

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Норильская

Лист R-45 – Норильск

САНКТ-ПЕТЕРБУРГ

2016

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-45 – Норильск

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

Падерин П.Г., Деменюк А.Ф., Назаров Д.В., Чеканов В.И. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Норильская. Лист R-45 — Норильск. Объяснительная записка. — СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2016. 366 с. (Минприроды России, Роснедра, ФБГУ «ВСЕГЕИ»).

В объяснительной записке обобщены новые материалы по стратиграфии, тектонике, геоморфологии, гидрогеологии, истории геологического развития и полезным ископаемым. Территория расположена севернее Полярного круга в бассейнах рек Енисей и Пясины. Она охватывает северо-западную часть Среднесибирского плоскогорья, юго-западную часть Северо-Сибирской низменности, северо-восточную часть Западно-Сибирской равнины и ограничена координатами 68 – 72° с. ш. и 84 – 90° в. д., административно относится к Красноярскому краю, Усть-Енисейскому и Дудинскому районам.

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

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

Табл. 13, ил. 10, список лит. 265 назв., прил. 8.

Авторы

П.Г. Падерин, (отв. исполнитель), *А.Ф. Деменюк*, *Д.В. Назаров*, *В.И. Чеканов*,
Л.В. Смелова, *В.В. Петров*, *М.Ю. Ладыгина*, *А.А. Сергеева*

Материалы по листу R-45 — Норильск одобрены Главной редколлегией по геологическому картированию, рассмотрены и рекомендованы к печати Научно-редакционным советом по геологическому картированию территории Российской Федерации Федерального агентства по недропользованию (НПС Роснедра).

Научный редактор *В.А. Радько*

- © Роснедра, 2016
- © Федеральное государственное бюджетное учреждение «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского», 2016
- © Коллектив авторов, 2016
- © Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016

ВВЕДЕНИЕ

Третье издание Государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 листа R-45 (Норильск) подготовлено в результате обобщения геологических материалов, полученных за пятнадцатилетний период, прошедший после второго издания Государственных геологических карт масштаба 1 : 1 000 000 на листы R-43 – (45) (Гыдан – Дудника) и R-(45) – 47 (Норильск). 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, геоморфологической, гидрогеологической и эколого-геологической.

Территория расположена севернее Полярного круга в бассейнах рек Енисей и Пясины. Она охватывает северо-западную часть Среднесибирского плоскогорья, юго-западную часть Северо-Сибирской низменности и северо-восточную часть Западно-Сибирской равнины. В тектоническом отношении это части Сибирской платформы, Енисейско-Хатангского регионального прогиба и Западно-Сибирской плиты.

В южной части листа расположен Норильский горнопромышленный район, являющийся крупнейшим в России по запасам медно-никелевых руд с действующими предприятиями по их добыче и переработке. В северо-западной части листа в пределах Енисейско-Хатангского регионального прогиба и Западно-Сибирской плиты открыты месторождения и перспективные проявления углеводородов.

Работа выполнялась во Всероссийском научно-исследовательском геологическом институте им. А.П. Карпинского по Государственному контракту № АМ-02-34/14 от 10.06.2013 г. объект: «Создание комплектов Государственных геологических карт масштаба 1:1 000 000 третьего поколения листов R-45 (Норильск), S-46 (р. Тарей), O-52 (Томмот)».

При составлении карт комплекта и объяснительной записки в полной мере использованы материалы ранее изданных листов Госгеолкарт и геологических отчётов. Основой данных для составления листа являются обобщающие работы геологов НКГРЭ, ЗКГРЭ, ООО «Норильