, леонтьевским и точинским. Кровли резервуаров, по Т. Б. Трубиной и др. [348, 349], картируются отражающими сейсмическими горизонтами *Ид* (зимняя свита), *Ив₁* (надояхская свита), *Ив* (вымская свита), *Иб* (малышевская свита). Нефтегазоносность всех резервуаров ниже-среднеюрского НГК установлена на Обско-Лаптевской гряде западнее границ листа, в пределах которой ниже-среднеюрские отложения находятся на незначительных глубинах и изучены глубоко бурением. Детальная характеристика резервуаров и флюидоупоров приведена в предыдущих работах [348, 349].

Верхнеюрский (оксфорд-кимериджский) НГК объединяет отложения оксфорда, кимериджа и волжского яруса. В северо-восточной части Западно-Сибирского бассейна нефтегазоносность комплекса связана с сиговским преимущественно песчаным резервуаром (кровля сиговской свиты картируется по отражающему горизонту *Иа*). В Центрально-Таймырском мегапрогибе оксфорд-кимериджские отложения слабо изучены. Данные бурения сводовой части на Малохетском и Рассохинском мегавалах показывают, что верхнеюрские отложения полностью или частично размыты. На склонах Рассохинского мегавала толщина сиговского резервуара колеблется от 10 до 120 м, предполагаемая в Агапском прогибе – 240–400 м, повсеместно он перекрыт аргиллитами и аргиллитоподобными глинами яновстанского флюидоупора. Глубина залегания кровли сиговского резервуара, по данным [348] – 2000–3000 м.

Волжско-берриасовый НГК выделен в самостоятельный комплекс в связи с его специфическим строением в виде крупных седиментационных тел авандельтового комплекса, широко развитых по северо-восточной окраине Западно-Сибирского седиментационного бассейна и выделяемых по данным бурения с определенной долей условности под названием яновстанской свиты [348]. В погруженной зоне и по северному борту ЕХРП возрастным аналогом яновстанской свиты является пачка в определенной степени битуминозных аргиллитов в самой верхней части гольчихинской свиты. Границы обеих свит

фиксируются отражающими горизонтами *Па-Го*. По оценкам В. А. Балдина [13], именно к специфическим отложениям волжско-берриасового НГК приурочены нефтяные залежи в клиноформах Пайяхского месторождения, расположенного на смежном листе S-45.

На основании изучения особенностей строения волжско-берриасового комплекса на Пайяхском месторождении прогнозируется широкое развитие зон, перспективных на обнаружение неантиклинальных ловушек (НАЛ) у северо-западного подножия Рассохинского мегавала. Наиболее перспективной зоной выявления НАЛ стратиграфического выклинивания является зона северо-западного склона Рассохинского мегавала, где строение волжско-берриасовых отложений становится клиноформным [348].

Неокомский нефтегазоносный мегакомплекс Западно-Сибирской НГП является основным продуктивным комплексом с гигантскими и крупными месторождениями нефти и газа в различных районах Западно-Сибирского мегабассейна, который характеризуется исключительно сложным строением. Кровля неокомского мегакомплекса (сейсмический горизонт *Iв*), связываемая на территории исследования с кровлей малохетской свиты, определяется по данным бурения достаточно уверенно по переходу от хорошо узнаваемой в разрезе углисто-глинистой пачки в подошве вышезалегающей яковлевской свиты к существенно песчаным отложениям. Сейсмическими работами 2014–2015 гг. [348, 349] по периферии Рассохинского мегавала дополнительно установлено до шести локальных отражающих горизонтов, связанных с глинистыми пачками валанжин-готеривского интервала разреза (показаны на геолого-геофизическом разрезе на карте прогноза нефти и газа). Но границы малохетской–суходудинской, суходудинской–нижнехетской, а также нижнехетской–яновстанской (гольчихинской) свит в условиях клиноформного строения и литолого-фациальной изменчивости неокомского мегакомплекса определяются неоднозначно. Основные перспективы неокомского клиноформного мегакомплекса связаны с нижнехетским, нижнесуходудинским, верхнесуходудинско-малохетским субрегиональными резервуарами. По результатам исследований в Енисей-Пясинском междуречье, в т. ч. и в западной части территории листа R-46 в неокомском (валанжин-готеривском) интервале разреза закартировано семь региональных клиноформ (ССК) [348, 349].

В песчаных пластах всех перечисленных выше резервуаров на смежных с запада площадях выявлены промышленные залежи нефти (Пайяхское, Байкаловское), газа и газоконденсата (Дерябинское, Южно-Соленинское, Пелятинское, Казанцевское), нефтегазопроявления (Джангодское, Озерное и др.). В целом неокомский нефтегазоносный мегакомплекс с установленной нефтегазоносностью и развитием разнообразных ловушек УВ, включая структурные ловушки с большими размерами и сложнопостроенные ловушки неантиклинального (стратиграфического, литологического, клиноформного) типов, является, по-видимому, главным резервом наращивания запасов углеводородного сырья в Западно-Сибирском нефтегазоносном бассейне.

Апт-альб-сеноманский НГК является до последнего времени главным газовым комплексом в северных районах Западно-Сибирской НГП. В этом НГК открыты десятки газовых месторождений, включая разрабатываемые гигантские месторождения.

В составе данного НГК выделяется два резервуара: яковлевский и долганский. Для первого из них субрегиональными и зональными покрывками (флюидоупорами) служат рассеянные по разрезу глинистые пачки внутри свиты, а для второго – выдержанная глинистая пачка дорожковской свиты. Кровля долганского резервуара маркируется отражающим горизонтом *Ia*, ниже по разрезу фиксируются локальные отражающие горизонты. Известные промышленные залежи на смежном листе R-45 (Мессояхское, Пеляткинское, Горчинское) приурочены к обособленному пласту в кровельной части долганской свиты, и в целом данный НГК на территории имеет ограниченный газовый потенциал [348, 349].

Турон-сантонский НГК имеет низкий нефтегазовый потенциал. В нем выделяется наоновский зональный резервуар, перекрытый глинами салпадаяхинского флюидоупора. Осложняющим фактором изучения и освоения газовых залежей НГК является наличие газогидратов на малых глубинах в условиях криолитозоны.

Приведенные результаты анализа всех выделенных нефтегазоносных комплексов на площади исследования указывают на огромный нефтегазовый потенциал изучаемого региона в широком стратиграфическом диапазоне отложений.

Нефтегазогеологическое районирование Енисей-Хатангской НГО

На мелкомасштабных картах Сибирской платформы [351] (в том числе и на смежном с западе листе R-45 [53]) Енисей-Хатангская НГО на нефтегазогеологические районы не подразделяется. В соответствии со структурно-тектоническими, структурно-фациальными особенностями строения юрского и мелового НГМК, с учетом результатов тематических работ [299, 305, 306], на территории листа нами в пределах Енисей-Хатангской НГО выделены следующие районы: Енисей-Пясинский, Рассохинский и Предпуторанский перспективный нефтегазоносные районы.

Енисей-Пясинский нефтегазоносный район (9.1 Н,Гз/Ј-К) по юрскому НГМК объединяет отрицательные и положительные тектонические элементы Центрально-Таймырского и Турку-Логатского мегапрогибов [305, 306]. По меловому НГМК в связи с обособлением в меловых образованиях Агапского и Туровского мезопрогибов в более поздних работах [299], выделяются обособленные Пясинский и Логатский (перспективный) НГР (в связи с ограниченными фактическими данными по нефтегазоносности нами эти районы не выделяются). Границей между ними, предположительно, служит (по примененному нами тектоническому районированию) Логовая седловина и контролирующей ее заложение Танамо-Курынский глубинный разлом. Продуктивность юрского НГМК в данном НГР скважинами не изучена (только на валу в расположенном южнее Рассохинском НГР), а в разрезе мелового НГМК выделяются все резервуары Енисей-Хатангской НГО, причем нижнехетский и суходудинский имеют клиноформное строение. Все резервуары продуктивны, а яковлевский и суходудинский находятся в разработке западнее границ листа [53].

До настоящего времени для Енисей-Пясинского НГР листа R-46 имеются только признаки нефтегазоносности в скважинах (Спс-1, Тнд-1, Влч-1), промышленных объектов не найдено. Ранее по данным интерпретации гравимагнитных материалов ФГУП «ВСЕГЕИ» (2013 г.) вблизи восточной рамки листа выделена Дудыптинская прогнозная локальная структура. Вблизи северной рамки листа, по данным МОВ, локализованы подготовленные к бурению Якимовское и Логовое локальные поднятия в малохетской свите. Площадь поднятий – до 200 км², амплитуда – 80 и 95 м соответственно, ресурсы поднятий не оценивались [306].

Современными сейсморазведочными работами последнего пятилетия [348, 349] в западной части Енисей-Пясинского НГР в рамках листа выявлен или подтвержден ряд новых объектов (локальных поднятий) структурного типа: Новоякимовская, Северо-Пясинская, Средне-Пясинская, Западно-Пясинская, Северо-Тундровая, Новонадеждинская, Южно-Тундровая структуры. На этих же участках намечены площади объектов неструктурного типа. На Новоякимовском поднятии намечено бурение параметрической скв. Новоякимовская-1. Суммарные локализованные ресурсы газа на перечисленных выше локальных поднятиях, по данным Т. Б. Трубиной [248], оцениваются около 195 млрд м³ (таблица на полотне карты прогноза НГН).

Рассохинский нефтегазоносный район (9.2 Н,Гз/Ж-К) охватывает одноименный мегавал, северная граница которого полого погружается в сторону Центрально-Гаймырского мегапрогиба, южная граница резкая, тектонически предопределена зоной Енисей-Хатангского глубинного разлома. На склонах Тундрово-Волочанского мезовала развиты нижнехетский, малохетско-верхнесуходудинский, яковлевский и долганско-верхнеяковлевский резервуары. В своде мегавала, вследствие глубокого размыва меловых отложений, сохранились мальшевский и нижезалегающие резервуары, в целом же продуктивность ниже-среднеюрского НГК изучена недостаточно.

Тем не менее, определенные перспективы Рассохинского НГР в пределах листа, в связи с детальными сейсморазведочными работами, связываются с неокомским НГМК и ниже-среднеюрским НГК. В западной части одноименного мегавала выделена перспективная зона – группа поднятий на Тундровом валу, суммарные локализованные ресурсы газа на этой группе поднятий, при общей площади выделенной зоны 1514 км², оцениваются в 239,6 млрд м³ [348]. На склонах валообразных поднятий и локальных структур околтурены объекты неструктурного типа [348, 349].

Предпуторанский перспективный нефтегазоносный район (9.3 Н,Гз/Ж-К) простирается субширотной узкой полосой между Рассохинским НГР и южной границей Енисей-Хатангской НГО. В тектоническом отношении Предпуторанский ПНГР приурочен к Северо-Сибирской моноклинали, вдоль северной границы которой по юрским и меловым отложениям проявлены периклиналильные замыкания Дудыптинского и Жданихинского мегапрогибов, разделенные Авамской седловиной (Каменским выступом). Максимальные толщины юрского комплекса в мульдах структур достигают соответственно 2,5 и 3,5 км, мелового – 2,3 и 1,7 км, а суммарная мощность юрского и мелового комплексов составляет 4,5–5 км. В некоторых работах [299] в контурах одноименных мегапрогибов выделяются самостоятельные Дудыптинский

(на западе) и Жданихинский (на востоке) перспективные НГР. Однако в настоящее время глубокими скважинами Предпуторанский ПНГР совсем не охарактеризован. По данным интерпретации гравимагнитных материалов ФГУП «ВСЕГЕИ» (2013 г.) в Дудыптинском мегапрогибе выделены мелкие локальные структуры – Пясинская и Кыстыктахская, в Жданихинском – Ледяная, но локализованные ресурсы УУВ категории D₁ этих структур невелики и в сумме не превышают 27–30 млн т УУВ (таблица на полотне карты прогноза НГН). Сейсморазведочными работами выделена мелкая локальная Южно-Тундровая структура с ресурсами газа 60,5 млрд м³ [348]. По имеющимся прогнозам, территория находится в зоне формирования газовых и газоконденсатных залежей за счет преобладающей латеральной миграции УВ из юрских отложений. В пределах погруженных зон возможно формирование нефтяных, нефтегазовых и нефтегазоконденсатных скоплений [299].

Лено-Тунгусская НГП

Северо-Тунгусская НГО

Лено-Тунгусская НГП занимает южные две трети листа R-46, целиком представлена Северо-Тунгусской НГО.

Северо-Тунгусская НГО (10 Н,Гз/О-S,D) в тектоническом отношении (по уровню силурийско-девонского структурного яруса) соответствует северо-западной части Курейской синеклизы, где в контурах исследуемого листа выделяются главные структуры 1-го порядка – Путоранский выступ (на востоке) и Ламско-Дюпкунский мегапрогиб (на западе). Последний вдоль западной границы листа осложнен рядом положительных и отрицательных структур 2-го порядка (Самоедский вал, Кыстыктахское и Рыбнинское поднятия, Хантайский структурный мыс, Хараелахско-Икэнская впадина), являющихся в определенной степени структурами, унаследованными долгоживущей Игарско-Норильской пологоскладчатой зоны.

По восточному замыканию перечисленных структур данной зоны с востока ограничен **Турухано-Норильский самостоятельный нефтегазоносный район (10.1 Н,Гз/О-S,D)**. В его пределах в многочисленных скважинах, пробуренных с целью поисков ТПИ (медь, никель и др.) установлены проявления нефти и битумов на Микчангдинском, Кыстыктахском и Ондодоминском участках в породах триаса, карбона–перми и девона. Наиболее часто нефтяные проявления встречаются в отложениях триасового (хараелахская, мокулаевская, моронговская, надеждинская, туклонская, гудчихинская, сыверминская свиты) и девонского (накохозская, юктинская, мантуровская свиты) возрастов. Мнения разных ученых, занимающихся вопросом генезиса нефтидов в северной части Тунгусской синеклизы [115], сходятся в миграционной природе данной нефти. Однако вопрос о возрасте материнских пород до сих пор остается спорным. Одни исследователи считают, что это нефтепроизводящие толщи вендского и позднепермского возраста, другие дают предположение о нижне- или среднепалеозойском возрасте нефтепроизводящих толщ. Пока подтверждения реальной продуктивности этих частей разреза не получено.

Основные нефтегазоносные комплексы и их перспективы

В отношении нефтегазоносности Северо-Тунгусская НГО является пока еще слабо изученной областью, где нефтепоисковое бурение проводилось в незначительных объемах (вблизи восточной рамки листа – параметрическая Ледянская-358 и колонковая Л-3). Потенциально перспективными в пределах НГО на сегодня считаются все НГК, начиная с каменноугольно-пермского и ниже – вплоть до рифейско-вендского уровня [98, 310].

Перспективы Северо-Тунгусской НГО, по аналогии со смежными площадями, связываются с ниже-среднепалеозойскими НГК: ордовикско-силурийским (лландовери) и силурийско (венлок)-среднедевонским общей мощностью порядка 1000–2000 м, представляющих собой сочетание проницаемой и флюидоупорной толщ – коллектора и покрышки [223, 310]. Отложения первого из них малоперспективны либо из-за неглубокого залегания на крыльях Хантайско-Рыбнинского поднятия, либо, напротив, погружения на недоступные глубины (более 3–3,5 км), либо отсутствия толщи коллекторов. Наиболее перспективные земли силурийско-среднедевонского НГК приурочены к зоне развития биостромных карбонатов хакомского горизонта, экранированных мощной глинисто-мергельной соленосно-сульфатоносной покрышкой.

Возможные нефтегазоносные комплексы связаны с распространением верхнепалеозойской (C_2 - P_3) субпаралической угленосной формации Тунгусского бассейна мощностью от 100–150 м на склонах положительных структур и до 1400 м – в прогибах [310]. Она залегает на размытой поверхности отложений нижнего и среднего палеозоя (до нижнего карбона включительно) и представлена сложноритмическим чередованием терригенных (от конгломератов до алевролитов), глинистых, органогенных и органогенно-терригенных (угли, углистые породы, ракушняки), хемогенных (мергели, пелитоморфные известняки) пород. Перспективность тунгусской серии определяется широкой площадью развития и оптимальной, с точки зрения нефтегазоносности, глубиной залегания пород, а также благоприятными фациальными условиями осадконакопления для формирования пластов коллекторов и экранирующих толщ, наличием структурных и неструктурных зон нефтегазонакопления и локальных нефтегазоводопроявлений [310]. Угленосные отложения по простиранию должны замещаться на нефтепроизводящие доманиковые толщи, перекрытые песчаниками. Региональным флюидоупором может служить мощная вулканогенно-осадочная формация триаса. Все это, с учетом возможности применения более совершенных методов обнаружения залежей углеводородов, позволяет прогнозировать в районе Путоранского выступа открытие залежей нефти и газа.

На сегодня в северной периферии НГО, по данным СНИИГиМС и ВСЕГЕИ, выявлены и/или намечены локальные ловушки, находящиеся в резервном фонде (Никитовская, Мегунская, Дакитская, Авамская, Васковская, Самоедская). В последние годы [299, 310] выделены прогнозные локальные поднятия Микчангдинское-1, -2, Кыстыктахское, Камышовое. Структуры тяготеют к контурам Самоедского вала и Кыстыктахского поднятия, с которыми связываются Арылахская, Кыстыктахская и Ондодоминская перспективные зоны нефтегазонакопления [310]. Вблизи западной рамки листа на Микчанг-

динской площади выделена Хантайско-Рыбнинская, а в контурах Путоранского выступа (Ледянский локальный выступ) – Ледянская зона НГН. В контурах зон НГН намечены площади проведения региональных сейсмических исследований с целью уточнения структурного плана и выделения локальных объектов [310].

Локализованные ресурсы категории D_1 в локальных ловушках не превышают 650 млн т УУВ (таблица на полотне карты прогноза НГН). Данные о прогнозных ресурсах по уровням ордовикского, силурийского, девонского и пермского НГК приведены в работе [310].

Оценка суммарных начальных геологических ресурсов углеводородного сырья произведена для выделяемых на изучаемой территории НГП и НГО. Значения плотности геологических ресурсов использованы из последних региональных обобщающих работ по нефтегазоносности Сибирской платформы [351] и увязаны со смежными листами [53, 54, 339]. Для Енисей-Хатангской НГО листа R-46 суммарные начальные геологические ресурсы в рамках настоящей работы оценены в 833,4 млн т, для Северо-Тунгусской НГО они составили 3294,3 млн т, а всего по площади листа – 4127,7 млн т (табл. 13).

Таблица 13

Суммарные начальные геологические ресурсы углеводородного сырья

| Нефтегазоносные провинции, области, районы | D_1 , млн т |
|---|-----------------|
| Западно-Сибирская НГП | |
| 9. Н,Гз/Ж-К – Енисей-Хатангская НГО | 833,4 |
| Всего по НГП | 833,4 |
| Лено-Тунгусская НГП | |
| 10. Н,Гз/О-S, D – Северо-Тунгусская НГО в том числе: 10.1 Н,Гз/О-S, D – Турухано-Норильский самостоя- тельный НГР | 3294,3 529,7 |
| Всего по НГП | 3294,3 |
| Итого | 4127,7 |

Основные перспективы нефтегазоносности на площади листа связаны с Енисей-Хатангской НГО, где промышленная продуктивность юрско-меловых НГК на смежных с запада площадях подтверждена открытием ряда месторождений УВ. Не исключаются перспективы нижнего мела, сопоставимого с мелом северных районов Западно-Сибирской провинции и доказанного открытием Пайяхского, Дерябинского, Байкаловского месторождений УВ западнее границы листа. Перспективы Северо-Тунгусской НГО, судя по оценке ресурсного потенциала, остаются значительными и требуют продолжения нефтегазопроисследовательских исследований на доступных глубинах с применением комплекса геофизических и буровых работ.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Сведения о гидрогеологических условиях территории листа базируются на материалах, полученных в результате разного рода геологических и гидрогеологических исследований, приведенных в монографиях [39], изданных Госгеолкартах [51], при геологическом доизучении площадей масштаба 1 : 200 000 [334, 336, 343], в работах Е. А. Баскова, В. И. Важова, Е. Е. Кузьмина, Н. И. Обидина [15, 23, 119, 170] и других исследователей, а также на обзорных гидрогеологических и гидрогеохимических картах. В целом гидрогеологическая изученность территории листа весьма ограниченная. Отрывочные данные по гидрогеологии подмерзлотных вод получены, как правило, в ходе бурения, связанного с поисками нефти [347, 352], криологических и других исследований.

В соответствии со структурно-гидрогеологическим районированием Российской Федерации [282, 309], территория рассматриваемого листа располагается в пределах Сибирского сложного криогенного гидрогеологического бассейна в границах Енисей-Хатангского мегапрогиба и Тунгусской синеклизы Сибирской платформы. Данный бассейн включает Хатангский (I_1) и Тунгусский (I_2) криогенные гидрогеологические бассейны второго порядка. Хатангский бассейн здесь полностью занимает Хетский (I_1^1) гидрогеологический район третьего порядка. Тунгусский бассейн включает Путоранский (I_2^2) район третьего порядка и по западной кромке листа – фрагменты Пясино-Хантайского (I_2^1) гидрогеологического района. Структурно-гидрогеологическое районирование листа представлено на специальной схеме в зарамочном оформлении к КДО.

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 500 мм в год). Летом и осенью выпадает до 200 мм осадков. Средняя температура января $-28\text{ }^{\circ}\text{C}$, июля $+12\text{ }^{\circ}\text{C}$ с амплитудой колебания температуры воздуха в течение года до $60\text{ }^{\circ}\text{C}$. Зимний период длится около 8 месяцев. Снежный покров появляется в сентябре, тает в апреле–мае.

В рельефе территории листа выделяется два основных элемента – Средне-Сибирское плоскогорье и Северо-Сибирская низменность. Средне-Сибирское плоскогорье представлено своей средней частью. Рельеф его поверхности в основном платообразный с абс. отм. от 200–400 до 1000 м и более. Выде-

ляются отдельные плато. Плоскогорья довольно сильно расчленены. Корытообразные, местами ущелеобразные речные долины врезаны на глубину 150–300 м.

Северную часть территории листа 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 в Енисей-Хатангском прогибе оценивается от 350 до 500 м, а в Тунгусской синеклизе достигает 550–850 м и более [14]. Исследования на Кыстыктахской площади [99] показали, что мощность многолетнемерзлых пород на северо-западе Тунгусской синеклизы составляет 140–390 м водопункты (в/п) 1, 2 на схеме). Изменение температуры пород с глубиной показано на рис. 16. Под руслами крупных рек (Аян, Хета) и озер (Хантайское, Кутармакан, Кета, Аян и др.) развиты сквозные талики.

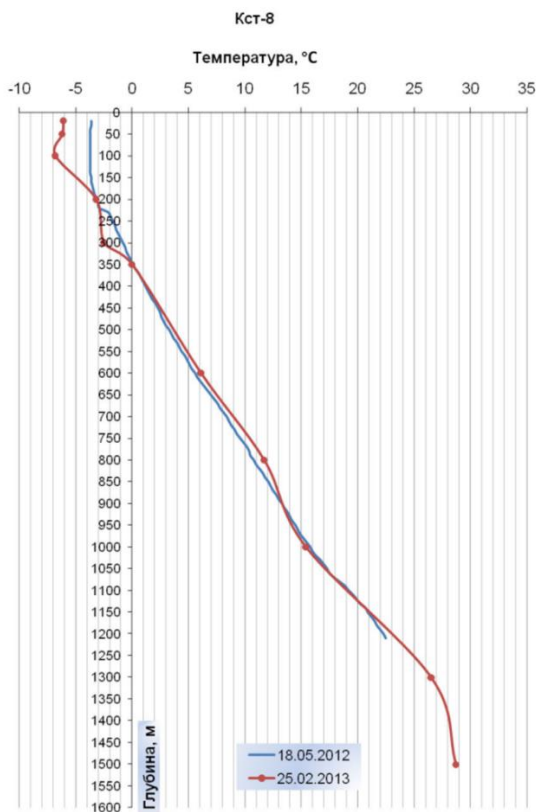


Рис. 16. Температура горных пород по скв. Кст-8 [99].

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. На рассматриваемой территории к верхнему гидрогеологическому этажу можно отнести сезонно-талый слой мощностью до 2 м, редко более, и участки подрусловых и подозерных таликов.

Воды нижнего гидрогеологического этажа изучены слабо. В пределах структур артезианского типа это межмерзлотные и подмерзлотные соленые воды и рассолы.

Для данной территории выполнена гидрогеологическая стратификация разреза. Распространение основных гидрогеологических подразделений показано на Гидрогеологической схеме, размещенной в зарамочном пространстве КДО. В северной части территории на дочетвертичную поверхность выходят криогенные водоупорные горизонты: верхнемеловой–палеогеновый (K_2-P), меловой (К), юрско-нижнемеловой (J- K_1). Остальную территорию практически полностью занимают выходы триасового криогенного водоупора (Т). Лишь на весьма ограниченной территории по западной кромке листа распространены среднекаменноугольно-пермский (C_2-P), девонско-нижнекаменноугольный (D- C_1) криогенные водоупоры и криогенные водоупорные зоны трещиноватости разного возраста и состава. Всю поверхность листа перекрывает четвертичный криогенный водоупор (на схеме не показан). Ниже приведем характеристику основных гидрогеологических подразделений.

Четвертичный криогенный водоупорный горизонт (на схеме не показан в связи с тем, что имеет сравнительно малую мощность и полностью проморожен). Породы квартера имеют практически повсеместное распространение и отсутствуют лишь на участках скальных обнажений. Они представлены в основном ледниковыми, аллювиальными, озерно-аллювиальными, морскими, склоновыми образованиями, сложенными суглинками, супесями и песками, реже щебнем и более грубозернистым материалом общей мощностью до первых десятков метров. В Енисей-Хатангском прогибе мощность ледниковых, озерно-ледниковых и водно-ледниковых образований достигает 80–100 м. Породы проморожены и образуют водоупорный горизонт. В летне-осенний период верхняя часть толщи (0,5–2 м) оттаивает, образуется сезонно-талый слой. Талые элювиально-делювиальные и аллювиальные образования содержат пластово-поровые воды. Водопритоки в шурфы измеряются десятками долями литра в секунду. Коэффициенты фильтрации валунно-галечных отложений 3–20 м/сут и более, для песков 3–5 м/сут, суглинков 0,01–0,1 м/сут. В речных долинах происходит разгрузка этих горизонтов в виде нисходящих источников, дебиты которых достигают 0,1–0,5 л/с. Также эти воды участвуют в питании таликов. Минерализация 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.

К надмерзлотным и сквозным таликам приурочен водоносный комплекс современных и средне-верхнечетвертичных аллювиальных и озерно-аллювиальных отложений. Водоносные горизонты функционируют круглогодично

под руслами рек и озерными котловинами. Воды поровые. Разгрузка происходит в низовьях рек в виде восходящих родников с дебитом 2–3 л/с, в зимнее время – с образованием наледей. Коэффициент фильтрации составляет 3–20 м/сут. Воды преимущественно гидрокарбонатные кальциевые или магниевые с минерализацией 0,1–0,2 г/дм³ и более.

Подмерзлотные поровые воды четвертичных отложений распространены в песчано-валунно-галечных образованиях переуглубленных долин эрозионно-тектонического происхождения. Водопроницаемость этих отложений колеблется от 3 до 50 м/сут, мощность водоносного горизонта составляет от 2 до 70 м. По химическому составу воды четвертичных отложений являются гидрокарбонатными натриево-кальциевыми с минерализацией до 0,5 г/дм³. На южном берегу Хантайского водохранилища из четвертичных отложений выходит источник (в/п 10) с дебитом 0,4 л/с. Воды источника пресные гидрокарбонатного состава.

Верхнемеловой–палеогеновый криогенный водоупорный горизонт (К₂-Р) ограниченно распространен на северо-западе листа. Представлен горизонт глинами, алевритами и песками, в нижней части разреза с прослоями и линзами конгломератов с бобовинами бокситов и стяжениями сидеритизированных песков. Общая мощность горизонта достигает 160 м. Толща полностью проморожена.

Меловой криогенный водоупорный горизонт (К) выходит на дочетвертичную поверхность на севере листа в Хатангском бассейне. Мощность горизонта (мощность промороженных пород) достигает 500 м и более при общей мощности пород мела до 1000–2000 м. Горизонт представляет собой промороженную толщу переслаивающихся пачек песков, песчаников, алевролитов, глин, алевритов, фосфоритов, бурых углей. Нижняя часть разреза меловых отложений – меловой водоносный комплекс содержит подмерзлотные воды. В границах рассматриваемого листа не изучен. Подземные воды комплекса опробованы на соседнем с запада листе (R-45) в районе г. Дудинка на разведочных площадях Малохетская, Нижнехетская, Сухо-Дудинская, Долганская, Верхне-Лайдинская, Майская и др. на глубинах от 260–340 до 870 м. Притоки составили десятки, первые сотни кубометров в сутки при понижениях от 15–240 до 755 м. Уровень воды устанавливается на глубине от 9–50 до 80–100 м. Воды сильно соленые (10–15 г/дм³) хлоридные и гидрокарбонатно-хлоридные натриевые, реже кальциево-натриевые, азотные и метаново-азотные. Содержание йода в водах составляет от 1–3 до 18 мг/дм³, брома – до 54 мг/дм³.

Юрско-нижнемеловой криогенный водоупорный горизонт (J-K₁) распространен в северной части листа, где частично, в виде сравнительно узкой полосы выходит на дочетвертичную поверхность. Горизонт представлен промороженными песчано-глинистыми толщами мощностью до 500 м и более при общей мощности юрско-нижнемеловых пород до 1000 м и более.

Ниже распространены водоносные породы юрско-нижнемелового водоносного комплекса с подмерзлотными водами. Вещественный состав пород включает алевролиты, алевриты, песчаники, пески, конгломераты. Воды комплекса изучались в Хатангском бассейне западнее (на листе R-45) на Джангодской, Рассохинской и ряде других нефтегазразведочных площадей. Здесь комплекс содержит высоконапорные воды. Притоки в скважины низкие,

удельный дебит составляет 0,006–0,8 л/с × м, проницаемость – 28–53 мД, коэффициент фильтрации – 0,007–0,1 м/с. Воды хлоридные, гидрокарбонатно-хлоридные натриевые метановые с минерализацией от 4–5 до 15–25 г/дм³. В скв. 1 (Рассохинская площадь) на глубине 1685 м встречены хлоридные натриевые воды с минерализацией 15,2 г/дм³.

Триасовый криогенный водоупорный горизонт (Т) распространен в Путоранском районе. Общая мощность триасовых вулканических образований достигает 3500 м. Они представлены толщей базальтов в виде покровов, перемежающимися с туфами, туфолавами, туфобрекчиями, туфопесчаниками. Мощность криоводоупора достигает 100–400 м и более. 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, зонами тектонических нарушений и выветривания. На территории листа комплекс охарактеризован редкими скважинами и источниками (в/п 4, 5). Минерализация вод – менее 1 г/дм³. Воды по составу гидрокарбонатные натриевые, магниевые и кальциевые. В источнике (в/п 6) на северном берегу Хантайского водохранилища выходят сильносоленые (16,1 г/дм³) воды хлоридного натриевого состава. Более подробно подземные воды комплекса изучались на листе R-45 при разведочном бурении на месторождениях медно-никелевых руд. Дебиты скважин преимущественно от 0,1 до 8 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. Реже встречаются щелочные слабосоленые воды (1,7 г/дм³). Местами развиты сульфатные кальциево-натриевые воды. В долинах рек обнаруживаются хлоридные кальциево-натриевые слабосоленые (до 3 г/дм³) воды. Состав газов азотный с примесью углеводородов.

Среднекаменноугольно-пермский криогенный водоупорный горизонт (С₂-Р) представлен терригенной угленосной толщей мощностью до 380–500 м. Горизонт выходит на дневную поверхность в виде прерывистой полосы по западной кромке листа в краевых частях Пясино-Хантайского района, где имеет мощность (проморожен) до 150 м. Нижняя часть толщи представляет собой **водоносный комплекс**, который до глубины 200–300 м содержит пресные и слабосоленые гидрокарбонатные кальциевые (реже натриевые) воды, а на больших глубинах – соленые гидрокарбонатно-хлоридные и хлоридные натриевые воды. На южном берегу Хантайского водохранилища скважины (в/п 9, 11) вскрыли хлоридные натриевые рассолы с минерализацией 42,3–131 г/дм³, источники здесь (в/п 7, 8) выносят сильносоленые воды (35,3 г/дм³) хлоридного натриевого состава.

На остальной территории своего распространения рассматриваемый водоносный комплекс перекрыт вулканогенными породами триаса и залегает на глубинах до 2000 м.

Девонско-нижнекаменноугольный криогенный водоупорный горизонт (D-С₁) выходит на дочетвертичную поверхность на отдельных участках во впадинах речных долин и озерных котловин по западной границе листа в Пясино-Хантайском гидрогеологическом районе. Горизонт представлен замороженной на 100 м и более толщей мергелей, известняков, доломитов, аргилли-

тов, алевролитов с прослоями ангидритов, гипсов, каменной соли. Общая мощность пород девона и нижнего карбона составляет 1000–1500 м и более.

Подмерзлотные подземные воды девонско-нижнекаменноугольного водоносного комплекса изучены слабо. На сопредельных с запада участках они напорные, величина напора меняется от 10 до 180 м и более. У горы Зуб в скважине на глубине до 300 м вскрыты сульфатные кальциево-натриевые воды с минерализацией 1,8 г/дм³. Дебит скважины – порядка 1 л/с. В ряде мест скважинами и горными выработками вскрыты хлоридные натриевые воды с минерализацией более 40 г/дм³ [153]. Формирование химического состава этих вод, а также вод источников соленых сульфатных кальциевых и хлоридных натриевых вод связано с процессами выщелачивания галититовых пород.

Ордовикско-нижнесилурийский водоносный комплекс широко распространен на значительной территории листа, в основном в Путоранском гидрогеологическом районе под мощными более молодыми отложениями. Данные по гидрогеологии комплекса практически отсутствуют. Получены сведения о подземных водах пород силура. В районе слияния рек Аян и Аякли скв. Л-3 на глубине 673–678 м был вскрыт водоносный горизонт в карбонатных отложениях силура. Воды с минерализацией 21 г/дм³, сульфатно-хлоридные натриевые. Скважина фонтанировала, ее дебит составлял 20–80 м³/ч [352].

Криогенная зона трещиноватости интрузивных пород находится в области распространения многолетнемерзлых пород и содержит воду в твердой фазе. Мощность зоны составляет первые сотни метров. Ниже развиты подмерзлотные регионально-трещинные и трещинно-жильные воды *водоносных зон трещиноватости разновозрастных интрузивных пород*. Наиболее хорошо они изучены на рудных месторождениях за пределами территории исследования (в Норильском районе). Водовмещающими являются габбродолериты различного состава. Воды вскрываются на глубинах 160–200 м и более. По данным Е. Е. Кузьмина [119], коэффициенты фильтрации этих пород – от 0,0001–0,05 до 0,73 м/сут. Дебиты скважин обычно не превышают 0,5 л/с при понижении до 35 м, достигая редко 3 л/с при понижении 12 м. Зоны повышенной водообильности отмечаются на контакте с вмещающими интрузию карбонатно-терригенными отложениями. Состав подземных вод в интрузивных породах рудных месторождений хлоридный кальциевый, натриево-кальциевый, реже сульфатный натриевый, кальциево-натриевый. Формирование столь редко встречающегося химического состава вод определяется составом вмещающих пород.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Территория листа расположена в арктическом и субарктическом климатических поясах и характеризуется разнообразием природных ландшафтов, определяющимся сочетанием таких факторов, как рельеф, повсеместное развитие четвертичных образований, наличие многолетнемерзлых пород и растительность [120]. Вся территория расположена в зоне сплошного развития многолетней мерзлоты с незначительным сезонным оттаиванием грунта летом. Мощность многолетнемерзлых пород достигает 1000 м. Летом образуется деятельный слой мощностью до 2 м.

Две трети площади листа занимает плато Путорана – сильно расчлененное плоскогорье с относительными превышениями над уровнем аккумулятивной равнины от 300–500 до 1200–1500 м (максимальные отметки плато – 1600–1700 м). Плато характеризуется преимущественным развитием на дневной поверхности покровного вулканогенного комплекса – слабо дислоцированными вулканогенными и/или осадочно-вулканогенными породами и прорывающими их интрузивами. Межгорные понижения заполнены ледниковыми отложениями и имеют холмисто-моренный рельеф с большим количеством озер, подпруженных моренами, а также озер тектонического происхождения (Лама, Кета, Хантайское, Глубокое и пр.). На склонах долин характерны цирки и кары, заполненные снегом.

Остальная территория находится в пределах Северо-Сибирской аккумулятивной равнины (низменности), сложенной слабо дислоцированными, в различной степени литифицированными осадочными меловыми и юрскими породами, перекрытыми толщей четвертичных осадков. Для низменности характерно развитие полого-увалистых возвышенностей и холмов, чередующихся с широкими, плохо выраженными заболоченными долинами и котловинами с многочисленными озерами. Происхождение этих озер обусловлено в большинстве случаев просадкой грунтов за счет термокарста в мощной толще многолетнемерзлых пород.

В соответствии с морфоструктурным районированием и преобладанием экзодинамических процессов [107], с учетом высотной зональности, характера растительности, почвенного покрова и мерзлотности на территории, выделяются области денудации, транспортировки и аккумуляции. В пределах этих областей на данной стадии изученности выделено семь типов ландшафтов. Нумерация и название подразделений в тексте соответствуют легенде к Эколого-геологической схеме масштаба 1 : 2 500 000».

Область денудации охватывает низко- и среднегорные ландшафты плато Путорана. Среди них выделены два типа ландшафтов.

Арктический горный тип ландшафта (1) приурочен к горизонтальным и пологим поверхностям, образованным в результате препарировки триасовых вулканических покровов и формирующим основную поверхность плато Путорана. На них развиваются мерзлотные процессы, формирующие различные нивально-мерзлотные формы микрорельефа, такие как бугры пучения, каменные медальоны. Широко развиты осыпи. Зачастую плоские поверхности плато осложнены отдельными структурно-денудационными останцами базальтов. Основными формами рельефа являются многочисленные хребты с плоскими каменистыми водоразделами, разделенные межгорными широкими понижениями, молодыми эрозионными и ледниковыми долинами. Склоны гор круто обрываются к глубоким межгорным понижениям и к долинам, созданным в результате деятельности рек и ледников. Абс. отн. 1000–1700 м при относительных превышениях 800–1300 м. Глубина расчленения гор достигает 800–1500 м. Большую часть плато занимает горная тундра, где развиты горные тундровые подбуры и горные перегнойно-карбонатные почвы. Растительность горно-тундровая, характеризуется преобладанием лишайников и мха. Почвы – мозаики горных тундровых подбуров и горных перегнойно-карбонатных почв. Пораженность эколого-геологическими процессами (ЭГП) – 1 %.

Среднегорный гольцово-тундровый тип ландшафта (2) охватывает денудационно-эрозионные склоны речных долин и обвально-осыпные склоны, крутые и средней крутизны. Верхние части крутых склонов на этих участках характеризуются широким развитием каров и цирков. Широко развиты осыпи, солифлюкция и курумообразование. Растительность горно-тундровая, выше по склонам переходящая в редины и пятнистые лишайниково-кустарничковые тундры, с горными подбурами и каменистыми россыпями и горными перегнойно-карбонатными почвами.

Область транспортировки включает один тип ландшафта.

Область транспортировки (3) выделена в зоне развития равнинных ландшафтов и ландшафтов речных долин. Плоские и террасированные поверхности образованы на аллювиальных песках и валунно-галечных породах, местами заболоченные, со следами проток и стариц, с термокарстовыми озерами. Почвенный покров развит слабо. Растительность представлена лугово-болотно-кустарничковыми и мохово-лишайниково-кустарничковыми группировками полигональных и осоково-пушицевых кочкарных тундр на пойменных (аллювиальных) слабокислых и нейтральных почвах. Пораженность ЭГП – 30–50 %.

Область аккумуляции включает четыре типа ландшафтов.

Северо-тундровый тип ландшафта (4) характерен для волнисто-холмистого рельефа верхнечетвертичных морских равнин и террас. Наиболее характерный ЭГП – криогенное расстрескивание. Растительность мохово-лишайниково-кустарничковая на тундровых слабogleенных гумусовых и перегнойно-глеевых почвах. Пораженность ЭГП – 30–35 %.

Южно-тундровый тип ландшафта охватывает пятое и шестое подразделения схемы. *Плоские и пологоволнистые поверхности озерно-болотных и*

озерно-ледниковых равнин с многочисленными термокарстовыми озерами и западинами (5). Широко распространены булгунняхи. Растительность осоково-мохово-лишайниковая и осоково-мохово-кочкарная на тундровых слабogleевых и торфянисто-перегнойных почвах. Пораженность ЭГП – до 35 %.

Озерно-аллювиальные и озерно-ледниковые равнины (6) с многочисленными термокарстовыми озерами, заболоченные, с ерниковыми мохово-лишайниковыми, местами с осоково-пушицевыми кочкарными лишайниково-кустарничковыми полигональными тундрами на слабogleеных гумусовых почвах. Пораженность ЭГП – 30–35 %.

Лесотундровый тип ландшафта (7) на холмисто-западных равнинах морен характеризуется множеством озер в западинах. По понижениям равнины заболочены. Широко проявлен термокарст. Растительность представлена осоково-моховыми и ерниковыми тундрами, с участками лиственничных редколесий на таежных глеевых торфянисто-перегнойных и тундровых торфянистых почвах. Пораженность ЭГП – 20 %.

Эколого-геологическую обстановку на территории листа, в первую очередь, определяют экзогенные факторы, оказывающие влияние как на условия жизнедеятельности человека, так и на животный и растительный мир. К ним в области денудации за счет интенсивного проявления нивационных и гравитационных процессов относятся осыпи, курумы, обвалы, оползни, сели. Эти явления преимущественно возникают на водоразделах и склонах горных массивов. Для области аккумуляции характерны такие процессы, как криогенное растрескивание, криогенное пучение грунтов, затопление паводковыми водами, термокарст, интенсивная солифлюкция и суффозия. Вся территория листа подвержена процессам заболачивания, за исключением крутых и средней крутизны склонов плато, но в пределах Северо-Сибирской низменности эти процессы проявляются сильнее.

Практически во всех морфоструктурных зонах широко распространены наледи различной морфологии, генезиса и размеров. Наледообразование в большей степени обусловлено разгрузкой напорных вод подмерзлотного и подруслового стока преимущественно в долинах рек.

Экологическое состояние природных поверхностных и подземных вод в силу отсутствия техногенного их загрязнения в целом можно оценить как благоприятное.

Территория листа экономически слабо освоена и практически не заселена. Техногенное изменение и загрязнение природной среды в целом носит локальный характер и связано в основном с проводимыми здесь геологоразведочными работами и единичными населенными пунктами. Транспортная сеть на территории слабо развита и представлена грунтовыми дорогами и зимниками.

В южной части территории листа находится один из самых крупных в России Государственный природный заповедник «Путоранский»: его общая площадь – 1 887 251 га, охранный зона – 1 773 300 га. Территория заповедника в 2010 г. признана ЮНЕСКО памятником Всемирного наследия. С 13.08.2012 г. он включен в структуру ФГБУ «Объединенная дирекция заповедников Таймыра» (ФГБУ «Заповедники Таймыра»).

Главные природные достопримечательности Путоранского заповедника – уникальные ландшафты столовых гор (плато) высотой 1000–1500 м над уровнем моря, каньонообразные котловины гигантских тектонических озер, множество водопадов, в том числе и самый высокий в России (108 м).

Эколого-геологические условия территории, охарактеризованные выше, позволяют выделить две категории площадей, различающихся по условиям жизнедеятельности человека. Они показаны на схеме эколого-геологической обстановки масштаба 1 : 5 000 000, размещенной в зарамочном пространстве КЧО. Большая часть территории характеризуется удовлетворительной обстановкой. Напряженная обстановка складывается в отдельных юго-западных районах территории вследствие влияния Норильского промышленного района.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 R-46 – Пайтурма является третьим изданием карт данного масштаба для рассмотренной территории. В качестве исходных материалов для третьего издания использован комплект карт и объяснительная записка для листов R-(45)–47 – Норильск, выполненный во ФГУП ВСЕГЕИ в 2000 г. под общим руководством Е. К. Ковригиной, новые геологические материалы, полученные за последние 15–20 лет в ходе средне-крупномасштабных геологических съемок и поисковых работ масштаба 1 : 50 000 на перспективных площадях, геофизических исследований в пределах Енисейско-Хатангского регионального прогиба, а также структурное нефтегазопроисхождение бурение последних лет в северной части плато Путорана. В небольшом объеме выполнены полевые работы по изучению вулканогенных триасовых, осадочных юрско-меловых, палеогеновых и четверичных образований.

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 масштаба 1 : 5 000 000–1 : 2 500 000, и объяснительную записку к ним. Карты охватывают части двух крупных структур земной коры: западную часть Енисей-Хатангского регионального прогиба и северную оконечность древней Сибирской платформы. В 60–70 км западнее площади листа расположен Норильский горнопромышленный район с крупнейшими месторождениями никеля, меди, кобальта, платиноидов и других металлов. Освоение месторождений облегчено богатством региона топливно-энергетическими ресурсами (газ, нефть, каменные угли, гидроэнергоресурсы) и месторождениями нерудных полезных ископаемых.

В представленных геологических материалах осуществлено уточнение возраста, стратиграфического положения, таксономического ранга, мощности, генезиса, границ и площадей развития верхнедевонских и нижнекаменноугольных образований. Возраст, границы и площади развития пермских отложений приведены в соответствие с современным трехчленным делением системы; а также с таксономическими единицами региональной и общей стратиграфических шкал. Особое внимание уделено уточнению возраста, состава и характера соотношений вулканогенных свит и интрузивных тел позднепермского и триасового возраста. В работе по созданию комплекта карт применен принцип структурно-формационного анализа геологических образований. В связи с проведенным районированием картируемых таксонов ле-

генда к геологической карте дочетвертичных образований построена в зональном виде. Результаты построений приведены в виде схем зарамочного оформления карт и в главах объяснительной записки. Анализ и обобщение большого объема геолого-геофизического материала позволили более обоснованно изложить тектоническое строение и историю геологического развития региона и разработать дополнение к легенде Норильской серии листов Госгеолкарты-1000/3 для подразделений палеогеновой и четвертичной систем. Впервые для комплекта составлена карта прогноза на нефть и газ, проведено районирование рангов НГП–НГО–НГР, оценен ресурсный потенциал углеводородного сырья.

В основу карты четвертичных образований положен принцип чередования в неоплейстоцене Арктики глобальных оледенений и морских трансгрессий. Сводный разрез представляет собой чередование морских отложений с образованиями ледникового комплекса – моренной, лимногляциалом и флювиогляциалом, выделены стратогены различных генетических типов – речные, озерные, аллювиально-озерные, озерно-палюстринные, их возраст подтвержден геохронологическими методами. Эта последовательность является закономерным отражением климатической ритмичности в четвертичном периоде и позволяет проводить сопоставление картографируемых объектов с подразделениями общей и региональной стратиграфической шкалы. Расчленение четвертичных образований проведено с использованием Местной стратиграфической схемы Норильского района, утвержденной СибРМСК в 1980 г., и Унифицированной региональной стратиграфической схемы четвертичных отложений Средней Сибири, утвержденной МСК в 2009 г. В соответствии с перечисленными схемами в Дополнение к Норильской СЛ внесен ряд местных стратиграфических подразделений (стратогенов).

На картах полезных ископаемых и закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых показан весь комплекс известных месторождений и проявлений горючих, металлических, неметаллических и других полезных ископаемых с отражением особенностей их локализации. Комплекс критериев прогноза и поисков важных для района сульфидных платиноидно-медно-никелевых руд в дифференцированных интрузивах базит-гипербазитового состава обновлен на основе комплексной интерпретации геологических, дистанционных и аэрогеофизических данных с использованием новых компьютерных технологий. Ведущая роль в формировании промышленных медно-никелевых месторождений принадлежит структурным, магматическим и литолого-стратиграфическим факторам. Наиболее благоприятными тектоническими обстановками являются узлы пересечения главных рудоконтролирующих разломов северо-восточного простирания с разломами северо-западного простирания. Пликативные структуры, как правило, контролируют пространственное размещение рудоносных интрузивов. По аналогии с сочетанием признаков богатого руденения и с определенной степенью достоверности оценены прогнозные ресурсы по категории Р₃.

Все комплекты карт в целом сбиты по контурам и содержанию со смежными листами ГК-1000/3, уже подготовленными к изданию (R-45, S-46). Отдельные фрагменты нестыковки КДО со смежным листом R-45 касаются локального участка низовий р. Микчангда и акватории оз. Лама, закрытого чет-

вергичными образованиями и водами озера, и на южном борту Самоедского вала. Правильность реконструкции ГК закрытого участка низовий р. Микчангда обосновываются результатами бурения поисковых скважин на Микчангдинской площади (Тетерюк и др., 2009) и другими геологическими материалами. Материалы геологической карты масштаба 1 : 50 000 и карт предшественников, колонки скважин приведены в электронной версии листа к листу R-46 (папка ДКМ). К пакету карт приложена объяснительная записка, описывающая суть расхождений.

До настоящего времени остается ряд дискуссионных и нерешенных вопросов, главные из которых касаются возраста и причин проявления магматизма в поздней перми–триасе, продолжаются дискуссии по глубинному строению региона и по закономерностям формирования важнейших для региона медно-никелевых месторождений, связанных с дифференцированными интрузивами раннего триаса.

Несмотря на то, что верхнепермско-триасовые магматические образования северо-запада Сибирской платформы детально изучались длительное время, остается проблема стратиграфии вулканогенной толщи и типизации разновозрастных интрузивных комплексов. Эта проблема во многом вытекает из противоречия между изотопно-геохронометрическими и палеомагнитными данными, указывающими на кратковременность (не более 1–2 млн лет) этого импульса магматической активности, привязываемого к границе палеозоя и мезозоя, и более надежными палеонтологическими (палинологическими) свидетельствами относительно длительного интервала формирования вулканогенной толщи, охватывающего конец перми, весь ранний триас, и, возможно, частично средний триас. Принятая в Норильской СЛ схема расчленения туфолаковой толщи включает свиты, выделенные несколько десятилетий назад и являющиеся по существу циклостратиграфическими подразделениями. Объем этих свит по сравнению с предложенными стратотипами неоднократно изменялся в связи с появлением новых данных. Интрузивные комплексы, многие из которых были выделены путем придания этого статуса т. н. «типам интрузий», представляющих собой, по существу, различные типы дифференциации базитовых расплавов, также лишены адекватного геохронологического обоснования; последовательность их формирования до конца не выяснена. Их типизация, как правило, основана на признаках состава, локализации и рудоносности, что недостаточно для выделения валидных подразделений.

Данная проблема, тесно увязанная с построением общей непротиворечивой модели магматической активизации на Сибирской платформе на рубеже палеозоя и мезозоя, должна решаться представительным и комплексным геохронологическим и геохимическим исследованием всех вулканогенных и интрузивных подразделений, выделяемых в регионе. Она является исключительно важной для моделирования формирования медно-никелевых месторождений, связанных с дифференцированными интрузивами раннего триаса.

В рамках этой общей проблемы остаются дискуссионными более узкие вопросы стратиграфии вулканогенного разреза и интрузивного магматизма, такие как границы и объем водопадной свиты, статус на территории листа юрской толщи и двурогинской свиты, возрастные границы правобоярской

свиты, детальное расчленение тел катангского (оганерского) и далдыканского комплексов, статус усть-дельканского комплекса и т. д.

Существуют проблемы совершенствования стратиграфических схем для палеозойских образований разных структурно-формационных зон и их корреляции, связанные с фрагментарностью доступных для изучения разрезов, вскрытых отдельными скважинами на разобщенных площадях.

В аспекте тектонического районирования территории, ее глубинного строения, эволюции эндогенных процессов и вытекающих из этих оценок перспектив на полезные ископаемые, в первую очередь нефтегазоносности, достаточно неопределенным остается принципиальный вопрос о времени заложения и дальнейшей эволюции системы рифтогенных структур северного обрамления Сибирской платформы, представленных в настоящее время Енисей-Хатангским прогибом. В частности, существенным представляется вопрос о разграничении на территории листа структур, связанных соответственно с Западно-Сибирской и с Хатанга-Вилойской рифтогенными системами. Нерешенность этой проблемы обусловлена неравномерностью изучения территории современными геофизическими съемками и, соответственно, неоднозначной интерпретацией результатов. Очевидно, проблема решается путем дальнейшего совершенствования геофизической основы, а также более детальных геофизических работ.

Эти вопросы могут найти решение при постановке среднемасштабных геологосъемочных работ (ГДП-200, ГМК-200), завершающихся составлением Государственных геологических карт масштаба 1 : 200 000 (новая серия). Как ни парадоксально, на площади имеются лишь семь изданных номенклатурных листов геологических карт масштаба 1 : 200 000 первого поколения (все – до 1980 г.) и три номенклатурных листа новой серии – в период 1995–2001 гг.

В потенциальном Микчагдинском РУ в пределах рудного узла рекомендуется продолжить поисковые работы масштаба 1 : 50 000 второй очереди.

В Арылахской серебро-меднорудной МЗ рекомендуется постановка ГМК-200 на листы R-46-ХІІІ,ХІV,ХV,ХVІ,ХХ,ХХVІ на самородно-медное и медно-никелево-сульфидное оруденение.

В Кулюмбинском прогнозируемом медно-платино-никелеворудном узле рекомендуется постановка ГМК-200 на лист R-46-ХХХІ на медно-никелевое оруденение.

Комплект Государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 листа R-46 – Пайтурма может быть использован для перспективного планирования последующих стадий ГРП, а также в качестве геологической основы для построения специализированных и сводных карт. Хозяйственная деятельность и прежде всего геологоразведочные работы в центральной части листа (плато Путорана) предельно ограничены наличием здесь Государственного природного заповедника «Путоранский», территория которого признана ЮНЕСКО памятником Всемирного наследия.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. *Аветисов Г. П., Голубков В. С.* Глубинное строение центральной части Норильского рудного района по данным МОВЗ–ГСЗ // Сов. геология, – 1984, – № 10. – С. 86–94.
2. Антропоген Таймыра / Отв. ред. Н. В. Кинд, Б. Н. Леонов. – М.: Наука, 1982. – 184 с.
3. *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.
4. *Архангельская А. Д., Меннер В. Вл.* О комплексах спор и корреляции разрезов разведочнинской и мантуровской свит девона Норильского района // Биостратиграфия и палеобиогеография девона и карбона азиатской части СССР. – Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 1978. – С. 45–57.
5. *Архипова А. И., Начинкин Н. Г.* Нижнефокинская дифференцированная интрузия на западной окраине Норильского плато // Ученые Зап. НИИГА. Регион. Геол. – 1964. – Вып. 3. – С. 51–69.
6. *Астахов В. И., Мангеруд Я.* О геохронометрическом возрасте позднеэоценовых террас на Нижнем Енисее // ДАН, – 2007, – т. 416, – № 4. – С. 509–513.
7. Атлас «Опорные геолого-геофизические профили России. Глубинные сейсмические разрезы по профилям ГСЗ, отработанным с 1972 по 1995 гг.» (электронное издание) – СПб.: ВСЕГЕИ, 2013. – 94 с.
8. Атлас моллюсков и фораминифер морских отложений верхней юры и неокома Западно-Сибирской нефтегазоносной области. – М.: Недра, 1990.
9. *Атласов А. И.* Вулканогенные обломочные породы хаканчанской свиты (нижний триас) из района озер Хантайского и Кета / Уч. зап. НИИГА. Регион. геол. – 1969. – Вып. 15. – С. 91–96.
10. *Атласов А. И., Польшин А. И.* Главнейшие черты тектоники северной части Восточно-Сибирской платформы // Ученые зап. НИИГА. – 1969. – Вып. 14. – С. 83–97.
11. *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. // Уч. зап. НИИГА. Региональная геология. – 1968. – Вып. 12. – С. 5–24.
12. *Байбародских Н. И., Бульникова А. А., Карцева Г. Н., Ронкина З. З.* Сивовская свита (оксфорд–нижний кимеридж) // Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. Ч.1. Тюмень, 1969. – С. 98–99.
13. *Балдин В. А.* Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности верхнеюрско-неокомских отложений западной части Енисей-Хатангского прогиба // Автореф. канд. дис. – М.: ВНИГНИ, 2001.
14. *Балобаев В. Т.* Теплофизические исследования криолитозоны Сибири / В. Т. Балобаев, А. В. Павлов, Г. З. Перльштейн и др. – Новосибирск: Наука, 1983. – 216 с.
15. *Басков Е. А.* Минеральные воды и палеогидрогеология Сибирской платформы. – М.: Недра, 1977. – 148 с.

16. Бодылевский В.И., Шульгина Н.И. Юрские и меловые фауны низовьев Енисея // Тр. НИИГА. – 1958. – Т. 93. – 196 с.
17. Большианов Д. Ю. Пассивное оледенение Арктики и Антарктиды. – СПб.: ААНИИ, 2006.
18. Брагин В. Ю., Дзюба О. С., Казанский А. Ю., Шурыгин Б. Н. Новые данные по магнитостратиграфии пограничного юрско-мелового интервала п-ова Нордвик (север Восточной Сибири) // Геология и геофизика. – Т. 54. – № 3. – 2013. – С. 438–455.
19. Булыничкова А. А. Байбародских Н. И., Вахитов Ф. Ф., Колокольцева Е. П. К стратиграфии верхнемеловых отложений северо-восточной части Западно-Сибирской низменности // Геология и геофизика, – 1970, – № 7. – С. 25–32.
20. Бушканец Ю. С., Невская А. В., Беляков Г. Д. Дайки траппов на междуречье Кыстыктах–Большой Авам // Геология и полезные ископаемые северо-запада Сибирской платформы. Вып. 2. – Л.: Недра, 1970. – С. 124–139.
21. Бушканец Ю. С., Невская А. В., Беляков Г. Д. Каменская провинция щелочных пород // Карбонатиты и щелочные породы севера Сибири: сб. статей. – Л., 1970. – С. 157–169.
22. Вагг О. В., Матухин Р. Г., Филатов В. Ф. Среднепалеозойский структурно-формационный комплекс Сибирской платформы // Геология и геофизика, – 1985. – № 6. – С. 21–31.
23. Важов В. И., Сурин А. И. Криолитосфера и геотермия Сибирской платформы в связи с ее нефтегазонасностью. – М.: ВИЭМС, 1983. – 35 с.
24. Васильев В. Е. Биостратиграфия вулканогенных отложений Кетско-Ламской площади Норильского стратиграфического района // Недра Таймыра. Вып. 5. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2002. – С. 201–210.
25. Виленский А. М. Кислотно-основное взаимодействие в основных силикатных расплавах // Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. – М.: Наука, 1970.
26. Волкова В. С., Гуськов С. А., Кузьмина О. Б. Стратиграфия, ландшафты и климат позднего неоплейстоцена (казанцевское время) арктической зоны Западной Сибири // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2015. – № 4 (24). – С. 11–16.
27. Восточная Сибирь // Геология и полезные ископаемые России / Гл. ред. В. П. Орлов. Т. 3. Ред. Н. С. Малич. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2002. – 396 с.
28. Генкин А. Д., Дистлер В. В., Гладышев Г. Д. и др. Сульфидные медно-никелевые руды норильских месторождений. – М.: Наука, 1981. – 234 с.
29. Геологическая карта Норильского района и прилегающих территорий масштаба 1 : 200 000. Объяснительная записка / Сост.: В. А. Даценко, Е. Н. Ленькин, В. Д. Крюков и др. Ред. Ф. Г. Марков. – Л.: Ротапринт НИИГА, 1969. – 235 с.
30. Геологическая карта Норильского рудного района. Масштаб 1 : 200 000 / Б. М. Струнин (отв. исп.), О. А. Бармина, Л. Л. Ваулин и др. Гл. ред. М. Л. Шерман. – СПб.: Картофабрика ВСЕГЕИ, 1991.
31. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Туруханская. Листы R-46-XIII, XIV. Объяснительная записка / Сост. Е. Н. Ленькин. Ред. Ф. Г. Марков. – М., 1978. – 91 с.
32. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Туруханская. Листы R-46-XIX, XX. Объяснительная записка / Сост. А. Н. Тараховский. Ред. Ю. И. Томановская. – М., 1980. – 92 с.
33. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Туруханская. Листы R-46-XXV, XXVI. Объяснительная записка / Сост. Т. К. Иванова, В. В. Рогожин. Ред. В. А. Даценко. – М., 1972. – 73 с.
34. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Туруханская. Листы R-46-XXXI, XXXII. Объяснительная записка / Сост. Н. Н. Нагайцева. Ред. А. А. Межвилк. – М., 1978. – 86 с.
35. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист Q-46,47 – Тура. – Л., 1985. – 91 с.

36. Геологические формации докайнозойского чехла Сибирской платформы и их рудоносность. – М.: Недра. 1974. – 280 с.
37. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 4. Сибирская платформа / Под ред. Н. С. Малича, В. Л. Масайтиса, В. С. Суркова. – СПб.: Недра, 1987.
38. Геология и рудные месторождения Норильского района: Путеводитель VII международного симпозиума по платине / Ред. В. В. Дистлер и В. Е. Кунилов. – М.: Изд-во Московский контакт, 1994. – 43 с.
39. Гидрогеология СССР. Том XVIII. Красноярский край и Тувинская ССР / Ред. И. К. Зайцев. – М.: Недра, 1972. – 479 с.
40. *Годлевский М. Н.* Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. – М.: Госгеолтехиздат, 1959. – 68 с.
41. *Голованов Н. П.* Новые данные по стратиграфии ордовикских отложений в районе среднего течения р. Маймеча // Инф. Бюлл. НИИГА. – 1960. – Вып. 19. – С. 21–24.
42. *Гольберт А. В. (ред.)*. Опорный разрез неокома севера Сибирской платформы (Енисей-Хатангский прогиб, Анабаро-Хатангская седловина). Т. 2. – Новосибирск., 1981. – 135 с.
43. *Гольберт А. В., Климова И. Г., Бульникова С. П., Турбина А. С.* Новые данные по стратиграфии неокома Средней Сибири // Новые материалы по стратиграфии и палеонтологии Сибири. Тр. СНИИГГиМС. – Вып. 260. – 1978. – С. 59–66.
44. *Гор Ю. Г.* Стратиграфия верхнепалеозойских угленосных отложений северо-западной окраины Сибирской платформы. – Тр. НИИГА, 1963. – Т. 136. – С. 29–41.
45. *Гор Ю. Г.* Стратиграфия и флора верхнепалеозойских угленосных отложений Норильского района. – Л.: Тр. Научн.-исслед. ин-та геологии Арктики, 1965. – 140 с.
46. *Гор Ю. Г., Дюжикова Е. Е., Лобанова О. В., Макарьев А. А.* Палеонтологическое обоснование схемы расчленения верхнепалеозойских угленосных отложений Норильского района // Стратиграфия Норильского горнопромышленного района (сборник статей). – Л., 1975. – С. 36–38.
47. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Серия Туруханская. Листы R-46-XXXI, XXXII; XXXIII, XXXIV; Q-46-I, II. Объяснительная записка. – М. (СПб.), 1995.
48. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Серия Таймырская. Листы S-45-XXIII, XXIV, S-46-XIX, XX. Объяснительная записка. – М., 1998.
49. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Серия Таймырская, листы S-46-XVII, XVIII; S-47-XIII, XIV; S-46-XXI, XXII; S-46-XXIII, XXIV; S-47-XIX, XX. Объяснительная записка. – СПб., 1997 (Электронное издание – 2012 г.).
50. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Серия Маймеча-Котуйская. Лист R-46-XVII, XVIII. Объяснительная записка. – Норильск, 2001 (2006). – 164 с.
51. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист R-(45)–47 – Норильск. Объяснительная записка. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. – 479 с.
52. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Ангаро-Енисейская. Лист R-47 – Байкит. Объяснительная записка / А. С. Варганов, Н. Н. Попова, О. В. Сосновская, И. В. Смокотина и др. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. – 359 с.
53. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Норильская. Лист R-45 – Норильск. Объяснительная записка / П. Г. Падерин, А. Ф. Деменюк, Д. В. Назаров, В. И. Чеканов и др. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016.
54. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Таймырско-Североземельская. Лист S-46 – Тарей. Объяснительная записка / В. Ф. Проскурнин, Г. В. Шнейдер, А. В. Гавриш, Н. Н. Нагайцева и др. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016 (в издании).

55. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Таймырско-Североземельская. Лист S-49 – Нордвик. Объяснительная записка / В. Ф. Проскурнин, Г. В. Шнейдер, А. В. Гавриш и др. – СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2012.

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 / В. Ф. Проскурнин, А. В. Гавриш, Г. В. Шнейдер, Н. Н. Нагайцева и др. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. – 424 с.

57. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000. Лист R-46, 47 – р. Хета. Геологическая карта; Карта полезных ископаемых / Я. И. Полькин. Ред. Н. Н. Урванцев. – М.: Картфабрика Госгеолтехиздат, 1958. Объяснительная записка / Я. И. Полькин, А. М. Виленский, Я. П. Голованов. Ред. Н. И. Урванцев. – М.: Гос. научно-техн. изд-во литературы по геологии и охране недр, 1958. – 103 с.

58. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Тунгусская. Лист R-46-XV, XVI. Объяснительная записка / Сост. Ю. С. Бушканец и др. Ред. Г. Н. Старицина. – М., 1976. – 73 с.

59. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Тунгусская. Лист R-46-XVII, XVIII. Объяснительная записка / Сост. Ю. С. Бушканец и др. Ред. Д. А. Додин. – М., 1978. – 89 с.

60. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Тунгусская. Лист R-46-XXXIII, XXXIV. Объяснительная записка / Сост. А. В. Липков. Ред. Г. Н. Старицина. – М., 1978. – 67 с.

61. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист R-(45)–47 – Норильск. Карта полезных ископаемых / Л. Г. Павлов, при участии Л. Л. Ваулина, Н. Ф. Щедрина, Г. И. Харченко. Ред. Г. И. Кавардин. Гл. ред. комплекта Ф. Г. Марков. – Л.: Ленкартфабрика, 1975.

62. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист R-(45)–47 – Норильск. Карта четвертичных отложений / В. Д. Крюков. Ред. Н. Г. Загорская. Гл. ред. комплекта Ф. Г. Марков. – М.: Ленкартфабрика, 1975.

63. *Грамберг И. С.* Палеогидрохимия терригенных толщ (на примере верхнепермских отложений севера Средней Сибири) // Тр. НИИГА, – т. 173. – 1973. – 172 с.

64. *Гринсон А. С.* Глубинное строение Енисей-Хатангского прогиба и сопредельных территорий по геолого-геофизическим данным // Недра Таймыра. – 2002. – Вып. 5. – С. 117–125.

65. *Гринсон А. С.* Строение верхней части литосферы севера приенисейской Сибири // ДАН СССР. – 1989, – т. 304, – № 2. – С. 405–408.

66. *Гринсон А. С., Магид М. Ш., Мильштейн Д. М.* Глубинное строение северо-запада Сибирской платформы // Отечественная геология, – 1994, – № 1. – С. 49–56.

67. *Гришин М. Н., Лотышев В. И., Сурков В. С.* Элементы взаимосвязи структур фундамента и осадочного чехла Тунгусской синеклизы // Нефтегазопроисковая геофизика в условиях широкого развития траппового магматизма. – Новосибирск, 1982. С. 5–16.

68. *Гришин Ф. Н., Пятницкий В. К., Ремпель Г. Г.* Тектоническое районирование и рельеф фундамента Сибирской платформы по геологическим и геофизическим данным // Тектоника Сибири. Т. 3. – М.: Наука, 1970. – С. 47–54.

69. *Гудина В. И.* Морской плейстоцен Сибирских равнин. Фораминиферы Енисейского Севера. – М.: Наука, 1969. – 69 с.

70. *Гудина В. И.* Фораминиферы, стратиграфия и палеозоогеография морского плейстоцена Севера СССР. – Новосибирск: Наука, 1976. – 124 с.

71. *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.

72. *Гуревич А. Б.* Верхнепалеозойская угленосная формация Норильского района. – Л.: Наука, 1969. – 144 с.

73. *Гусев Б. В.* Стратификация эффузивных толщ северо-запада Сибирской платформы по палеомагнитным данным // Геология и полезные ископаемые северо-запада Сибирской

- платформы (правобережье р. Енисей) // Тр. НИИГА. – 1970. – Т. 162. – Вып. 2. – С. 116–124.
74. 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.
75. Гуськов С. А., Кузьмин Я. В., Левчук Л. К. и др. Первые радиоуглеродные даты по раковинам фораминифер из каргинских морских отложений на полуострове Таймыр (север Средней Сибири) и их интерпретация // ДАН. – 2008. – Т. 421. – № 6. С. 795–797.
76. Дараган-Суцов Ю. И. Выделение вулканических извержений по максимальному количеству покровов в разрезе плато базальтовых толщ // ДАН СССР, – 1989, – т. 307, – № 5. – С. 1177–1180.
77. Дараган-Суцов Ю. И. Региональные вариации химического состава базальтовых пород Тунгусской синеклизы // Геология и геофизика, – 1980, – № 3. – С. 30–36.
78. 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 – М.: Наука, 1970. – С. 180–188.
79. Дивина Т. В., 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.
80. Дивина Т. В., Старосельцев В. С., Лопушинская Т. В., Ядренкина А. Г. Ордовик и силур Ледянской площади по данным бурения // Геология и геофизика, – 1992, – т. 33, – № 3. – С. 19–27.
81. Добрускина И. А., Могучева Н. К. О возрасте вулканогенных отложений Тунгусской синеклизы // Геология и геофизика. – 1987. – № 1. – С. 29–37.
82. Додин Д. А. Металлогения Таймыро-Норильского региона. – СПб.: Наука, 2002. – 824 с.
83. Додин Д. А., Батуев Б. Н. Геология и петрология Талнахских дифференцированных интрузий и метаморфического ореола // Петрология и рудоносность Талнахских и Норильских дифференцированных интрузий. – Л.: Недра, 1971. – С. 31–100.
84. Додин Д. А., Голубков В. С., Архипова А. И., Атласов А. И. Расчленение трапповой формации северо-западной окраины Сибирской платформы при среднемасштабном геологическом картировании // Информ. сборн. Инст. геол. Арктики. – 1962. – Вып. 30. – С. 8–21.
85. Додин Д. А., Голубков В. С. О дифференцированном покрове базальтов на северо-западе Сибирской платформы (Норильский район) // ДАН СССР, – 1971, – т. 108, – № 2. – С. 403–406.
86. Додин Д. А., Сухов Л. Г. Опыт составления унифицированной стратиграфической схемы вулканогенных образований северо-западной части Сибирской платформы // Ученые записки НИИГА, палеонтология и биоистратиграфия. – 1964. – Вып. 3. – С. 27–50.
87. Драгунов В. И. Туруханский и Игарский районы // Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. Геосинклинальные области Сибири. – М.: Госгеолтехиздат, 1963. – С. 318–331.
88. Дюжиков О. А., Дистлер В. В., Архипова А. И., Наторхин И. А., Федоренко В. А. Структура и условия образования меденосных горизонтов туфолавоваго толща (Сибирская платформа) // Изв. АН СССР, сер. геол. – 1977. – № 5. – С. 105–120.
89. Дюжиков О. А. Туфолавоваго толща Норильского района // Проблемы геологии древних платформ. – Красноярск, 1973.
90. Дюжиков О. А., Дистлер В. В., Струнин Б. М. и др. Геология и рудоносность Норильского района. – М.: Наука, 1988. – 279 с.
91. Дюжиков О. А., Дистлер В. В., Федоренко В. А. Стратиформные проявления самородной меди в вулканогенных породах севера Сибирской платформы // Геология рудных месторождений. – 1976. – № 2. – С. 62–75.
92. Егоркин А. В., Зюганов С. К., Павленкова Н. А. и др. Результаты исследований структуры литосферы на профилях в Сибири // Геология и геофизика. – 1988, – № 5. – С. 120–128.

93. *Егоркин А. В., Зюганов С. К., Чернышев Н. М.* Верхняя мантия Сибири // 27-й МКГ. Геофизика. Секция С.08. Доклады. Т. 8. – М., 1984. – С. 27–42.
94. *Егоркин А. В., Павленкова Н. И., Романюк Т. В. и др.* Структура верхней мантии по профилю Байкал – Ямал («Рифт»), полученная с применением ядерных взрывов // Геология и геофизика. – 1996. – Т. 37. – № 9. – С. 66–76.
95. *Егоркин А. В., Чернышев Н. М., Данилов Е. Г. и др.* Региональное сечение через север Азиатского континента (профиль Воркута–Тикси) // Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР / Ред. С. М. Зверев, И. П. Косминская. – М.: Наука, 1980. – С. 61–67.
96. *Егоров А. С.* Строение литосферы севера Евразии вдоль сводного геотраверса г. Мурманск – п. Березово – р. Кочечум // Регион. геология и металлогения. – 1993. – № 1. – С. 25–41.
97. *Егоров В. Н.* Проблемы возраста пермско-триасовых вулканогенных образований Восточной Сибири // Недра Таймыра. – 2000. – Вып. 4. – С. 56–68.
98. *Ефимов В. С., Герт А. А., Мельников П. Н. и др.* О состоянии и перспективах ресурсной базы углеводородов, геологоразведочных работ и лицензировании недр Восточной Сибири и Республики Саха (Якутия) // Геология нефти и газа. – 2012. – № 5. – С. 58–74.
99. *Железняк М. Н., Мисайлов И. Е., Кринин В. А.* Геотемпературное поле и мощность криогенной толщи в зоне сочленения Енисей-Хатангского прогиба с Тунгусской синеклизой // Криосфера Земли. – 2013, – Т. 17, – № 4. – С. 22–29.
100. *Зайченко В. Ю., Чернышев Н. М.* Структуры растяжения Сибирской платформы // Геодинамические модели некоторых нефтегазоносных и рудных районов. – Л.: Недра, 1987. – С. 36–43.
101. *Золотухин В. В., Васильев Ю. Р., Дюжиков О. А.* Многообразие траппов и исходные магмы (на примере Сибирской платформы) // Труды Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. – 1989. – Вып. 739. – 245 с.
102. *Золотухин В. В., Виленский А. М., Дюжиков О. А.* Базальты Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука, 1986. – 255 с.
103. *Исаева Л. Л., Андреева С. М., Кулькова И. А., Лаухин С. А., Бардеева М. А., Козлов Г. В.* Котуйская свита среднего–верхнего эоцена Сибирской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1980. – № 6. – С. 129–132.
104. *Казаис В. И.* Новая тектоническая модель северо-западной части Сибирской платформы по данным геологического моделирования (технология СГТМ) // Геология нефти и газа, – 2006, – № 5. – С. 52–61.
105. *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, – № 5. – С. 4–57.
106. Карта рифейских осадочных бассейнов Сибирской платформы с оценкой перспектив нефтегазоносности. Масштаб 1:5 000 000. Ред. В. С. Сурков. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2001.
107. Карта экзогенных геологических процессов России. Масштаб 1:2 500 000 / Гл. ред. А. И. Шеко. – М.: ВСЕГИНГЕО, 2000.
108. *Карцева Г.Н., Ронкина З.З., Колокольцева Е.П.* Стратиграфия юрских и меловых отложений // Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского прогиба. – Л.: Недра, 1971. – С. 7–18.
109. *Комарова М. З.* Интрузивный магматизм северной части Норильского плато. Автореф. канд. дисс. – Норильск, 1974. – 22 с.
110. *Комарова М. З., Люлько Т. П.* О расчленении трапповых интрузий Норильского района // Петрология траппов Сибирской платформы. – Л.: Недра, 1967. – С. 43–54.
111. *Конторович А. Н., Беляев С. Ю., Конторович А. А.* Тектоническая карта венд-нижнепалеозойского структурного яруса Лено-Тунгусской провинции Сибирской платформы // Геология и геофизика, – 2009, – Т. 50, – № 8. – С. 851–852.
112. *Краснов В. И., Матухин Р. Г., Перегодов Л. Г. и др.* Региональные стратиграфические подразделения девонских отложений Сибирской платформы // Рассуждения о теории стратиграфии. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2014. – С. 140–164.

113. *Криволицкая Н. А.* Эволюция траппового магматизма и Pt-Cu-Ni рудообразование в Норильском районе. – М.: Товарищество научных изданий КМК, 2014. – 305 с.
114. *Криволицкая Н. А., Михайлов В. Н., Снисар С. Г., Гонгальский Б. И.* Внутреннее строение и состав Микчангдинского базит-ультрабазитового массива в Норильском рудном районе (Сибирская трапповая провинция) // Вестник КраУНЦ. Науки о Земле. – 2009. – Вып. 14. – № 2. – С. 29–48.
115. *Кринин В. А.* О генезисе нафтидов на севере Сибирской платформы // Горные ведомости, – 2011, – № 12. – С. 24–31.
116. *Круговых В. В.* Миоспоры триаса вулканогенных отложений Тунгусской синеклизы // Бореальный триас. – Новосибирск.: Тр. ИГиГ, 1987. – Вып. 689. – С. 48–57.
117. *Круговых В. В., Мозучева Н. К.* Палино- и флоростратиграфия опорного разреза мыса Цветкова на Восточном Таймыре // Геология и геофизика. – 2000. – Вып. 41. – № 4. – С. 535–560.
118. *Крюков В. Д., Федоренко В. А.* Четвертичные образования Норильского района // Стратиграфия Норильского горнопромышленного района (сборник статей). – Л., 1975. – С. 66–79.
119. *Кузьмин Е. Е., Посохов Е. В.* Гидрогеохимия северо-западной части Северо-Сибирского плоскогорья. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 141 с.
120. Ландшафтная карта СССР. Масштаб 1 : 4 000 000 / Науч. ред. А. Г. Исаченко. – М.: ГУКГ СССР, 1988.
121. *Лаухин С. А., Пушкарь В. С., Черепанова М. В.* Современное состояние реконструкций природной среды на севере Сибири в каргинское время (поздний плейстоцен) // Бюллетень московского общества испытателей природы. Отдел геологический, – 2012, – т. 87, – № 6. – С. 37–48.
122. *Лебедев В. М.* К вопросу о расчленении эффузивной толщи в Игарско-Норильском районе // Геология нефтеносных районов Сибири. – Новосибирск: Тр. СНИИГГиМС, 1964. – Вып. 32, ч. II. – С. 35–41.
123. Легенда Норильской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение) / Гл. ред. Н. С. Малич. Пояснительная записка. – СПб., 2001, 2004, 2014.
124. *Леднева В. П., Порошин Е. Е.* Петрохимическое районирование базальтов Тунгусской синеклизы // Геология и геофизика, – 1981, – № 11. – С. 141–145.
125. *Линд Э. Н.* Решение проблемы границы палеозойской и мезозойской систем на основе магнитостратиграфии туфоловых образований Маймеча-Котуйского и Норильского района // Геология и полезные ископаемые Красноярского края. – Красноярск: КНИИГиМС, 1998. – С. 145–151.
126. *Линд Э. Н., Щекотуров В. В.* Палеомагнитное датирование траппового вулканизма северо-запада Сибирской платформы // 4-й Всесоюз. конгр. по геомагнетизму. Ч. II. – Владимир–Суздаль: Изд-во СНИО СССР, 1991. – С. 79–80.
127. *Липков Л. З.* Тектоническое строение и перспективы нефтеносности бассейна северо-восточной части озера Дюпкун // Ученые записки НИИГА. Региональная геология. – 1969. – Вып. 15. – С. 61–67.
128. *Лихачев А. П.* Платино-медно-никелевые и платиновые месторождения. – М.: Эслан, 2006. – 496 с.
129. *Лосева Э. И.* Атлас пресноводных плейстоценовых диатомей европейского Северо-Востока СССР. – СПб.: Наука, 2000. – 211 с.
130. *Лурье М. Л., Масайтис В. Л., Полунина Л. А.* Интрузивные траппы западной окраины Сибирской платформы // Петрография Восточной Сибири. Т. I. – М., Изд-во АН СССР, 1962. – С. 5–70.
131. *Лутиков О. А., Соболев Е. С., Соболев Н. Н.* Стратиграфия пограничных верхнетриасовых и нижнеюрских отложений Нордвикского района (север Средней Сибири) // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Третье Всероссийское совещание: научные материалы. – Саратов: Издательский центр «Наука», 2009. – С. 122–125.

132. Ляхницкая И. В., Туганова Е. В. Региональные и локальные закономерности размещения медно-никелевых сульфидных месторождений // Тр. ВСЕГЕИ. – 1977. – Вып. 15. – Л.: ВСЕГЕИ. – 78 с.
133. Малич К. Н., Баданина И. Ю., Белоусова Е. А., Туганова Е. В. U-Pb результаты датирования циркона и бадделейта ультрамафит-мафитового интрузива Норильск-1 (Россия) // Геология и геофизика. – 2012. – Т. 53. – № 2. – С. 163–172.
134. Малич Н. С., Гринсон А. С., Туганова Е. В. Рифтогенез Сибирской платформы // Докл. сов. геологов на XXVIII сесс. МГК (Вашингтон, 1989): Тектонические процессы. – М.: Наука, 1989. – С. 184–193.
135. Малич Н. С. Тектоническое развитие чехла Сибирской платформы. – М.: Недра, 1975. – 216 с.
136. Малич Н. С., Белякова Е. В., Туганова Е. В. Дюпкунская зона эндогенной активности в центральной части плато Путорана (Сибирская платформа) // Петрология литосферы и рудоносность. – Л., 1981. – С. 210–211.
137. Малич Н. С., Старицкий Ю. Г., Туганова Е. В. Закономерности распределения никеленосных интрузий траппов Сибирской платформы. – М.: ВИЭМС, 1965. – 23 с.
138. Малич Н. С., Туганова Е. В. Современные представления о геотектоническом развитии и минерализации чехла Сибирской платформы. (Обзор). – М.: ВИЭМС, 1974. – 49 с.
139. Мальцев Ю. М., Семенов Г. Г., Мкртычян А. К. и др. Геодинамическая модель северо-запада Сибирской платформы и ее значение для поисков полезных ископаемых // Общее и региональное картирование: Тр. ВИЭМС. – 1983. – Вып. 11. – С. 22–27.
140. Масайтис В. Л. Магматические трапповые субпровинции на Сибирской платформе // Труды ВСЕГЕИ, – 1964, – т. 97. – С. 157–158.
141. Масайтис В. Л. Пермский и триасовый вулканизм Сибири: проблемы динамических реконструкций // Записки ВМО, – 1983, – ч. 112, – вып. 4. – С. 412–425.
142. Маслов Г. Д. Тектоника Игарско-Норильского региона и рудоносных структур // Тектоника Сибири. – 1962. – № 2. – Новосибирск: Наука. – С. 336–350.
143. Матухин Р. Г. Девон и нижний карбон Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука, 1991. – 164 с.
144. Матухин Р. Г., Меннер В. В. Девон и нижний карбон северо-запада Сибирской платформы // Тр. Сиб. науч.-исслед. Ин-та геологии, геофизики и минерального сырья. – 1974. – Вып. 175. – 128 с.
145. Матухин Р. Г., Меннер В. В., Соколов П. Н., Решетняк Д. Р. Стратиграфическая основа девонской системы Сибирской платформы. – Новосибирск: СНИИГиМС, 1995. – 82 с.
146. Мегакомплексы и глубинная структура земной коры нефтегазоносных провинций Сибирской платформы / Ред. В. С. Сурков. – М.: Недра, 1987. – 204 с.
147. Межвилк А. А. История формирования Тунгусской синеклизы в пермскую и триасовую эпохи // Геология и полезные ископаемые западной части Сибирской платформы. – Красноярск, 1970. – С. 95–111.
148. Межвилк А. А. Маркирующие горизонты среди эффузивных траппов Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 1962. – № 4. – С. 68–75.
149. Межвилк А. А. Роль горизонтальных движений в формировании тектонических структур и месторождений Норильского района // Геотектоника. – 1984. – № 1. – С. 99–116.
150. Мельников Н.В., Лопушинская Т. В., Дивина Т. А., Кригин В. А., Дорошенко Л. Д. Литостратиграфия силура северо-запада Сибирской платформы // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2014. – № 4 (20). – С. 3–17.
151. Меннер В. Вл. Новые данные о стратиграфии девонских отложений северо-запада Сибирской платформы // Геология и разведка. – 1958. – № 5. – С. 13.
152. Меннер В. Вл. Схема стратиграфии девонских отложений северо-западной части Сибирской платформы // ДАН СССР, – 1961, – т. 141, – № 6. – С. 1442–1444.
153. Мерзлотно-гидрогеологические условия Восточной Сибири / В. В. Шепелев, О. Н. Толстихин, В. М. Пигузова и др. – Новосибирск: Наука, 1984. – 191 с.
154. Месежников М. С. Кимериджский и волжский ярусы севера СССР. – Л.: Недра, 1984. – 205 с.

155. Металлогеническая карта северо-запада Сибирской платформы масштаба 1 : 500 000. Объяснительная записка / Ред. Н. С. Малич. – Л.: ВСЕГЕИ, 1987. – 149 с.
156. Минерально-сырьевая база Таймырского национального округа / О. Н. Симонов, А. П. Афанасенков, А. Г. Самойлов, И. И. Сидоров // Недра Таймыра. Вып. 1. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1995. – С. 5–35.
157. *Митрошин М. И.* Конусовидные палеовулканы западного борта Тунгусской синеклизы (бассейны рек Северной, Курейки, Горбиачин). Автореф. канд. дисс. – Л., 1974. – 24 с.
158. *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.
159. *Могучева Н. К.* Палеоботанические обоснования корреляции нижнетриасовых отложений северо-западной части Тунгусской синеклизы. Автореф. канд. дисс. – Новосибирск, 1970. – 30 с.
160. *Могучева Н. К.* Раннетриасовая флора Тунгусского бассейна // Тр. СНИИГГиМС. – 1973. – Вып. 154. – С. 1–160.
161. *Могучева Н. К., Лебедев В. М., Григорьева К. Я. и др.* К корреляции триасовых вулканогенных образований Тунгусской синеклизы // Палеонтология и стратиграфия триаса Средней Сибири. – М.: Наука, 1980. – С. 86–97.
162. *Муратов М. В.* Главнейшие типы впадин древних платформ и проблема их происхождения // Бюлл. МОИП, отд. геол. – 1972. – № 5. – С. 61–71.
163. *Мусатов Д. И.* Развитие Енисейско-Туруханского подвижного пояса и его металлогения как результат взаимодействия литосферных плит // Металлогения и новая глобальная тектоника. – Л.: ВСЕГЕИ, 1973. – С. 89–91.
164. *Нагайцева Н. Н., Ленькин Е. Н., Дюжиков О. А.* Пермско-триасовая туфолаговая толща северо-запада Сибирской платформы // Стратиграфия Норильского горнопромышленного района. Уч. зап. НИИГА. – 1975. – С. 55–65.
165. *Нагайцева Н. Н., Рогожин В. В., Иванова Т. К.* О составе и стратиграфическом положении трахибазальтов юрской толщи на северо-западе Сибирской платформы // Уч. зап. НИИГА. Региональная геология. – 1967. – Вып. 10. – С. 202–207.
166. *Надретт А. Д.* Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометаллических руд. – СПб.: Изд-во СПбГУ, 2003. – 487 с.
167. *Немененок Т. И.* Эксплозивный магматизм // Петрология и перспективы рудоносности траппов севера Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука, 1978. – С. 8–42.
168. *Никитенко Б. Л.* Стратиграфия, палеобиогеография и биофацции юры Сибири по микрофауне (фораминиферы и остракоды). – Новосибирск: Параллель, 2009. – 680 с.
169. Новейшая тектоника нефтегазоносных областей Сибири / Ред. Н. А. Флоренсов, И. П. Варламов // Тр. СНИИГГиМС. – 1981. – Вып. 285. – 235 с.
170. *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. – Л., 1957. – С. 96–101.
171. Ордовик северо-запада Сибирской платформы / Ю. Н. Тесаков, А. В. Каныгин, А. Г. Ядренкина и др. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2003. – 260 с.
172. *Оффман П. Е.* Тектоника и вулканические трубки центральной части Сибирской платформы // Тектоника СССР. – Т. 4. – М.: Изд-во АН СССР, 1959. – С. 5–344.
173. *Павленкова Г. А.* Строение верхней мантии по сверхдлинному профилю МЕТЕОРИТ (Сибирский кратон), отработанному с мирными ядерными взрывами // Геофизические исследования. – 2012. – Т. 13. – № 4. – С. 5–18.
174. *Павлов Л. Г.* Закономерности формирования вулканогенного комплекса района озер Кета и Дюпкун (северо-западная часть Сибирской платформы) // Уч. зап. НИИГА. Региональная геология. – 1969. – Вып. 15. – С. 97–101.
175. *Петров О. В., Прасолов Э. М., Сергеев С. А., Капитонов И. Н., Халенев В. О., Груздов К. А.* Изотопные корреляции в породах и рудах продуктивных интрузий Норильского района // Платина России: сб. научн. трудов. – 2011. – Т. VII. – С. 467–475.

176. *Петров О. В., Сергеев С. А., Прасолов Э. М., Халенев В. О., Лохов К. И.* Геохронологические и изотопно-геохимические характеристики мафитовых интрузивов Норильского района // Докл. РАН. – 2010. – Т. 434. – № 3. – С. 388–390.
177. Петрология и перспективы рудоносности траппов севера Сибирской платформы / Ред. В. В. Золотухин, А. М. Виленский. – Новосибирск: Наука, 1978. – 287 с.
178. Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов: Сб. науч. трудов / Гл. ред. В. П. Орлов. – М.: АО «Геоинформмарк», 1994. – 248 с.
179. Поисковые критерии сульфидных руд норильского типа / Ред. В. С. Соболев. – Новосибирск: Наука, 1978. – 167 с.
180. *Полькин Я. И.* Тунгусская синеклиза // Стратиграфия СССР. Триасовая система. – М.: Недра, 1973. – С. 240–254.
181. *Полькин Я. И.* К стратиграфии эффузивного комплекса трапповой формации северо-западной части Сибирской платформы // Тр. НИИГА. – 1959. – Т. 102. – Вып. 10. – С. 52–70.
182. *Полькин Я. И.* Некоторые особенности поверхностей лавовых покровов базальтов северо-западной части Сибирской платформы // Инф. бюлл. Ин-та геологии Арктики. – 1961. – Вып. 24. – С. 31–34.
183. *Полькин Я. И.* Стратиграфия вулканогенных образований северо-западной части Сибирской платформы // Тр. НИИГА. – 1965. – Т. 145. – С. 75–97.
184. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 29. – СПб.: ВСЕГЕИ, 1997. – С. 5–7.
185. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 38. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2008. – 132 с.
186. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 42. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2013. – 67 с.
187. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 43. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2014. – 48 с.
188. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 44. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2016. – 68 с.
189. *Проводников Л. Я.* Вещественный состав и тектоника фундамента Сибирской платформы и прилегающих складчатых систем по геофизическим данным // ДАН СССР, – 1966, – т. 166, – № 5. – С. 1184–1186.
190. *Проскурнин В. Ф.* Минерагенический анализ Таймыро-Североземельского региона и оценка его золотоносного потенциала // Автореф. докт. дис. – СПб., 2013. – 40 с.
191. *Проскурнин В. Ф., Симонов О. Н., Соболев Н. Н., Туганова Е. В., Уклеин В. Н.* Тектоническое районирование севера Центральной Сибири (Таймырский АО) // Природные ресурсы Таймыра. – 2003. – Вып. 1. – С. 178–209.
192. *Радько В. А.* О признаках крупного стратиформного месторождения меди на севере плато Путорана // Геология и полезные ископаемые Красноярского края. Вып. 8. – Красноярск, 2007. – С. 126–130.
193. *Радько В. А.* Фации интрузивного и эффузивного магматизма Норильского района. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. – 226 с.
194. *Радько В. А., Савушкин М. П.* Новый Неракачи-Уохирьский меденосный рудный район на северо-западе Сибирской платформы // Недра Таймыра. Вып. 5. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2002. – С. 68–76.
195. *Ремпель Г. Г., Паришуков Н. П., Вайвод Е. А.* Объемное моделирование туфогенно-осадочной толщи Норильского района по данным аэромагнитной съемки и прогноз медно-никелевого оруденения // Геология и геофизика. – 1990. – № 10. – С. 87–98.
196. Решения 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири. (Новосибирск, 1978). – Новосибирск, 1981. – 91 с.
197. Решения 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири. (Новосибирск, 2003 г.) – Новосибирск: СНИИГТиМС, 2004. – 114 с.

198. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири (Новосибирск, 1979 г.). Ч. I. Верхний протерозой и нижний палеозой. – Новосибирск, 1983. – 214 с.

199. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири (Новосибирск, 1979 г.). Ч. II. Средний и верхний палеозой. – Новосибирск, 1982. – 131 с.

200. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири (Новосибирск, 1979 г.). Часть III. Четвертичная система. Объяснительные записки к региональным стратиграфическим схемам четвертичных отложений Средней Сибири. – Л., 1983. – 83 с.

201. Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. Ч. 1. – Тюмень, 1969. – 143 с.

202. Рифовые, соленосные и черносланцевые формации России / Отв. ред. Г. А. Беленицкая, О. В. Петров, Н. Н. Соболев // Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 355. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2015. – 624 с.

203. *Рогов М. А.* Новый род *Khetoceras* (Craspeditidae, Ammonoidea) из волжского яруса севера Средней Сибири и параллельная эволюция поздневолжских бореальных аммонитов // Палеонтологический журнал. – 2014. – № 5. – С. 10–16.

204. *Рогов М. А., Барабошкин Е. Ю., Гужиков А. Ю. и др.* Граница юры и мела в Среднем Поволжье. Путь-руководитель экскурсии «Международная научная конференция по проблеме границы юрской и меловой систем. 7–13 сентября 2015 г., г. Самара (Россия)». – Самара: ФГОБУ СамГТУ, 2015. – 130 с.

205. *Романовская Г. М., Табачникова И. П., Дрягина Л. А.* К вопросу о границе перми и триаса в Средней Сибири (по данным палинологии) // Палинологический метод в стратиграфии // Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер. – 1973. – Т. 195. – С. 40–59.

206. *Рябов В. В.* Покров лимбургитов и пикритовых порфиритов мокулаевской свиты – новый геодинамический рубеж. Мат-лы научной конференции, посвященной 125-летию основания Томского государственного университета и 70-летию образования геолого-географического факультета 2–4 апреля 2003 г. // Вестник Томского государственного университета, апрель 2003. – №3 (III). – С. 182–185.

207. *Рябов В. В., Гриб Д. Е.* Многофазные дайки – пример рассеянного спрединга на севере Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 2005. – Т. 46. – № 5. – С. 471–485.

208. *Рябов В. В., Шевко А. Я., Гора М. П.* Магматические образования Норильского района. Т. 1. Петрология траппов. 408 с. Т. 2. Атлас магматических пород. 600 с. – Новосибирск: Nonparel, 2000.

209. *Садовников Г. Н., Орлова Э. Ф.* Возраст континентальных вулканогенных отложений севера Средней Сибири // Известия АН СССР, сер. геол. – 1990. – № 3. – С. 58–70.

210. *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.

211. *Сакс В. Н.* Четвертичный период в Советской Арктике. – Л., 1953. – 627 с.

212. *Сакс В. Н., Ронкина З. З., Басов В. А., Захаров В. А., Месежников М. С., Шульгина Н. И., Юдовный Е. Г.* Опорный разрез верхнеюрских отложений бассейна р. Хеты (Хатангская впадина). – Л.: Наука, 1969. – 207 с.

213. *Сакс В. Н., Ронкина З. З.* Юрские и меловые отложения Усть-Енисейской впадины // Тр. НИИГА. – 1957. – Т. 90. – 229 с.

214. *Сидорас С. Д.* Магнетизм вулканогенных образований Тунгусской синеклизы и его значение при геологических исследованиях: Автореф. канд. дис. – Новосибирск, 1984. – 17 с.

215. Силур северо-запада Сибирской платформы / Ю. И. Тесаков, О. Н. Симонов, Е. О. Ковалевская и др. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, фил. ГЕО, 2002. – 405 с.

216. Силур Сибирской платформы. Новые региональные и местные стратиграфические подразделения / Ю. И. Тесаков, Н. Н. Предтеченский, Л. С. Базарова и др. // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. Вып. 410. – Новосибирск: Наука, 1979. – 96 с.

217. Силур Сибирской платформы. Разрезы, фауна и флора северо-западной части Тунгусской синеклизы / Н. Н. Предтеченский, Ю. И. Тесаков, А. М. Обут и др. // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. Вып. 508. – М.: Наука, 1982. – 188 с.

218. Ситников С. П., Грибова Н. А. Геотектоническое районирование Сибирской платформы // Тр. ВНИГРИ. – 1954. – Вып. 13. – С. 9–69.

219. Соболев Е. С., Лутиков О. А., Басов В. А., Ядрёнкин А. В., Сапьяник В. В., Соболев Н. Н. Стратиграфия пограничных отложений верхнего триаса и нижней юры Восточного Таймыра (север Средней Сибири) // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Третье Всероссийское совещание: научные материалы. – Саратов: Издательский центр «Наука», 2009. – С. 223–225.

220. Стижарский Т. Н. Сибирская платформа, ее возникновение и история развития // Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. – М.: Недра, 1964. – С. 122–134.

221. Старосельцев В. С. Тектоника базальтовых плато и нефтегазоносность подстилающих отложений. – М.: Недра, 1989. – 259 с.

222. Старосельцев В. С., Дивина Т. А. Актуальные вопросы тектоники нефтегазоперспективных районов севера Тунгусской синеклизы // Теоретические и региональные проблемы геологии нефти и газа. – Новосибирск: Наука, 1991. – С. 189–199.

223. Старосельцев В. С., Дивина Т. А. Нефтегазоносность ордовикско-девонских отложений севера Курейской синеклизы // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52. – № 8. – С. 1165–1171.

224. Старосельцев В. С., Дивина Т. А. Механизм девонского соленакопления на северо-западе Сибирской платформы // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2012. – № 2 (10). – С. 88–95.

225. Стратиграфический словарь СССР. Карбон, пермь. – Л.: Недра, 1977. – 535 с.

226. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Ордовик Сибирской платформы / А. В. Каныгин, А. Г. Ядренкина, А. В. Тимохин и др. – Новосибирск: Гео, 2007. – 269 с.

227. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Триасовая система / А. М. Казаков, А. Г. Константинов и др. – Новосибирск: Гео, 2002. – 322 с.

228. Стратиграфия палеозоя Средней Сибири. – Новосибирск: Наука, 1967. – 253 с.

229. Стратиграфо-палеонтологическая основа детальной корреляции нефтегазоносных отложений Западно-Сибирской низменности // Тр. ЗапСибНИГНИ. Вып. 48. – Тюмень, 1972.

230. Струнин Б. М., Дюжиков О. А., Бармина О. А., Комаров В. В. Геологическая карта Норильского рудного района масштаба 1 : 200 000. Объяснительная записка. – М.: Геоинформарк, 1994.

231. Сурков В. С., Смирнов Л. В., Жеро О. Г. Эволюция триасовой рифтовой системы Западной Сибири // Докл. сов. геологов на XXVIII сесс. МГК (Вашингтон, 1989): Тектонические процессы. – М.: Наука, 1989. – С. 164–172.

232. Сухов Л. Г., Голубков В. С. Принципы расчленения и корреляции древних вулканогенных образований (на примере северо-западной части Сибирской платформы) // ДАН СССР, 1965, т. 162, – № 6. – С. 1378–1381.

233. 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.

234. Сухорукова С. С. Опорный разрез морских отложений и колебания климата казанцевского (эмского) межледниковья (север Сибири) // Геология и геофизика. – 1998. – Т. 39. – № 1. – С. 74–84.

235. Гальвиский Д. Б. Тектоника Енисей-Хатангской нефтегазоносной области и сопредельных территорий по геофизическим данным. – М.: Недра, 1976. – 168 с.

236. Тараховский А. Н. Вулканогенные обломочные породы в туфолаковой толще западного борта Тунгусской синеклизы // Уч. зап. НИИГА, Региональная геология. – 1969. – Вып. 16. – С. 87–90.

237. Тектоническая карта Сибирской платформы масштаба 1 : 1 500 000 / Гл. ред. Н. С. Малич. – Л.: ВСЕГЕИ, 1980.

238. Тектоническая карта фундамента территории СССР масштаба 1 : 5 000 000 / Ред. Д. В. Наливкин. – Л.: Аэрогеология, 1974.
239. *Тесаков Ю. И.* Силур Сибирской платформы (стратиграфический, палеонтологический, фациальный и экосистемный аспекты изучения) // Органический мир и биостратиграфия позднего докембрия и палеозоя Сибири и смежных регионов. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1981. – С. 52–61.
240. *Тесаков Ю. И., Бергер А. Я., Ковалевская Е. О., Хромых В. Г.* Силурийско-нижнедевонский комплекс отложений Норильского перикратона // Природные ресурсы Таймыра. – 2004. – Вып. 2. – С. 209–227.
241. *Толмачев И. П.* Объяснительная записка к географической и геологической карте 100-верстного масштаба района Хатангской экспедиции 1905 г. // Известия Русского географического общества. – 1912. – Т. 48. – Вып. 6. Ч. 2. – 40 с.
242. *Томановская Ю. И.* Пикритовые базальты среднего течения реки Аян (северо-западная окраина Сибирской платформы) // Информ. бюл. Ин-та геологии Арктики. – 1961. – Вып. 24. – С. 12–16.
243. *Троцкий С. Л.* Морской плейстоцен сибирских равнин. Стратиграфия. – Новосибирск: Наука, 1979. – 293 с.
244. *Туганова Е. В.* Интрузивный магматизм северо-запада Сибирской платформы // Тр. ВСЕГЕИ. – 1977. – Т. 156. – С. 131–143.
245. *Туганова Е. В.* Формационные типы, генезис и закономерности размещения сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений. – СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. – 102 с.
246. 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.
247. *Урванцев Н. Н.* О принципах стратиграфического расчленения эффузивного комплекса северо-запада Сибирской платформы // Тр. НИИГА. – 1961. – Вып. 19. – С. 46–60.
248. *Федоренко В. А.* Петрохимические серии эффузивных пород Норильского района // Геология и геофизика. – 1981. – № 6. – С. 78–88.
249. *Федоренко В. А., Дюжигов О. А.* Периодизация позднепалеозойско-раннемезозойского вулканизма Норильского района Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 1980. – № 12. – С. 133–137.
250. *Федоренко В. А., Стифеева Г. Т., Макеева Л. В. и др.* Базитовые и щелочно-базитовые интрузии норильского района в связи с их комагматичностью эффузивным образованиям // Геология и геофизика. – 1984. – № 6. – С. 56–65.
251. *Хахлов В. А.* Стратиграфия Норильского угленосного района // Сов. геология. – 1960. – № 1. – С. 51–56.
252. *Хоша В., Прунер П., Захаров В. А., Костак М., Шадима М., Рогов М. А., Шлехта С., Мазух М.* Бореально-тетическая корреляция пограничного юрско-мелового интервала по магнито- и биостратиграфическим данным // Стратиграфия и Геологическая корреляция. – 2007. – Т. 15. – № 3. – С. 63–76.
253. *Шишкин Б. Б.* К вопросу о стратиграфическом расчленении верхнедокембрийских образований на территории Западного Прианабарья // Стратиграфия верхнего докембрия и нижнего кембрия востока Сибирской платформы. – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1978. – С. 66–75.
254. *Шнейдер Г. В.* Верхнеопплейстоценовые и голоценовые отложения бассейна р. Верхняя Таймыра (Центральный Таймыр) // Недра Таймыра. Вып. 5. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2002. – С. 187–200.
255. *Шнейдерхен Г.* Рудные месторождения. – М., 1958. – 498 с.
256. *Шурыгин Б. Н., Никитенко Б. Л., Девятов В. П. и др.* Стратиграфия нефтегазонасыщенных бассейнов Сибири. Юрская система. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2000. – 480 с.

257. *Alexanderson H., Hjort C., Moller P., Antonov O., Pavlov M.* The North Taymyr ice-marginal zone, Arctic Siberia - a preliminary overview and dating // *Glob. Planet. Change.* – 2001. – V. 31. – P. 427–445.

258. *Burgess S. D., Bowring S. A.* High-precision geochronology confirms voluminous magmatism before, during, and after Earth's most severe extinction. *Sci. Adv.* 2015, No. 1: e1500470.

259. *Campbell I.H., Czamanske G.K., Fedorenko V.A., Hill R.I., Stepanov V.* Synchronism of the Siberian Trapps and the Permian-Triassic boundary // *Science.* – 1992. – V. 258. – P. 1760–1763.

260. *Dalrymple B. G., Czamanske G. K., Fedorenko V. A. et al.* A reconnaissance $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological study of ore-bearing and related rocks, Siberian Russia // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* – 1995. – V. 59. – P. 2021–2083.

261. *Fedorenko V. A., Lightfoot P. C., Naldrett A. J. et al.* Petrogenesis of the flood-basalt sequence at Noril'sk, North Central Siberia // *International Geology Review.* – 1996. – V. 38. – P. 99–135.

262. *Gurevitch E. L., Heunemann C., Radko V., Westphal M., Bachtadse V., Pozzi J. P., Feinberg H.* Palae-omagnetism and magnetostratigraphy of the Permian–Triassic northwest central Siberian Trap Basalts // *Tecto-nophysics.* – 2004. – V. 379. – P. 211–226.

263. *Haag M., Heller H.* Late Permian to Early Triassic magnetostratigraphy // *Earth and Planetary Science Letters.* – 1991. – V. 107. – P. 42–54.

264. *Hahne J., Melles M.* Climate and vegetation history of the Taimyr Peninsula since Middle Weichselian time – palinological evidence from lake sediments // *Kand-Ocean Systems in the Siberian Arctic. Dynamics and Yistory.* Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, 1999.

265. *Heunemann C., Krasa D., Soffel H. C., Gurevitch E. L., Bachtadse V., 2004.* Directions and intensities of the Earth's magnetic field during a reversal: results from the Permo-Triassic Siberian trap basalts, Russia // *Earth and Planet Sci. Let.* – V. 218. – P. 197–213.

266. *Kamo S. L., Czamanske G. K., Krogh T. E.* A minimum U-Pb age for Siberian flood-basalt volcanism // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 1996. – V. 60. – P. 3505–3511.

267. *Lightfoot P. C., Naldrett A. J., Gorbachev N. S. et al.* Chemostratigraphy of Siberian Trap lavas. Noril'sk district. Russia: Implications and source of flood basalt magmas and their associated Ni-Cu mineralization // *Eds PC. Lightfoot and A.J. Naldrett // In: Proceedings of the Sudbury-Noril'sk symposium. Ontario Geological Survey Special Publication .* – 1994. – No. 5. – P. 283 – 312.

268. *Moller P., Alexanderson H., Funder S., Hjort C.* The Taimyr Peninsula and the Severnaya Zemlya archipelago, Arctic Russia: a synthesis of glacial history and palaeoenvironmental change during the Last Glacial cycle (MIS 5e – 2) // *Quaternary Science Reviews.* – 2015. 107 – P. 149–181.

269. *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. – P. 72–92.

270. *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 Planet. Sci. Lett.* – 2009. – V. 277. – P. 9–20.

271. *Renne P. R., Basu A. R.* Rapid eruption of the Siberian Traps flood basalts at the Permo-Triassic boundary // *Science.* – 1991. – V. 253. – P. 176–179.

Фондовая

272. *Анучкина Н. П., Стулов А. Т.* Отчет о космофотогеологическом картировании масштаба 1 : 1 000 000 на листах R-45-А,Б (часть), В,Г, R-46-А,Б (часть), В,Г, R-47-А,Б (часть) В,Г, Q-45-А,Б,В,Г, Q-46-А,Б,В,Г, Q-47-А,Б,В,Г партии № 19 за 1978–1982 годы Космоаэрогеологическая экспедиция № 3 ПГО «Аэрогеология». М., 1983. Красноярский филиал ФГУ «ТФИИ», инв. 22438.

273. *Белякова Е. Е., Зуев А. В., Мишина Т. А. и др.* Применение гидрохимического метода прогноза и поисков рудоносных площадей при геологических съемках крупного масштаба. Л., 1985. Фонды ВСЕГЕИ.

274. *Бушканец Ю. С., Беляков Г. Д., Невская А. В., Судаков Л. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые района низовьев рек Намакан и Букатый. 1969. Фонды ВНИИОкеангеология.

275. *Бушканец Ю. С., Беляков Г. Д. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые района верховьев рек Бол. Авама и Неракачи. 1967. Фонды ВНИИОкеангеология.

276. *Бушканец Ю. С., Беляков Г. Д., Невская А. В., Горбунов Б. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые района верховьев рек Кыстыктах и Ондодами (отчет о результатах геологической съемки масштаба 1:200 000). 1965. Фонды ВНИИОкеангеология.

277. *Бушканец Ю. С., Беляков Г. Д., Невская А. В., Судаков Л. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые района верховьев р. Мал. Авама. 1971. Фонды ВНИИОкеангеология.

278. *Бушканец Ю. С., Беляков Г. Д., Невская А. В. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые нижнего течения рек Бол. и Мал. Авама. 1966. Фонды ВНИИОкеангеология.

279. *Вахрушев В. Д., Поспелов А. В.* Формирование опорных разрезов Норильского района по керну скважин, создание эталонных коллекций и организация их длительного хранения. Информационный отчет о результатах незавершенных работ за 1997–2002 гг. ПО НГ, 2002. ФГУ ТФИ, Норильский филиал. Инв. № 1073.

280. *Верецагина М. М., Федина П. В.* Отчет о результатах региональных сейсморазведочных работ ТЗ МПВ на Хантайской площади (Хантайская сейсмическая партия № 25/85–87). ОФ ПГО «Енисейгеофизика», Игарка, 1987.

281. *Вилинский С. А., Кузнецов Е. В., Петлина Е. И. и др.* Поиски сульфидных медно-никелевых руд на Кыстыктахской площади. Отчет комплексной поисково-съемочной партии за 1991–1996 гг. Листы R-46-51-А,Б, R-46-52-А,Б. НКГРЭ РАО «Норильский Никель», Норильск, 1996.

282. ГИС-атлас карт гидрогеологического содержания территории Российской Федерации масштаба 1:2 500 000. М., ВСЕГИНГЕО, 2008.

283. *Голубков В. С., Аветисов Г. П., Кербиц В. К.* Отчет о результатах глубинных сейсмических и сейсмологических исследований рудоконтролирующих структур Норильского промышленного района за 1979–1981 гг. ЦАГРЭ, 1981. Красноярский филиал ФГУ «ТФГИ по СФО». № 21903.

284. *Грамберг И. С., Преображенская Э. Н. и др.* Верхнепалеозойские и триасовые отложения Енисейско-Хатангского прогиба. Отчет по теме Б.1.4./101 (13) 34/442, Фонды НИИГА, 1971.

285. *Гришин М. П., Ларичев А. И., Сурков В. С.* Изучить рифейские отложения Сибирской платформы, выполнить количественную оценку перспектив нефтегазоносности и определить направления геологоразведочных работ на нефть и газ. СНИИГиМС, Новосибирск, 1991. Красноярский филиал ФГУ «ТФГИ по СФО», № 31346.

286. *Гуревич А. Б., Вербича Н. Г., Волкова Г. М. и др.* Обосновать детальное литолого-стратиграфическое расчленение верхнепалеозойских угленосных отложений для ГГС-50 с ГГК-200 территорий общих поисков на медно-никелевые руды и дать оценку прогнозных ресурсов углей Норильского промышленного района. Окончательный отчет за 1989–1992 гг. ОФ ВСЕГЕИ, СПб., 1992.

287. *Гусев Б. В., Голубков В. С.* Глубинное строение северной части Сибирской платформы и обрамляющих ее мезо-кайнозойских прогибов (по геофизическим данным). Л.: НИИГА, 1972. Красноярский филиал ФГУ «ТФГИ по СФО». Инв. № 18176.

288. *Дараган-Суцов Ю. И.* История формирования вулканогенной толщи Тунгусской синеклизы. Канд. дисс. – Л.: ВСЕГЕИ, 1984. – 232 с.

289. *Дашкевич Н. Н.* Основные черты глубинного геологического строения западной части Сибирской платформы и приенисейской полосы Западно-Сибирской плиты. Канд. дисс. – Красноярск, 1971.

290. *Дейнега П. Д., Черевков Е. А. и др.* Геологическое строение Северо-Западной части района оз. Лама (Отчет Северо-Ламской поисковой партии за 1959 г.). НКГРЭ, Норильск, 1960. Фонды ООО «Норильскгеология».

291. *Душаткин А. Б., Кондауров В. С., Пронин В. Д. и др.* Отчет о поисках богатых медно-никелевых руд в зоне Норильско-Хараелахского разлома в междуречье Дьянги–Ондодоми в 1985–1989 гг. Норильск, 1989. Фонды ООО «Норильскгеология».

292. *Дюжигов О. А., Винницкий Л. А., Дистлер В. В. и др.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ в районе Арылахского месторождения самородной меди за 1973–1974 гг. Норильск, 1974. Фонды ООО «Норильскгеология».

293. *Дюжигов О. А., Федоренко В. А., Демидович В. И. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна рек Самоедская речка–Кыстыктах. Отчет о геологической съемке масштаба 1 : 50 000 Арылахской площади за 1972–1976 гг. НКГРЭ КГУ, 1976. Фонды ВСЕГЕИ, инв. № 13399.

294. *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 и 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. НПО «Нефтегеофизика». М., 1988. Красноярский филиал ФГУ «ТФГИ по СФО», № 25081.

295. *Елашов А. В. и др.* Отчет «Структурно-колонковое бурение на Ондодоминском лицензионном участке» за 2013–2014 гг. Полярная ГРЭ. Хатанга, 2014.

296. *Елисеев В. В., Демидович В. И., Ширкунов А. Ф.* Отчет об общих поисках медно-никелевых руд на площади юго-восточного борта Хараелахской мульды (междуречье Аякли–Микчангда) за 1979–1982 гг. Норильск, 1982. Фонды ООО «Норильскгеология».

297. *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, 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, работы 1971–1976 гг. ОФ НПО «Аэрогеология», М., 1976.

298. *Емельянов Н. И., Анучкина Н. П., Боручанкина А. А. и др.* Отчет о поисковых работах на основе применения аэрометодов с целью выявления перспективных площадей на медь на севере Тунгусской синеклизы (в пределах листов R-46-XXVIII–XXX, XXXV, XXXVI; Q-III, IV) за 1976–1978 гг. НПО «Аэрогеология», М., 1978.

299. *Исаев А. В., Ефимов А. С.* 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. ФГУП СНИИГГИМС. Новосибирск, 2009, РФФ, № 496160.

300. *Казаис В. И., Кушир Д. Г.* Информационный отчет о результатах незавершенных работ по объекту: «Геолого-геофизические работы МОГТ-2Д с целью подготовки новых зон нефтегазоаккумуляции в восточной части Енисей-Хатангского прогиба и в Хатангской седловине». Дудинка, 2008.

301. *Кокорин Н. И. и др.* Анализ, переинтерпретация, систематизация и обобщение геолого-геофизических материалов по территории ТАО и прилегающих районов с целью выделения поисковых площадей, перспективных на богатые медно-никелевые руды. Отчет о результатах тематических работ за 2006–2009 гг. Норильск, 2009. ФГУ ТФИ, отдел в г. Норильске.

302. *Криночкин Л. А., Демидов В. И., Коршунов Л. Г.* Создание геохимической основы масштаба 1 : 1 000 000 по листу R-46 – Пайтурма. Т. 4. Отчет ИМГРЭ по результатам работ по объекту «Составление геохимических основ Госгеолкарты-1000/3 листов М-6,37; Р-39; R-46,47; S-46,47; Q-1,2». М., 2013.

303. *Круговых В. В.* Палинологическое обоснование пермо-триасовых вулканогенных образований западной части Сибирской платформы с составлением атласа миоспор. Отчет за 1992–1994 гг. ФГУП «Красноярскгеолсъемка». Красноярск, 1994.

304. *Крюков В. Д., Рогожин В. В., Гольберт А. В.* Стратиграфия и основные принципы расчленения позднекайнозойских отложений северо-запада Сибирской платформы. НИИГА, Л., 1968. Фонды НКГРЭ-ООО Норильскгеология.

305. *Кузнецов Л. Л.* Научное обобщение геолого-геофизических материалов с целью структурно-фациального и нефтегазогеологического районирования перспективных земель территории Таймырского АО. КНИИГиМС, Красноярск, 2001.

306. *Кузнецов Л. Л.* Ревизия состояния резервного фонда локальных объектов на нефть и газ территории Таймырского АО с целью прогнозирования эффективного недропользования (Отчет по Госконтракту № 99/13-Н, 2000/13-Н, 2001/21). КНИИГиМС, Красноярск, 2002.

307. *Кукушкин Д. А. и др.* Отчет о космофотогеологическом картировании масштаба 1 : 1 000 000 в пределах листов: S-44-Г, S-45-В, S-46-В,Г, S-47-Б,В,Г, S-48-А,Б,В,Г, S-49-А, Б,В,Г, R-44-Б, R-45-А,Б, R-46-А,Б, R-47-А,Б, R-48-А. 1980 г. Экспедиция № 3 объединения «Аэрогеология». М., 1981. Красноярский филиал ФГУ «ТФИ», инв. 21651.

308. *Кулаева Л. В., Полтораки Л. В.* Отчет о выводе Среднеясинской площади из глубокого бурения. Дудинка, 1980.

309. *Куренной В. В. (отв. исп.), Пугач С. Л.* Отчет о результатах работ по объекту «Гидрогеологическое районирование территории Российской Федерации и подготовка схем гидрогеологической стратификации по гидрогеологическим структурам I и II порядка». ОАО «Центргеология». М. 2004. ФГУНПП «Росгеолфонд».

310. *Ларичев А. И., Чеканов В. И. и др.* Изучение стратиграфии и перспектив нефтегазоносности среднего и верхнего палеозоя Тунгусской синеклизы на Самодском ЛУ. ФГУП «ВСЕГЕИ». СПб., 2013.

311. *Ларичев А. И., Чеканов В. И. и др.* Создание современных моделей геологического строения продуктивных и перспективных комплексов Таймырского АО с целью определения приоритетных направлений ГРП на нефть и газ. ФГУП «ВСЕГЕИ». СПб., 2007.

312. *Ленькин Е. Н., Куриков В. А., Крюков В. Д., Гутарович В. Г.* Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Икон–Чопко (отчет о геологической съемке масштаба 1 : 200 000). 1963. Фонды ВНИИОкеангеология.

313. *Ленькин Е. Н., Полянский Е. А., Куриков В. А., Горбунов Б. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Икон–Кыстыктах (отчет о геологической съемке масштаба 1 : 200 000). 1964. Фонды ВНИИОкеангеология.

314. *Лопатин Г. Г., Гончаров М. М., Межубовская В. И.* Отчет по поисково-съёмочным работам масштаба 1 : 50 000 в пределах Хининдинской площади Западного Прианарья (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 гг. Полярная ГРЭ, Хаганга, 1981.

315. *Люлько В. А. и др.* Опорная легенда Геологической карты масштаба 1 : 50 000. Северная Норильская. ЗКГРЭ НГМК, 1993. ФГУ ТФИ, Норильский филиал. Инв. № 189.

316. *Люлько В. А., Амосов Ю. Н. и др.* Металлогеническая карта (на медь и никель) северо-западной части Сибирской платформы масштаба 1 : 200 000. НКГРЭ, Норильск, 1975. Фонды ООО «Норильскгеология».

317. *Маймина Л. Г., Драгунов В. И., Туганова Е. В. и др.* Составить палеотектонические реконструкции для основных рудоконтролирующих этажей Игарско-Норильского региона в масштабе 1 : 200 000 с целью выявления новых критериев прогноза сульфидных медно-никелевых и стратиформных руд меди. Отчет за 1989–1991 гг. ОФ ВСЕГЕИ, Л., 1991.

318. *Макеев М. М., Мокроусов Ю. Н., Чернов Ф. М.* Отчет о результатах поисковых работ на Глубокоозерской площади за 1974–1977 г. НКГРЭ, 1977. ФГУ ТФИ, Норильский филиал. Инв. № 225.

319. *Марковский В. А. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые северной части Харелахских гор и южной окраины Таймырской низменности (юго-восточная часть листа R-45-XVII, XVIII). Отчет о ГС масштаба 1 : 200 000 за 1961 г. Л., 1962.

320. *Мильштейн Е. Д., Кашибин С. Н.* Отчёт «Карты рельефа подошвы земной коры России, масштаб 1 : 5 000 000» и др. СПб., ВСЕГЕИ, 2010.

321. *Михайлов В. Н. и др.* Групповая геологическая съёмка масштаба 1 : 50 000 с общими поисками на Микчандинской пл. за 1999–2003 гг. ПО НГ, 2003. ФГУ ТФИ, Норильский филиал. Инв. № 1201.
322. *Мозучева Н. К.* Палеоботаническое обоснование корреляции триасовых отложений Тунгусского бассейна. Красноярскгеология, 1976.
323. *Нагайцева Н. Н., Ленькин Е. Н., Дюжигов О. А.* Стратиграфия пермских и триасовых вулканогенных образований Норильско-Хараелахского района. ОФ ВНИИОкеангеология. Л., 1973.
324. *Нагайцева Н. Н., Павлов Л. Г. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые района оз. Хантайское, Хаканча и Верхнекулумбинское. Отчет о геологической съёмке масштаба 1 : 200 000, проведенной отрядом № 3 Норильской партии летом 1964 г. НИИГА. 1965.
325. *Нешумаев В. А., Агеев В. Л., Корневский А. Г.* Дежурная структурно-тектоническая карта нефтегазоперспективных земель Красноярского края масштаба 1 : 1 000 000. Енисейнефтегазгеология. Красноярск, 1993.
326. *Никитенко Б. Л., Лебедева Н. К. и др.* Стратиграфическое расчленение мезокайнозойских отложений на Северо-Вологодчанской, Северо-Хараелахской и Микчандинской площадях Норильского района. ИГНГ СО РАН, Новосибирск. 2003. – 230 с.
327. *Николаев В. Д. и др.* Отчет об опытно-методических работах по составлению аэрогеологических карт масштаба 1 : 200 000 на западную часть Притаймырского прогиба (листы R-45-I-XIV, R-46-I-IV, VII-X; S-45-XXIX-XXXVI; S-46-XXV-XXVIII, XXXI-XXXIV), партия № 15, работы 1970–1976 гг. М., 1976.
328. Объяснительная записка к геофизической основе Государственной геологической карты Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000. Лист R-46 – Пайтурма / Т. П. Литвинова (отв. исп.). СПб., 2015.
329. Объяснительная записка к геохимической карте Норильского района масштаба 1 : 200 000 (листы R-45-XVII, XVIII, XXI, XXII, XXIII, XXIV, XXVII, XXVIII, XXIX, XXX, XXXIV, XXXV; R-46-XIII, XIV, XIX, XXV) / С. П. Богуславский, П. В. Ржаницын, Ю. В. Костров, А. Г. Самойлов, Г. М. Самойлова. Норильск, 1990. Красноярский филиал ФГУ «ТФГИ», отдел в г. Норильск.
330. *Падерин П. Г. и др.* Опережающие геофизические и геохимические работы, групповая геологическая съёмка масштаба 1 : 200 000 на площади листов S-46-XXVII, XXVIII; S-46-XXIX, XXX Центрально-Таймырской площади. Норильск, 1999. ФГУ ТФИ, Норильский филиал.
331. *Падерин П. Г., Онищенко А. Н., Кирплюк П. В. и др.* Геологический отчёт по объекту 1-30/12 «Опережающие геофизические исследования в пределах Хантайско-Рыбинского поднятия с целью оценки перспектив медно-никелевого оруденения». Государственный контракт от 27 февраля 2012 г. СПб.: ФГУП «ВСЕГЕИ», 2014.
332. *Пронин В. Д. и др.* Отчет о геохимической съёмке масштаба 1 : 200 000 на Авамской площади в 1994–1999 гг. ПО «Норильскгеология», Талнах, 1999.
333. *Радько В. А. и др.* Отчет о разработке и внедрении легенды Маймеча-Котуйской серии листов Госгеолкарты-200 за 1994–1997 гг. ППП «Норильскгеология», г. Талнах, 1997.
334. *Радько В. А., Душаткин А. Б., Седов В. Н. и др.* Отчет о геологическом доизучении масштаба 1 : 200 000 на Авамской площади, листы R-46-XVII, XVIII; R-47-XIII, XIV за 1993–1998 гг. ППП «Норильскгеология», г. Талнах, 1998.
335. *Радько В. А., Кузнецова Н. П., Душаткин А. Б. и др.* Групповая геологическая съёмка масштаба 1 : 50 000 с общими поисками и мелкомасштабным глубинным геологическим картированием на Дьангинской и Тальми-Кунгинской площадях за 1987–1995 гг. Норильск, 1995. ФГУ ТФИ, Норильский филиал. Инв. № 296.
336. *Савушкин М. П., Седов В. Н., Радько В. А. 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. ПО «Норильскгеология». Г. Талнах, 2002.
337. *Садовников Г. Н., Боручинкина П. А., Левитан М. М. и др.* Изучение специальных вопросов стратиграфии и биостратиграфии триасовых отложений юго-западного склона Анабарского щита для уточнения легенды Анабарской серии. ВАГТ, 1972.

338. *Салтыкова Т. Е. и др.* Геологический отчет об оценке геологической, геохимической, геофизической изученности и подготовке геологического обоснования работ по созданию ГК-1000/3 листов S-46, S-47, R-45-48; Q-39; Q-43; P-35, P-36, P-47, P-58, P-59; O-52; N-54. Отчет по Государственному контракту от 17 ноября 2009 г. № АМ-02-34/18 с Федеральным агентством по недропользованию. ФГУП «ВСЕГЕИ», СПб., 2011.

339. *Свириденко М. М. и др.* Геологический отчет о результатах работ по объекту: «Создание комплектов Государственных геологических карт масштаба 1 : 1 000 000 третьего поколения листов R-46; R-47; P-59 и подготовка к изданию комплектов Гостеолкарты-1000/3 листов R-49, R-52, P-39, P-55, O-37, M-54, Q-53, Q-60». Отчет по Государственному контракту от 14.02.2014 г. № АМ-02-34/08. Книга 2. СПб., 2016.

340. *Скундин В. С., Исаева Л. Л., Азарова В. Г.* 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, S-47-XXV-XXVIII, XXXI-XXXIII; R-46-V,VI,XI, XII; R-47-I-III, VII-IX. Отчет партии № 3 за 1973–1976 гг. – М.: Аэрогеология, 1976.

341. *Степанов С. П., Черевков Е. А. и др.* Результаты геолого-геофизических работ в бассейне нижнего течения р. Самоедская Речка (отчет геолого-геофизической партии о работах масштаба 1 : 50 000). 1965. Фонды ООО «Норильскгеология».

342. *Струнин Б. М., Бармина О. А.* Карта полезных ископаемых Красноярского края, республик Хакасия и Тыва масштаба 1 : 1 500 000. Отчет по подготовке и изданию карты полезных ископаемых Красноярского региона на геологической основе масштаба 1 : 1 500 000 за 1996–2005 гг. Красноярск, 2005.

343. *Струнин Б. М., Ермаков Н. П. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые Дюпкунской площади. Отчет о геологическом доизучении масштаба 1 : 200 000 в северо-западной части Сибирской платформы на Дюпкунской площади (листы R-46-XX, XXVI,XXXII,XXXIII,XXXIV; Q-46-I,II) в 1988–1994 гг. ГП «Красноярскгеолсъемка, Красноярск, 1994. Красноярский филиал ФГУ «ТФГИ», инв. № 28106.

344. *Струнин Б. М., Ермаков Н. П., Медведев Б. Н. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые Норильского района. Отчет о геологическом изучении масштаба 1 : 200 000 Норильской площади (листы R-45-XVII,XVIII,XXI (восток), XXII–XIV, XXVII–XXX,XXXIII–XXXVI; R-46-XIII,XIX,XXV,XXXI) в 1982–1987 гг. Красноярскгеология, 1987. Красноярский филиал ФГУ «ТФГИ», инв. № 24558.

345. *Тетерюк В. А., Ковалева Е. В., Лезезина О. П. и др.* Поиски сульфидных медно-никелевых руд на Микчангдинской площади. Отчет о результатах работ за 2004–2009 гг. ООО «Норильскгеология». Талнах, 2009. Красноярский филиал ФГУ «ТФГИ», отдел в г. Норильск.

346. *Ткач А. С., Казаис В. И. и др.* Отчет о сейсморазведочных работах МОГТ на Иконской площади (Иконская СП 38/90-93). ГП «Енисейгеофизика». Дудинка, 1993.

347. *Трофимов В. Р., Черненко Н. Я. и др.* Отчет «Структурно-колонковое бурение на Самоедском лицензионном участке» за 2012–2013 гг. Полярная ГРЭ. Хатанга, 2013.

348. *Трубина Т. Б. и др.* Геофизические работы с целью подготовки нефтегазоперспективных участков под лицензирование в западной части Енисей-Хатангского прогиба (Новотаймырская площадь). Дудинка, 2015.

349. *Трубина Т. Б., Яковлев Д. В., Дидичин Г. Я., Прицан Н. В.* Геофизические работы с целью подготовки нефтегазоперспективных участков под лицензирование на Пясинской площади. Уфа, 2014.

350. *Туганова Е. В., Егоров В. Н., Дараган-Суцов Ю. И. и др.* Оценка перспектив меденикеленосности Маймеч-Котуйского и Сыверминского районов (северо-запад Сибирской платформы). Отчет за 1978–1980 гг. Л., 1980. Фонды ВСЕГЕИ.

351. Уточнение количественной оценки ресурсов нефти, газа и конденсата НПП Сибирской платформы по состоянию изученности на 1.01.2009 г. Отчет по договору с ФГУП «ВНИГНИ» от 19.02.2010 г. № ПС-03-34/22, ФГУП «СНИИГТИМС» / В. С. Старосельцев, А. А. Герг. Новосибирск, 2012.

352. *Фатин А. Н., Нечаев П. С. и др.* Структурное бурение по опорному профилю через Ледянский свод в 1988–1990 гг. Хатанга, 1990.

353. Федоренко В. А. Местная стратиграфическая схема четвертичных отложений Норильского района. Норильск. 1980.

354. Федоренко В. А., Дюжиков О. А. Структурно-фациальный анализ вулканогенных образований Норильского района в связи с поисками медно-никелевых руд. НКГРЭ, Норильск, 1978.

355. Федоренко В. А., Сошникова Л. В. Отчет по теме «Изучение геологии четвертичных отложений, геоморфологии и новейшей тектоники Норильского района с целью поисков россыпных месторождений платины» за 1970–1972 гг. НКГРЭ, Норильск, 1972. Фонды НКГРЭ–ООО Норильскгеология.

356. Черевков Е. А., Королев В. П. и др. Отчет о поисковых работах на Микчандинской площади за 1969–1972 гг. НКГРЭ, Норильск, 1972.

357. Чернышев Н. М., Егоркин А. В. и др. Отчет о работах, проведенных сейсмическими партиями СРГЭ на профиле Диксон–Хилок и Тембенчинской партией № 86/77-78. НПО «Союзгеофизика», Красноярскнефтегазоразведка. Красноярск – М., 1978. Красноярский филиал ФГУ «ТФГИ по СФО», № 2072.

358. Чернышев Н. М., Егоркин А. В. и др. Отчет о результатах работ сейсмических партий СРГЭ на профилях: п-ов Ямал–пос. Кяхта, пос. Ныда–р. Танама, р. Таз–оз. Лама–р. Янгода, р. Таз–р. Тембенчи, г. Кызыл–пос. Куюмба–пос. Кислокан, р. Ия–р. Обуса, р. Обуса–р. Уда. НПО «Нефтегеофизика». М., 1985. Красноярский филиал ФГУ «ТФГИ».

359. Шахотко Л. И., Стулов А.Т. и др. Отчет по геологическому доизучению в масштабе 1 : 200 000 на площади листов Q-46-I,II,VII,VIII; R-45-XVII,XVIII,XX–XXIV, XXVIII–XXX,XXXIV–XXXVI; R-46-XIII–XX,XXV,XXVI,XXXI–XXXIV; R-47-XVII,XVIII; R-48-VII,XIII за 1974–1978 г. НПО «Аэрогеология». М., 1978. Красноярский филиал ФГУ «ТФГИ», инв. 20703.

Список месторождений, проявлений, пунктов минерализации полезных ископаемых, шлиховых ореолов и потоков, первичных геохимических ореолов, вторичных геохимических ореолов, гидрохимических аномалий и потоков, магнитных и гравитационных аномалий, показанных на листе R-46 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 | | | |
| Нефть и газ | | | |
| Нефть | | | |
| III-1-42 | П | Левый приток р. Кыстыктах, скв. Кст. 8 | 347 |
| III-1-46 | П | Левый приток р. Кыстыктах, скв. Кст. 9 | 347 |
| III-2-29 | П | Приустьевая часть левобережья р. Гуськэнгрэ, скв. Онд. 1 | 295 |
| III-3-20 | П | Река Хета (скв. Л-358) | 50, 352 |
| III-3-35 | П | Слияние рек Аян и Аякли (скв. Л-3) | 50, 352 |
| Газ горючий | | | |
| II-1-2 | П | Река Дудыпта | 327 |
| III-1-34 | П | Междуречье Абагалах–Самоедская Речка | 193, 336 |
| IV-1-51 | П | Оз. Лама | 32 |
| IV-1-63 | П | Река Талая | 61 |
| VI-2-12 | П | Оз. Дюпкун | 60, 359 |
| Твердые горючие ископаемые | | | |
| Уголь каменный | | | |
| IV-1-57 | МС | Бытыкское | 32 |
| III-1-8 | П | Река Кыстыктах | 293 |
| III-1-15 | П | Река Самоедская Речка | 293 |
| III-1-23 | П | Юго-восточный берег оз. Ыттах | 293 |
| III-1-33 | П | Река Ырас | 344 |
| III-3-38 | П | Река Аякли | 59 |
| IV-1-12 | П | Микчангдинская поисковая площадь | 286 |
| IV-1-25 | П | Река Микчангда | 345 |
| IV-1-30 | П | Река Хикэй | 345 |
| IV-1-45 | П | Оз. Лама | 32, 344 |
| VI-1-16 | П | Гора Буркан | 34 |
| VI-1-29 | П | Оз. Хантайское | 34 |

| Индекс квадрата и номер объекта | Вид объекта и размер месторождения | Название объекта или географическая привязка | Номер источника по списку литературы |
|---------------------------------|------------------------------------|---|--------------------------------------|
| МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ | | | |
| Черные металлы | | | |
| Ж е л е з о | | | |
| VI-1-22 | П | Руч. Железный | 34 |
| VI-1-47 | П | Река Кулюмбе | 61 |
| VI-2-15 | П | Оз. Хантайское | 60, 359 |
| V-1-3 | ПМ | Правый приток р. Верхняя Дыкенгда | 343 |
| V-1-21 | ПМ | Река Кета-Ирбо | 359 |
| V-1-28 | ПМ | Оз. Кета | 57 |
| V-1-30 | ПМ | Оз. Кета | 359 |
| V-2-6 | ПМ | Река Кутарамакан | 297, 298 |
| VI-1-12 | ПМ | Руч. Хантай-чопко | 34 |
| VI-1-13 | ПМ | Зал. Гуткор | 34 |
| VI-1-19 | ПМ | Оз. Хантайское | 61 |
| VI-1-37 | ПМ | Река Хаканча | 34 |
| VI-1-44 | ПМ | Река Хаканча | 34 |
| VI-2-9 | ПМ | Оз. Дюпкун | 47, 343 |
| Цветные металлы | | | |
| М е д ь | | | |
| III-1-65 | П | Правый приток р. Самоедская Речка (р. Дялтукан) | 344 |
| III-2-21 | П | Река Кэтэрэ | 336 |
| III-2-23 | П | Река Чопко | 275, 359 |
| III-2-25 | П | Река Уохирь | 336 |
| III-2-27 | П | Река Уохирь | 336 |
| III-2-32 | П | Река Уохирь | 336 |
| III-2-50 | П | Река Каменистая | 336 |
| V-1-32 | П | Река Чопко | 343 |
| V-3-2 | П | Река Амнундакта | 298 |
| III-2-15 | ПМ | Река Бол. Авам | 278 |
| III-2-17 | ПМ | Река Мал. Авам | 278 |
| III-2-38 | ПМ | Река Уохирь | 275 |
| III-2-42 | ПМ | Река Мал. Авам | 277 |
| III-2-44 | ПМ | Река Локоптын | 277 |
| III-2-49 | ПМ | Река Онкойачин | 61, 359 |
| III-3-14 | ПМ | Река Букатый | 359 |
| III-3-31 | ПМ | Руч. Букатый | 274 |

| Индекс квадрата и номер объекта | Вид объекта и размер месторождения | Название объекта или географическая привязка | Номер источника по списку литературы |
|---------------------------------|------------------------------------|--|--------------------------------------|
| IV-1-6 | ПМ | Река Микчангда | 344 |
| IV-1-9 | ПМ | Верховье р. Ондондоми | 343 |
| IV-1-14 | ПМ | Река Микчангда | 344 |
| IV-1-17 | ПМ | Река Микчангда | 329 |
| IV-1-19 | ПМ | Река Микчангда | 32 |
| IV-1-23 | ПМ | Река Микчангда | 32 |
| IV-1-32 | ПМ | Река Микчангда | 32, 344 |
| IV-1-55 | ПМ | Остров Каменный | 32 |
| IV-3-1 | ПМ | Река Аян | 61 |
| V-1-8 | ПМ | Оз. Глубокое | 344 |
| V-1-10 | ПМ | Река Муксун | 344 |
| V-1-12 | ПМ | Река Кэлтэллер | 344 |
| V-1-13 | ПМ | Река Муксун | 344 |
| V-1-14 | ПМ | Река Дацит | 344 |
| V-1-15 | ПМ | Река Дацит | 344 |
| V-1-18 | ПМ | Река Дацит | 359 |
| V-1-22 | ПМ | Горы Тангой | 359 |
| V-1-23 | ПМ | Река Нерунда | 344 |
| V-1-25 | ПМ | Оз. Кета | 359 |
| V-3-6 | ПМ | Река Котуй | 298 |
| V-3-10 | ПМ | Река Капчуг | 298 |
| V-3-13 | ПМ | Руч. Кумтэрян | 298 |
| VI-1-30 | ПМ | Оз. Хантайское | 47 |
| VI-1-48 | ПМ | Река Кулюмбе | 61 |
| VI-2-4 | ПМ | Хр. Горбатый | 60, 359 |
| VI-2-6 | ПМ | Оз. Дюпкун | 350 |
| VI-2-8 | ПМ | Оз. Дюпкун | 350 |
| VI-2-18 | ПМ | Оз. Дюпкун | 60, 359 |
| III-1-62 | ШП | Река Икэн | 335, 336 |
| III-1-63 | ШП | Река Абагалах | 335, 336 |
| III-1-72 | ШП | Река Икэн | 335, 336 |
| III-1-76 | ШО | Река Самоедская Речка | 31 |
| III-1-78 | ШО | Река Кыстыктах | 31 |
| III-2-2 | ШП | Нижнее течение р. Бол. Авам | 335, 336 |
| III-2-13 | ШО | Река Кэтэрэ | 58 |
| III-2-28 | ШП | Река Гуськэнгрэ | 335, 336 |
| III-2-43 | ШО | Река Темная | 58 |
| III-3-33 | ШО | Река Хета | 58 |
| III-3-48 | ШО | Река Аякли | 59 |
| III-3-54 | ШО | Река Муниль | 59 |
| IV-1-2 | ШО | Река Микчангда–Кыстыктах | 32 |

| Индекс квадрата и номер объекта | Вид объекта и размер месторождения | Название объекта или географическая привязка | Номер источника по списку литературы |
|---------------------------------|------------------------------------|--|--------------------------------------|
| IV-1-26 | ШО | Река Микчангда | 32 |
| IV-1-47 | ШО | Река Никита-Юрях | 343 |
| IV-1-50 | ШО | Река Бучарама | 343 |
| IV-1-61 | ШО | Оз. Лама | 343 |
| IV-1-62 | ШО | Оз. Лама | 343 |
| IV-2-1 | ШО | Река Калтама | 297 |
| IV-2-2 | ШО | Река Аян | 297 |
| IV-2-4 | ШО | Река Аян | 297 |
| IV-3-2 | ШО | Река Дюгадяк | 297 |
| IV-3-4 | ШО | Река Холокит | 297 |
| IV-3-6 | ШО | Река Холокит | 297 |
| V-1-1 | ШО | Река Хойси | 33 |
| V-1-4 | ШО | Река Дыкенгда | 33 |
| V-1-9 | ШО | Река Дыкенгда | 343 |
| V-2-1 | ШО | Река Бунисяк | 297 |
| V-2-2 | ШО | Река Хоронек | 297 |
| V-2-5 | ШО | Река Кутарамакан | 297 |
| V-2-9 | ШО | Река Иркинда | 297 |
| V-3-4 | ШО | Река Котуй | 297 |
| V-3-5 | ШО | Река Капчуг | 297 |
| V-3-11 | ШО | Река Котуй | 297 |
| V-3-12 | ШО | Река Левая Дулиσμα | 297, 298 |
| V-3-14 | ШО | Река Делочи | 297, 298 |
| VI-1-1 | ШО | Оз. Кутарамакан | 343 |
| VI-1-2 | ШО | Оз. Хантайское | 343 |
| VI-1-17 | ШО | Река Мogaды | 343 |
| VI-1-21 | ШО | Оз. Хантайское | 343 |
| VI-1-26 | ШО | Река Эдынгдэ | 343 |
| VI-1-27 | ШО | Река Эдынгдэ | 343 |
| VI-1-33 | ШО | Река Эдынгдэ | 343 |
| VI-1-40 | ШО | Река Хаканча | 343 |
| VI-1-45 | ШО | Река Хаканча | 51 |
| VI-2-2 | ШО | Река Дапте | 60 |
| VI-2-3 | ШО | Река Хибара | 60 |
| VI-2-5 | ШО | Оз. Хантайское | 60 |
| VI-2-7 | ШО | Река Наледная | 60 |
| VI-2-21 | ШО | Оз. Дюпкун | 60 |
| VI-2-23 | ШО | Река Тесная | 60 |
| VI-3-1 | ШО | Река Делочи | 297, 298 |
| VI-3-2 | ШО | Река Яктали | 297, 298 |
| VI-3-3 | ШО | Река Нерал | 297 |

| Индекс квадрата и номер объекта | Вид объекта и размер месторождения | Название объекта или географическая привязка | Номер источника по списку литературы |
|---------------------------------|------------------------------------|---|--------------------------------------|
| VI-3-5 | ШО | Река Догальдын | 297, 298 |
| VI-3-10 | ШО | Река Догальдын | 297, 298 |
| VI-3-16 | ШО | Река Эрунчу | 298 |
| VI-3-17 | ШО | Руч. Котокон | 298 |
| VI-3-18 | ШО | Оз. Анама | 297, 298 |
| М е д ь , с в и н е ц | | | |
| VI-2-14 | ШО | Река Курейка | 60 |
| М е д ь , ц и н к | | | |
| VI-3-15 | ШО | Река Курейка | 297, 298 |
| М е д ь , н и к е л ь | | | |
| III-1-18 | П | Ыгтахское, в районе р. Самоедская Речка | 293, 344 |
| III-1-24 | П | Оз. Малый Арылах–правобережье р. Самоедская Речка | 293, 312 |
| III-1-25 | П | Южное, оз. Арылах | 293, 312, 341 |
| III-1-27 | П | Арылахское | 31, 293, 344, 359 |
| IV-1-8 | П | Река Южный Икэн | 345 |
| IV-1-20 | П | Река Южный Икэн | 345 |
| IV-1-24 | П | Река Микчангда | 343 |
| IV-1-37 | П | Река Микчангда | 344 |
| IV-1-52 | П | Река Бучарама | 343 |
| V-2-7 | П | Река Кутарамакан | 297, 298 |
| VI-1-5 | П | Река Богарыче | 60 |
| VI-1-9 | П | Оз. Хантайское | 60 |
| VI-1-14 | П | Гора Логанчи | 60 |
| VI-1-20 | П | Гора Логанчи | 60 |
| VI-1-38 | П | Река Хаканча | 60 |
| VI-1-39 | П | Река Хаканча | 60 |
| VI-1-41 | П | Река Хаканча | 60 |
| VI-1-43 | П | Река Хаканча | 60 |
| VI-1-46 | П | Река Хаканча | 60 |
| VI-2-17 | П | Оз. Хантайское | 60, 359 |
| III-1-32 | ПМ | Междуречье Ондодоми–Мал. Ондодоми | 31 276, 359 |
| III-1-37 | ПМ | Междуречье Ондодоми–Мал. Ондодоми | 31, 276 |
| III-1-38 | ПМ | Междуречье Ондодоми–Мал. Ондодоми | 31, 276 |
| III-1-40 | ПМ | Левый берег р. Кыстыктах | 31, 276, 359 |
| III-1-67 | ПМ | Река Кыстыктах | 359 |

| Индекс квадрата и номер объекта | Вид объекта и размер месторождения | Название объекта или географическая привязка | Номер источника по списку литературы |
|---------------------------------|------------------------------------|---|--------------------------------------|
| III-1-71 | ПМ | Междуречье Кыстыктах–Ондодоми | 31, 276 |
| III-1-80 | ПМ | Междуречье Икон–Самоедская Речка | 313 |
| III-2-4 | ПМ | Река Пастах-Сала | 58, 275 |
| III-2-5 | ПМ | Река Херемюс | 336 |
| III-2-9 | ПМ | Река Херемюс | 275, 359 |
| III-2-14 | ПМ | Река Чопко | 278 |
| III-2-16 | ПМ | Река Мал. Авам | 278 |
| III-2-24 | ПМ | Река Бол. Авам | 277 |
| III-2-36 | ПМ | Река Локоптын | 277 |
| III-2-41 | ПМ | Река Бол. Авам, 1,5 км выше устья р. Никита-Пастага | 277 |
| III-2-51 | ПМ | Река Неракачи | 278 |
| III-3-11 | ПМ | Река Хуор-Уялах | 59 |
| III-3-23 | ПМ | Река Букатый | 59 |
| III-3-25 | ПМ | Река Хета | 359 |
| III-3-29 | ПМ | Река Чопко | 275 |
| III-3-37 | ПМ | Река Хета | 59 |
| III-3-52 | ПМ | Река Баллаганах | 59 |
| IV-1-10 | ПМ | Река Икон | 344 |
| IV-1-13 | ПМ | Река Икон | 329 |
| IV-1-33 | ПМ | Река Микчангда | 343 |
| IV-1-38 | ПМ | Река Микчангда | 32, 359 |
| IV-1-39 | ПМ | Река Микчангда | 32 |
| IV-1-40 | ПМ | Река Микчангда | 344 |
| IV-1-41 | ПМ | Река Никита-Юрях | 32, 61 |
| IV-1-42 | ПМ | Река Никита-Юрях | 32, 61 |
| IV-1-43 | ПМ | Оз. Лама (северный берег) | 32, 359 |
| IV-1-53 | ПМ | Река Бучарама | 32, 61 |
| IV-1-54 | ПМ | Оз. Лама (южный берег) | 32, 359 |
| IV-1-56 | ПМ | Оз. Лама | 32, 61 |
| IV-1-58 | ПМ | Река Талая | 32, 61 |
| V-1-2 | ПМ | Река Муксун | 33 |
| V-1-6 | ПМ | Река Бугар | 359 |
| V-1-11 | ПМ | Река Кэлтэллер | 344 |
| V-1-19 | ПМ | Река Дакит | 359 |
| V-1-24 | ПМ | Река Тонель-Гагогар | 61 |
| V-1-31 | ПМ | Оз. Кета | 344 |
| V-1-33 | ПМ | Оз. Кета | 344 |
| VI-1-24 | ПМ | Река Эдынгдэ | 343 |
| VI-1-31 | ПМ | Река Эдынгдэ | 60 |
| VI-1-34 | ПМ | Река Мукал | 60 |

| Индекс квадрата и номер объекта | Вид объекта и размер месторождения | Название объекта или географическая привязка | Номер источника по списку литературы |
|---------------------------------|------------------------------------|---|--------------------------------------|
| VI-1-36 | ПМ | Река Эдынгда | 60 |
| III-3-5 | ВГХО | Водораздел рек Икоккан–Икокчан | 50 |
| Медь, ртуть | | | |
| III-1-9 | ШО | Река Чопко | 31 |
| Медь, серебро | | | |
| III-1-17 | П | Мастахсальское I | 344 |
| III-1-21 | П | Мастахсальское II | 344 |
| III-1-28 | П | Междуречье Арылах–Ходоктит, северный склон плато | 292, 293 |
| III-1-30 | П | Арылахское | 292, 336 |
| III-1-31 | П | Река Арылах | 293 |
| III-2-20 | П | Река Кэтэрэ | 336 |
| III-2-26 | П | Река Уохирь | 336 |
| III-2-33 | П | Река Уохирь | 336 |
| III-1-64 | ПМ | Водораздел Абагалах–Самоедская Речка | 344 |
| VI-2-1 | ПМ | Река Прав. Дапту | 343 |
| VI-2-16 | ПМ | Оз. Дюпкун | 343 |
| VI-2-22 | ПМ | Река Тесная | 343 |
| Свинец, цинк | | | |
| IV-3-5 | ШО | Река Хибара | 297 |
| Свинец, серебро, медь | | | |
| III-1-2 | ГДХА | Нижнее течение рек Ондондоми и Чопко | 335, 336 |
| Цинк | | | |
| IV-1-7 | ПМ | Река Микчангда | 344 |
| IV-1-15 | ПМ | Река Микчангда | 329 |
| IV-1-18 | ПМ | Река Микчангда | 329 |
| V-1-7 | ПМ | Водораздел р. Верхняя Дыкенгда–оз. Дын-ненгдомутканен | 343 |
| Никель, медь | | | |
| III-1-44 | П | Правый берег р. Кыстыктах | 276 |
| III-1-45 | ПМ | Река Мал. Ондодоми | 359 |
| III-1-48 | ПМ | Река Ондодоми | 359 |
| III-1-50 | ПМ | Река Ондодоми | 359 |

| Индекс квадрата и номер объекта | Вид объекта и размер месторождения | Название объекта или географическая привязка | Номер источника по списку литературы |
|---------------------------------|------------------------------------|--|--------------------------------------|
| III-1-61 | ПМ | Река Мал. Ондодоми | 359 |
| III-2-3 | ПМ | Река Пастах-Сала | 58, 275 |
| III-2-6 | ПМ | Река Херемюс | 58, 275 |
| III-2-7 | ПМ | Река Херемюс | 58, 275 |
| III-2-11 | ПМ | Река Самоедская Речка | 275, 359 |
| III-2-12 | ПМ | Река Херемюс | 275, 359 |
| III-2-18 | ПМ | Река Кэтэре | 275 |
| III-2-19 | ПМ | Река Самоедская Речка | 275 |
| III-3-6 | ПМ | Река Буричи | 59 |
| III-3-7 | ПМ | Река Кира | 61, 359 |
| III-3-12 | ПМ | Река Уохирь | 59 |
| III-3-15 | ПМ | Река Намакан | 59, 359 |
| III-3-18 | ПМ | Река Элильча | 59 |
| III-3-21 | ПМ | Река Элильча | 59 |
| III-3-24 | ПМ | Река Икокан | 59 |
| III-3-28 | ПМ | Река Элильча | 59 |
| III-3-32 | ПМ | Река Лангар | 59 |
| III-3-40 | ПМ | Река Неракачи | 59 |
| III-3-43 | ПМ | Река Муниль | 59 |
| IV-1-46 | ПМ | Оз. Лама (северный берег) | 32, 359 |
| IV-2-3 | ПМ | Река Аян | 297 |
| Молибден | | | |
| IV-1-22 | ПМ | Река Микчангда | 32 |
| IV-1-29 | ПМ | Река Микчангда | 344 |
| IV-1-60 | ПМ | Оз. Лама | 344 |
| VI-1-6 | ПМ | Река Богарыче | 61 |
| VI-1-8 | ПМ | Оз. Хантайское | 61 |
| VI-1-25 | ПМ | Река Мogaды | 61 |
| VI-1-49 | ПМ | Река Хаканча | 61 |
| Ртуть | | | |
| III-1-36 | ШО | Междуречье Ондодоми–Кыстыктах | 291 |
| Благородные металлы | | | |
| Золото | | | |
| V-2-8 | ЛП | Река Кугарамакан | 297, 298 |
| I-3-1 | ШО | Река Тундровая | 57 |
| I-3-2 | ШО | Река Улахан-Юрях | 57 |

| Индекс квадрата и номер объекта | Вид объекта и размер месторождения | Название объекта или географическая привязка | Номер источника по списку литературы |
|-----------------------------------|------------------------------------|--|--------------------------------------|
| I-3-3 | ШО | Река Улахан-Юрях | 340 |
| I-3-4 | ШО | Река Дудыпта | 57 |
| I-3-8 | ШО | Оз. Сопочные | 57 |
| I-3-9 | ШО | Река Ниж. Ладданах | 57 |
| II-3-1 | ШО | Река Прав. Каменная | 57 |
| II-3-3 | ШО | Оз. Якса | 340 |
| II-3-5 | ШО | Река Боганида | 57 |
| III-1-7 | ШО | Река Самоедская Речка | 291 |
| IV-3-3 | ШО | Река Аян | 51 |
| Золото, медь | | | |
| III-1-74 | ШО | Река Чопко | 31 |
| III-2-22 | ШП | Верхнее течение р. Чопко | 335, 336 |
| III-2-40 | ШП | Верхнее течение р. Чопко | 335, 336 |
| Золото, олово | | | |
| III-1-1 | ШО | Река Хоккор | 31 |
| III-1-3 | ШП | Река Самоедская речка, р. Кыстыктах | 335, 336 |
| Золото, редкие земли | | | |
| III-1-26 | ШО | Река Кыстыктах | 31 |
| Серебро | | | |
| V-1-27 | ПМ | Оз. Кета | 343 |
| VI-2-24 | ПМ | Река Тесная | 343 |
| VI-2-27 | ПМ | Оз. Сиговое | 343 |
| Платина, палладий | | | |
| III-3-1 | ЛП | Река Хета | 50 |
| III-1-73 | ШО | Река Икэн | 291 |
| НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ | | | |
| Оптические материалы | | | |
| Кальцит оптический | | | |
| III-3-19 | П | Река Хета | 59 |
| IV-2-5 | П | Река Уго-Макей | 61 |
| V-2-3 | П | Река Кутарамакан | 61 |
| VI-1-3 | П | Река Куенига | 61 |

| Индекс квадрата и номер объекта | Вид объекта и размер месторождения | Название объекта или географическая привязка | Номер источника по списку литературы |
|---------------------------------|------------------------------------|--|--------------------------------------|
| VI-1-50 | П | Река Хаканча | 61 |
| III-1-47 | ПМ | Река Мал. Ондодоми | 359 |
| III-1-51 | ПМ | Левый берег р. Кыстыктах | 359, 276 |
| III-1-55 | ПМ | Река Кыстыктах | 276, 359 |
| III-1-57 | ПМ | Река Кыстыктах | 359 |
| III-1-60 | ПМ | Река Ондодоми | 359 |
| III-1-66 | ПМ | Правый берег р. Амбарная | 31, 276 |
| III-1-69 | ПМ | Правый берег р. Кыстыктах | 276 |
| III-2-30 | ПМ | Река Мал. Авам | 277 |
| III-2-37 | ПМ | Река Мал. Чопко | 277 |
| III-2-46 | ПМ | Река Бол. Авам | 277 |
| III-2-48 | ПМ | Река Никита-Пастага | 277 |
| III-3-10 | ПМ | Река Букатый | 59 |
| III-3-13 | ПМ | Река Икокан | 61 |
| III-3-17 | ПМ | Река Букатый | 59 |
| III-3-22 | ПМ | Река Элильча | 59 |
| III-3-26 | ПМ | Река Хета | 359 |
| III-3-27 | ПМ | Река Букатый | 59 |
| III-3-39 | ПМ | Руч. Икочон | 59 |
| III-3-41 | ПМ | Река Муниль | 59 |
| III-3-42 | ПМ | Река Муниль | 59 |
| III-3-46 | ПМ | Река Аян | 59 |
| III-3-50 | ПМ | Река Муниль | 359 |
| III-3-51 | ПМ | Река Муниль | 59 |
| III-3-53 | ПМ | Руч. Баллаганах | 59 |
| III-3-56 | ПМ | Руч. Усун-Юрях | 59 |
| IV-1-4 | ПМ | Река Нёракачи | 32 |
| IV-1-5 | ПМ | Река Микчангда | 32 |
| IV-1-34 | ПМ | Река Микчангда | 32, 61 |
| IV-1-35 | ПМ | Река Мал. Микчангда | 32 |
| IV-1-49 | ПМ | Река Бучарама | 32, 61 |
| IV-3-8 | ПМ | Река Холокит | 297 |
| V-1-16 | ПМ | Оз. Собачье | 359 |
| V-3-8 | ПМ | Река Котуй | 297 |
| V-3-9 | ПМ | Руч. Верх. Оёгиркан | 297 |
| VI-1-10 | ПМ | Гора Буркан | 60 |
| VI-3-6 | ПМ | Река Догальдын | 61, 297 |
| VI-3-7 | ПМ | Река Догальдын | 297 |
| VI-3-8 | ПМ | Река Догальдын | 297 |
| VI-3-9 | ПМ | Река Догальдын | 297 |
| VI-3-14 | ПМ | Река Курейка | 61, 297 |

| Индекс квадрата и номер объекта | Вид объекта и размер месторождения | Название объекта или географическая привязка | Номер источника по списку литературы |
|--|------------------------------------|--|--------------------------------------|
| Химическое сырье | | | |
| Известняк | | | |
| IV-3-7 | П | Река Холокит | 297 |
| IV-3-9 | П | Река Холокит | 297 |
| V-3-3 | П | Река Амнундакта | 297 |
| Горнотехническое сырье | | | |
| Хризотил-асбест | | | |
| IV-1-44 | ПМ | Оз. Лама (северный берег) | 32 |
| Графит | | | |
| V-3-1 | П | Река Амнундакта | 297 |
| Драгоценные камни, поделочное сырье | | | |
| Горный хрусталь | | | |
| V-2-4 | П | Река Кутарамакан | 61 |
| III-1-20 | ПМ | Река Арылах | 51 |
| III-1-22 | ПМ | Река Кыстыктах | 359 |
| III-1-35 | ПМ | Река Скальная | 359 |
| III-1-39 | ПМ | Река Кыстыктах | 359 |
| III-1-41 | ПМ | Река Мал. Ондодоми | 31, 359 |
| III-1-49 | ПМ | Река Кыстыктах | 359 |
| III-1-52 | ПМ | Река Кыстыктах | 359 |
| III-1-53 | ПМ | Река Самоедская Речка | 31 |
| III-1-54 | ПМ | Река Кыстыктах | 359 |
| III-1-56 | ПМ | Река Ондодоми | 359 |
| III-1-58 | ПМ | Река Кыстыктах | 359 |
| III-1-59 | ПМ | Река Мал. Ондодоми | 359 |
| III-1-68 | ПМ | Река Ондодоми | 359 |
| III-1-70 | ПМ | Река Ондодоми | 31 |
| III-1-75 | ПМ | Река Арбун | 276 |
| III-1-77 | ПМ | Лев. берег р. Сев. Неракачи | 31, 276 |
| III-1-79 | ПМ | Река Лев. Песцовая | 359 |
| III-1-81 | ПМ | С-з. Склон горы Ушкан (р. Кыстыктах) | 276 |
| III-2-8 | ПМ | Река Пастахсала | 359 |
| III-2-10 | ПМ | Руч. Херемюс | 359 |
| III-2-31 | ПМ | Река Бол. Авам | 61 |

| Индекс квадрата и номер объекта | Вид объекта и размер месторождения | Название объекта или географическая привязка | Номер источника по списку литературы |
|---------------------------------|------------------------------------|--|--------------------------------------|
| III-2-45 | ПМ | Река Мал. Авам | 359 |
| III-3-8 | ПМ | Река Тунгахан | 59 |
| III-3-16 | ПМ | Река Икокан | 59 |
| III-3-30 | ПМ | Река Букатый | 359 |
| III-3-34 | ПМ | Река Неракачи | 359 |
| III-3-44 | ПМ | Река Аян | 359 |
| III-3-45 | ПМ | Река Аян | 359 |
| III-3-47 | ПМ | Руч. Амнундакан | 61, 359 |
| III-3-49 | ПМ | Река Неракан | 359 |
| III-3-55 | ПМ | Река Муниль | 359 |
| IV-1-1 | ПМ | Река Самоедская Речка | 32 |
| IV-1-3 | ПМ | Река Нёракачи | 32 |
| IV-1-59 | ПМ | Река Омон-Юрях | 32 |
| IV-2-6 | ПМ | Река Уго-Макей | 61 |
| V-1-17 | ПМ | Река Дакит | 359 |
| V-1-20 | ПМ | Река Верх. Икондыкит | 359 |
| VI-1-7 | ПМ | Оз. Хантайское | 61 |
| VI-1-32 | ПМ | Оз. Хантайское | 61 |
| VI-1-35 | ПМ | Оз. Хантайское | 61 |
| Х а л ц е д о н | | | |
| II-2-2 | П | Река Чопко | 327 |
| II-2-3 | П | Река Чопко | 327 |
| С е р д о л и к | | | |
| III-1-5 | П | Река Самоедская Речка | 293 |
| III-1-6 | П | Ломанайское | 293 |
| III-1-11 | П | Оз. Арылах | 293 |
| III-1-14 | П | Река Ырас | 293, 344 |
| III-1-16 | П | Река Арылах | 293 |
| С е р п о ф и т | | | |
| III-3-9 | П | Река Элильча | 359 |
| П р е н и т | | | |
| VI-1-18 | П | Оз. Хантайское | 343 |
| Я ш м а | | | |
| VI-3-13 | П | Река Курейка | 298 |

| Индекс квадрата и номер объекта | Вид объекта и размер месторождения | Название объекта или географическая привязка | Номер источника по списку литературы |
|--|------------------------------------|--|--------------------------------------|
| Поделочная окаменелая древесина | | | |
| Ш-3-2 | П | Река Хета | 51 |
| Ш-3-3 | П | Река Хета | 51 |
| Ш-3-4 | П | Река Хета | 51 |
| Строительные материалы | | | |
| Глины кирпичные | | | |
| I-3-7 | ММ | Река Дудыпта | 340 |
| П-3-4 | ММ | Река Бархатовка | 340 |
| VI-1-51 | ММ | Оз. Дыличи | 343 |
| Песчано-гравийный материал | | | |
| Ш-1-12 | П | Мастах-Салинское | 293 |
| Ш-1-13 | П | Кыстыктахское | 293 |
| Ш-1-19 | П | Самоедское | 293 |
| IV-1-11 | П | Река Микчангда | 343 |
| IV-1-16 | П | Река Микчангда | 343 |
| V-1-5 | П | Река Дыкенгда | 343 |
| V-1-29 | П | Оз. Кета | 343 |
| VI-1-4 | П | Оз. Кикта | 343 |
| VI-1-15 | П | Устье р. Нерактар | 343 |
| VI-1-23 | П | Устье р. Эдынгдэ | 47 |
| VI-1-42 | П | Река Эдынгдэ–оз. Дыличи | 47 |
| VI-2-19 | П | Верховье р. Эдынгдэ | 343 |
| VI-2-20 | П | Оз. Мысовое | 343 |
| VI-2-25 | П | Оз. Неругда | 343 |
| VI-2-26 | П | Оз. Неругда | 343 |
| Песок строительный | | | |
| I-1-2 | П | Река Шайтан | 327 |
| I-1-4 | П | Река Тогонкмак | 327 |
| I-1-6 | П | Река Шайтан | 327 |
| Ш-1-4 | П | Ломанайское | 293 |
| Ш-1-10 | П | Ырасское | 293 |
| Ш-2-1 | П | Оз. Сохатиное | 58 |
| V-1-26 | П | Устье р. Иркинга | 343 |
| VI-1-11 | П | Устье р. Кутарамакан | 47 |

| Индекс квадрата и номер объекта | Вид объекта и размер месторождения | Название объекта или географическая привязка | Номер источника по списку литературы |
|---------------------------------|------------------------------------|--|--------------------------------------|
| Песок формовочный | | | |
| I-1-1 | П | Река Митрий | 327 |
| I-1-3 | П | Река Тогонмак | 327 |
| I-1-5 | П | Река Шайтан | 327 |
| II-1-1 | П | Река Бол. Сигиктах | 327 |
| II-2-1 | П | Возвышенность Малый Камень | 327 |
| Прочие ископаемые | | | |
| Г и п с | | | |
| VI-3-4 | П | Река Яктали | 297 |
| А н г и д р и т | | | |
| III-1-29 | П | Река Ырас | 293 |
| IV-1-27 | П | Река Юж. Икэн | 345 |
| IV-1-31 | П | Река Хикэй | 345 |
| IV-1-36 | П | Река Микчангда | 345 |
| Б и т у м | | | |
| II-3-2 | П | Река Прав. Каменная – скв. Влч. 2 | |
| III-1-43 | П | Левый приток р. Ондодоми, скв. Кст. 4 | 347 |
| III-2-34 | П | Река Локоптын | 58 |
| III-2-39 | П | Река Чопко | 359 |
| III-2-47 | П | Руч. Лабазный | 359 |
| VI-2-10 | П | Оз. Дюпкун | 47, 60, 343, 359 |
| VI-2-11 | П | Сев. берег оз. Дюпкун | 60, 359 |
| VI-2-13 | П | Юж. берег оз. Дюпкун | 60, 359 |
| VI-3-11 | П | Река Курейка | 297 |
| VI-3-12 | П | Река Курейка | 297 |
| СОЛИ | | | |
| Соли натриевые | | | |
| Г а л и т | | | |
| IV-1-21 | П | Река Юж. Икэн | 345 |
| IV-1-28 | П | Река Юж. Икэн | 345 |
| IV-1-48 | П | Оз. Лама | 61 |

| Индекс квадрата и номер объекта | Вид объекта и размер месторождения | Название объекта или географическая привязка | Номер источника по списку литературы |
|---------------------------------|------------------------------------|--|--------------------------------------|
| Глубинные рассолы | | | |
| Соли натриевые | | | |
| I-3-5 | П | Оз. Дани | 307 |
| I-3-6 | П | Река Дудыпта | 307 |
| V-3-7 | П | Оз. Аян | 273 |
| VI-1-28 | П | Оз. Хантайское | 60 |
| ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ | | | |
| Минеральные лечебные | | | |
| Сероводородно-углекислые | | | |
| III-3-36 | П | Слияние рек Аян и Аякли (скв. Л-3) | 50 |
| Газы негорючие | | | |
| Гелий | | | |
| III-2-35 | П | Река Бол. Авам | 58 |

Принятые сокращения. Коренные месторождения: МС – среднее, ММ – месторождение малое, П – проявления, ПМ – пункты минерализации, ШО – шлиховые ореолы, ШП – шлиховые потоки, ВГХО – вторичные геохимические ореолы, ГДХА – гидрохимические аномалии, ЛП – литохимическая проба.

Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений на листе R-46

| № п/п | Название, ранг и индекс подразделения | Полезные ископаемые | Площадь, S, км ² | Запасы категорий | | $\Sigma C_1 + C_2$ | Прогнозные ресурсы, P | | | Сумма запасов и ресурсов | Удельная продуктивность (Запасы и ресурсы) | |
|-------|--|-----------------------|-----------------------------|------------------|----------------|--------------------|-----------------------|----------------|----------------|--------------------------|--|--|
| | | | | C ₁ | C ₂ | | P ₁ | P ₂ | P ₃ | | | |
| 1 | 2.01. Кыстыктахский медно-платино-никелеворудный узел потенциальный | Никель, тыс. т. | 400 | | | | | | 100 | 100 | | |
| | | Медь, тыс. т. | | | | | | | 200 | 200 | | |
| 2 | 2.03. Микчангдинский медно-платино-никелеворудный узел потенциальный | Никель, тыс. т. | 300 | | | | | | 280 | 280 | | |
| | | Платиноиды, т | | | | | | | 210 | 210 | | |
| | | Медь, тыс. т | | | | | | | | 560 | 560 | |
| | | Кобальт, тыс. т | | | | | | | | 11 | 11 | |
| | | Золото, т | | | | | | | | 9,6 | 9,6 | |
| | | Серебро, т | | | | | | | | 163 | 163 | |
| 3 | 0.1. Норильский каменноугольный район | Уголь каменный, млн т | 1700 | | 391 | 391 | | | 10 600 | 10 991 | | |
| 4 | 5.1. Большеавамский серебро-меднорудный район потенциальный | Медь, тыс. т | 3000 | | | | | | 1000 | 1000 | | |
| | | Серебро, т | | | | | | | 300 | 300 | | |
| 5 | 5.0.1. Арылахский серебро-меднорудный узел потенциальный | Медь, тыс. т | 600 | | | | | | 300 | 300 | | |
| | | Серебро, т | | | | | | | 600 | 600 | | |

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых на листе R-46

| Группа, подгруппа полезных ископаемых | Вид полезного ископаемого | Количество прогнозируемых объектов | Категория прогнозных ресурсов | Прогнозные ресурсы |
|---|-------------------------------|------------------------------------|-------------------------------|--------------------|
| Месторождения углеводородного сырья | Нефть, газ и конденсат, млн т | | D ₁ | 4127,7 |
| Месторождения рудных полезных ископаемых и алмазов руднороссыпных районов | Медь, тыс. т | 4 | P ₃ | 2060 |
| | Никель, тыс. т | 2 | P ₃ | 380 |
| | Кобальт, тыс. т | 1 | P ₃ | 11 |
| | Золото коренное, т | 1 | P ₃ | 9,6 |
| | Серебро, т | 3 | P ₃ | 1063 |
| | Сумма платиноидов, т | 1 | P ₃ | 210 |
| Месторождения нерудных полезных ископаемых, углей, горючих сланцев (угленосных районов) | Уголь энергетический, млн т | 2 | P ₃ | 10 600 |

**Таблица впервые выявленных или переоцененных в ходе составления листа R-46
Госгеолкарты-1000/3 прогнозируемых объектов полезных ископаемых
и их прогнозных ресурсов**

| № п/п | Вид минерального сырья, индекс и наименование объекта | Оценка ресурсов по категориям | | Баланс ресурсов по результатам работ (+, -) | Рекомендуемые для лицензирования объекты и рекомендации по дальнейшим работам |
|-------|---|--|---|---|--|
| | | На начало работ | По результатам работ | | |
| 1 | Большеавамский серебро-меднорудный район потенциальный, 3000 км ² | | Cu – 1000 тыс. т Ag 300 т (все – P ₃) | +1000 Cu +300 Ag | Поисковые работы на медь масштаба 1 : 50 000 на листах R-46-XV, XVI |
| 2 | Кыстыктахский медно-платино-никелеворудный узел потенциальный, 400 км ² | Кыстыктахский РУ, 350 км ² , Cu – 210 тыс. т, Ni – 93 тыс. т. (В. А. Радько, 2016) Ресурсы не утверждались | Cu – 200 тыс. т Ni – 100 тыс. т (все – P ₃) | | ГМК-200 R-46-XIII, XIV |
| 3 | Арылахский серебро-меднорудный узел, 600 км ² | Арылахское пр., 4 км ² , Cu – 100 тыс. т (P ₁) Дюжиков, 1976. Арылахский РУ, 245 км ² , Cu – 3062,5 тыс. т (P ₃) (Радько, 2016) Ресурсы не утверждались | Cu – 300 тыс. т Ag – 600 т (P ₃) | | ГМК-200 R-46-XIII, XIV |
| 4 | Микчангдинский медно-платино-никелеворудный узел потенциальный, 300 км ² | Микчангдинская площадь, 3,5 км ² Ni – 630 тыс. т (P ₁) Cu – 1100 тыс. т (P ₁) ΣPt – 630 т (P ₁) Площадь 74 км ² Ni – 1060 тыс. т (P ₂) Cu – 1900 тыс. т (P ₂) ΣPt – 1600 т (P ₂) (Тетерюк, 2009) Ресурсы не утверждались | Cu – 560 тыс. т Ni – 280 тыс. т Co – 11 тыс. т Au – 9,6 т Ag – 163 т ΣPt – 210 т (все – P ₃) | | Продолжение поисковых работ с бурением скважин масштаба 1 : 50 000 на перспективных участках по геохимическим и геофизическим данным |

Примечание. Пункт 1 – апробированные во ВСЕГЕИ ресурсы, пункты 2–4 – авторские ресурсы, переоцененные в ходе работ.

Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород и минералов

| Номер на карте | Наименование геологического подразделения | Метод определения | Возраст, лет, лабораторный номер | Номер источника по списку литературы, авторский номер пункта |
|--------------------------------|---|-------------------|--|--|
| Карта четвертичных образований | | | | |
| 1 | Лимний голоценовый | ^{14}C | 7510 ± 120 (ГИН-1007) | [2], Б-86 |
| 2 | Лимний голоценовый | ^{14}C | 5550 ± 100 (ГИН-979) 8140 ± 40 (ГИН-980) | [2], Г-119 |
| 3 | Лимний каргинского горизонта | ^{14}C | $35\,000 \pm 500$ (ГИН-989) $45\,500 \pm 1200$ (ГИН-983) | [2], Б-59, Б-58 |
| 4 | Мариний каргинского горизонта | ^{14}C | $36\,700 \pm 1000$ (ГИН-987) | [2], А-270/6 |
| 5 | Лимноаллювий каргинско-сартанского горизонтов | ^{14}C | $12\,700 \pm 400$ (ГИН-662) $30\,300 \pm 1200$ (ГИН-663) | [2, 340], XX-12 |
| 6 | Аллювий 2-й надпойменной террасы | ^{14}C | $14\,200 \pm 250$ (ГИН-661) | [2, 340], XX-11 |
| 7 | Аллювий 2-й надпойменной террасы | ^{14}C | 9060 ± 350 (RGI-143) | [339], обн. 65033 |
| 8 | Аллювий 2-й надпойменной террасы | ^{14}C | $12\,770 \pm 350$ (RGI-149) | [339], обн. 65030 |
| 9 | Аллювий 2-й надпойменной террасы | ^{14}C | $12\,700 \pm 1100$ (RGI-150) | [339], обн. 65042 |
| 10 | Аллювий 1-й надпойменной террасы | ^{14}C | 3050 ± 220 (RGI-151) 4130 ± 190 (RGI-146) 5490 ± 180 (RGI-147) 5640 ± 200 (RGI-148) | [339], обн. 65034 |
| 11 | Аллювий 2-й надпойменной террасы | ^{14}C | $11\,210 \pm 740$ (RGI-144) | [339], обн. 65008 |
| 12 | Аллювий 3-й надпойменной террасы | ^{14}C | $13\,380 \pm 370$ (RGI-152) $14\,900 \pm 1700$ (RGI-145) | [339], обн. 65002 |
| 13 | Аллювий 2-й надпойменной террасы | ^{14}C | $11\,740 \pm 100$ | [50], обн. 3059 |
| 14 | Аллювий 1-й надпойменной террасы | ^{14}C | 7600 ± 60 | [50], обн. 3097 |
| 15 | Лимний голоценовый | ^{14}C | $10\,100 \pm 45$ | [17] |
| 16 | Аллювий голоценовый | ^{14}C | 1940 ± 60 (ЛУ-4057) 2010 ± 60 (ЛУ-3950) | [17] |
| 17 | Лимний позднеплейстоценовый-голоценовый | ^{210}Pb | 5285 ± 52 7980 ± 450 9520 ± 140 9970 ± 120 | [17, 264] PG-1111 |
| 18 | Аллювий голоценовый | ^{14}C | 2250 ± 50 (ЛУ-3954) 4470 ± 160 (ЛУ-3966) | [17] |

| Номер на карте | Наименование геологического подразделения | Метод определения | Возраст, лет, лабораторный номер | Номер источника по списку литературы, авторский номер пункта |
|----------------|---|-------------------|--|--|
| 19 | Аяклинский лимний | ^{14}C | 10 290 ± 180 (ЛУ-4894) | [17] |
| 20 | Лимний голоценовый | ^{14}C | 4900 ± 100 (ЛУ-4896) 6480 ± 40 (ЛУ-4549) | [17] |
| 21 | Аяклинский лимний | ^{14}C | 13 570 ± 220 (ЛУ-4892) | [17] |
| 22 | Аяклинский лимний | ^{14}C | 10 120 ± 190 (ЛУ-4891) 10 980 ± 190 (ЛУ-4893) | [17] |
| 23 | Сартанский флювиогляциал | ^{14}C | 11 020 ± 65 (СОАН-2322) | [47], обн. К-60 |
| 24 | Лимний голоценовый | ^{14}C | 2860 ± 30 (СОАН-2891) | [47], обн. К-243 |

Список опорных обнажений, буровых скважин, показанных на карте дочетвертичных образований листа R-46

| Номер на карте | Характеристика объекта | Номер источника по списку литературы, авторский номер объекта |
|----------------|---|---|
| 1 | Скважина (3125 м), вскрывает разрез юрско-мелового плитного комплекса в интервале от насоновской до яновстанской свит | [308], Средне-Пясинская-1 (поисковая) |
| 2 | Скважина (3010 м), вскрывает сокращенные разрезы мелового (яковлевская–нижнехетская свиты) и юрского (леонтьевская–зимняя свиты) подкомплексов юрско-мелового плитного комплекса и подстилающие средне-верхнетриасовые(?) терригенные отложения | [51], Гундровая-1 (поисковая) |
| 3 | Скважина (3386 м), вскрывает разрез нижней части юрско-мелового плитного комплекса (вымская–зимняя свиты) и подстилающие триасовые и пермские отложения | [305], Волочанская-1 (параметрическая) |
| 4 | Скважина (2065 м), вскрывает разрез верхнепермско-нижнетриасовой вулканогенной толщи, переходной между Норильско-Хараелахской и Большеавамской СФЗ, и наиболее полный для Арылахско-Кыстыктахской площади разрез девона (от каларгонской до хребтовской свит, 715 м) | [281], скв. КТ-4 (поисковая) |
| 5 | Скважина (1840 м), вскрывает разрез нижней части верхнепермско-нижнетриасовой вулканогенной толщи (моронговская–ивакинская свиты – 1117 м), подстилающие отложения тунгусской серии и среднего девона (юктинская и мантуровская свиты), в котором интервал от талнахской до верхов юктинской свит (133 м) замещен интрузией габбродолеритов норильского комплекса | [281], скв. КТ-1 (поисковая) |
| 6 | Скважина (859,6 м), вскрывает неполный разрез нижней части верхнепермско-нижнетриасовой вулканогенной толщи (от моронговской свиты до нижнегудчихинской подсвиты) | [293], скв. АР-36 (поисковая) |
| 7 | Скважина (960 м), вскрывает: наиболее мощный (более 300 м) разрез сульфидоносной Арылахской интрузии норильского комплекса, вмещающие – девонские отложения (до мантуровской свиты); интрузив оганерского комплекса (в каларгонской свите) и пясинского комплекса (в тунгусской серии); подошву верхнепермско-нижнетриасовой вулканогенной толщи (ивакинской свиты) | [293], скв. АР-7 (поисковая) |
| 8 | Скважина (2000 м), вскрывает: разрез нижней части верхнепермско-нижнетриасовой вулканогенной толщи (надеждинская–ивакинская свиты – 484 м); подстилающие отложения тунгусской серии с телами долеритов (342 м), средний и верхний девон (накохозская–мантуровская свиты) | [293], скв. АР-44 (поисковая) |

| Номер на карте | Характеристика объекта | Номер источника по списку литературы, авторский номер объекта |
|----------------|--|---|
| 9 | Скважина (3996 м), вскрывает рифейско(?)–палеозойский разрез Лебянского свода (Лено-Тунгусская СФО) | [352], скв. Л-358 (параметрическая) |
| 10 | Скважина (2341 м), вскрывает наиболее полный (2317 м) единый разрез верхнепермско-нижнетриасовой вулканогенной толщи (от верхов хараелахской до низов ивакинской свиты) Икэнской мульды (Норильско-Хараелахская СФЗ) | [335], скв. ТК-5 (поисковая) |
| 11 | Скважина (1500 м), вскрывает разрез верхнепермско-нижнетриасовой вулканогенной толщи (мокулаевская–ивакинская свиты – 1480 м) и подстилающие отложения тунгусской серии | [347], скв. Кст-9 |
| 12 | Скважина (1500 м), вскрывает разрез (850 м) нижней части верхнепермско-нижнетриасовой вулканогенной толщи западной части Большеавамской СФЗ (аянская – правобоярская свиты), подстилающие отложения тунгусской серии (607 м), насыщенные телами долеритов далдыканского комплекса, и верхнюю часть девона (каларгонская–юктинская свиты) | [295], скв. Онд-1 |
| 13 | Скважина (1000 м), вскрывает неполный разрез палеозоя (от верхней перми до среднего ордовика) Лебянского свода (Лено-Тунгусская СФО) | [50, 352], скв. Л-3 |
| 14 | Скважина (1501 м), вскрывает наиболее полный разрез Микчангдинской площади, охватывающий дифференцированную серию лав верхнепермско-нижнетриасовой вулканогенной толщи (547 м), тунгусскую серию с субпластовыми интрузиями ергалахского и оганерского комплексов, средне-нижепалеозойские отложения до омнутахской свиты (S ₁) включительно, заключающие мощную интрузию оганерского комплекса (156 м) и расщепленную интрузию норильского комплекса (61 м) | [345], скв. МД-50 (поисковая) |
| 15 | Скважина (1500 м), вскрывает: наиболее мощный интервал (99 м) сульфидоносной Микчангдинской интрузии норильского комплекса, залегающей вместе с вышележащей мощной интрузией оганерского комплекса в девонских отложениях (до япахтинской свиты нижнего девона); угленосные отложения тунгусской серии, насыщенные интрузиями базитов ергалахского и оганерского комплексов | [345], скв. МД-48 (поисковая) |
| 16 | Скважина (2000 м), вскрывает: разрез нижней части верхнепермско-нижнетриасовой вулканогенной толщи (моронговская–ивакинская свиты, 1123 м); подстилающие отложения тунгусской серии (607 м), насыщенные телами долеритов; свиты верхнего девона | [318], скв. НМ-1 (поисковая) |
| 17 | Обнажение, вскрывает пакет дайковых тел каменского комплекса, сложенных щелочными пикритами, лимбургитами и авгититами | [50]. Обнажение, водораздел рек Хуор-Уялах и Элильча |
| 18 | Обнажение, вскрывает разрез аянской свиты в стратотипическом районе мощностью 270–290 м | [297]. Обнажение, р. Хикондакит, левый приток р. Ягтали |

| Номер на карте | Характеристика объекта | Номер источника по списку литературы, авторский номер объекта |
|----------------|---|---|
| 19 | Обнажение, вскрывает наиболее мощный разрез хон-намакитской свиты в стратотипическом районе | [297]. Обнажение, р. Хиникаль |
| 20 | Обнажение, вскрывает стратотип хақанчанской свиты суммарной мощностью 254 м | [47]. Обнажение, юж. берег оз. Хантайское, восточнее устья р. Хақанча |

**Список опорных обнажений, буровых скважин,
показанных на карте четвертичных образований листа R-46**

| Номер на карте | Характеристика объекта | Номер источника по списку литературы, авторский номер объекта |
|----------------|--|---|
| 21 | Скважина, вскрывает четвертичные отложения (90 м) без расчленения на стратогены | [308]. Скв. Средне-Пясинская-1 (поисковая) |
| 22 | Скважина вскрывает четвертичные отложения (114 м), без расчленения на стратогены | [305]. Волочанская-1 (параметрическая) |
| 23 | Скважина, вскрывает четвертичные отложения (70 м), без расчленения на стратогены | [305]. Тундровая-1 (поисковая) |
| 24 | Опорное обнажение (>10 м), вскрывает быхинский мариний | [327]. Обнажение 4141 |
| 25 | Опорное обнажение (>22 м), вскрывает ширтинский лимний, аллювий 4-й террасы, аллювий 2-й террасы | [336]. Обнажение 65030–65031 |
| 26 | Опорное обнажение (>28 м), вскрывает ширтинский лимний, аллювий 4-й террасы, аллювий 3-й террасы | [339]. Обнажение 65039 |
| 27 | Скважина (270 м), вскрывает чистоозерский аллювиомариний нижнего звена; яминскую морену и гляциофлювиал, коевский лимний среднего звена; быхинский мариний верхнего звена | [293]. Скважина AP-10 |
| 28 | Скважина (94 м), вскрывает болгохтохскую морену и гляциофлювиал нижнего звена; вологочанский мариний, яминскую морену, коевский лимний среднего звена, быхинский мариний верхнего звена | [293]. Скважина AP-28 |
| 29 | Скважина (113 м), вскрывает яминскую морену, коевский лимний среднего звена, муруктинскую морену, каргинский лимний верхнего звена | [293]. Скважина AP-50 |
| 30 | Скважина (157 м), вскрывает стратотип быхинского мариния, кроме того, мастахсалинский мариний, коевский лимний, яминскую морену и гляциофлювиал, чистоозерский аллювиомариний | [293]. Скважина AP-11 |
| 31 | Скважина (169 м), вскрывает яминскую морену и гляциофлювиал, коевский лимний, быхинский мариний | [293]. Скважина AP-19 |
| 32 | Скважина (271 м), вскрывает чистоозерский аллювиомариний, болгохтохскую морену и гляциофлювиал, вологочанский мариний, яминскую морену и гляциофлювиал, быхинский мариний, муруктинскую морену и гляциофлювиал | [335]. Скважина ТК-77 |
| 33 | Скважина, вскрывает голоценовый аллювий (5 м) | [352]. Скважина Ледяная-358 (параметрическая) |
| 34 | Скважина (166,5 м), вскрывает устькотуйский аллювиомариний, ширтинский лимний и аллювий, аллювий 4-й террасы | [50, 352]. Скважина Ледяная-3 |
| 35 | Скважина (10 м), вскрывает верхненеоплейстоценовый–голоценовый лимний в дне оз. Лама | [17, 264]. Скв. PG-1111 |

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|--|-----|
| Введение. <i>Г. В. Шнейдер</i> | 3 |
| Стратиграфия. <i>Г. В. Шнейдер, М. В. Наумов, К. В. Борисенков, Е. И. Берзон, Н. П. Виноградова</i> | 15 |
| Интрузивный магматизм. <i>М. В. Наумов, Н. П. Виноградова</i> | 160 |
| Тектоника. <i>М. В. Наумов, Е. И. Берзон</i> | 199 |
| История геологического развития. <i>М. В. Наумов, Е. И. Берзон, Г. В. Шнейдер</i> | 236 |
| Геоморфология. <i>Г. В. Шнейдер</i> | 255 |
| Полезные ископаемые. <i>А. В. Гавриш, Г. В. Шнейдер</i> | 267 |
| Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района. <i>А. В. Гавриш, Г. В. Шнейдер</i> | 296 |
| Гидрогеология. <i>В. В. Петров, М. А. Чуйко</i> | 329 |
| Эколого-геологическая обстановка. <i>Т. К. Иванова</i> | 335 |
| Заключение. <i>Г. В. Шнейдер, М. В. Наумов, А. В. Гавриш</i> | 339 |
| Список литературы | 343 |
| <i>Приложение 1.</i> Список месторождений, проявлений, пунктов минерализации полезных ископаемых, шлиховых ореолов и потоков, первичных геохимических ореолов, вторичных геохимических ореолов и потоков, гидрохимических аномалий и потоков, магнитных и гравитационных аномалий, показанных на листе R-46 Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000 | 363 |
| <i>Приложение 2.</i> Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минералогических подразделений на листе R-46 | 378 |
| <i>Приложение 3.</i> Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых на листе R-46 | 379 |
| <i>Приложение 4.</i> Таблица впервые выявленных или переоцененных в ходе составления листа R-46 Госгеолкарты-1000/3 прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов | 380 |

| | |
|---|-----|
| <i>Приложение 5.</i> Список пунктов на листе R-46, для которых имеются определения возраста пород и минералов..... | 381 |
| <i>Приложение 6.</i> Список опорных обнажений, показанных на карте дочетвертичных образований листа R-46 | 383 |
| <i>Приложение 7.</i> Список опорных обнажений, буровых скважин, показанных на карте четвертичных образований листа R-46 | 386 |

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)
Серия Норильская
Лист R-46 – Пайтурма
Объяснительная записка

Редактор *Е. А. Зотова*
Техническое редактирование *О. Н. Алексева*
Верстка *Т. П. Рекант*

Формат 70×100/16. Гарнитура Times New Roman.

Печать офсетная. Печ. л. 24,5. Уч.-изд. л. 32.

Тираж 100 экз. Заказ 41714000

Картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72
Тел. 328-8121, факс 321-8153

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК
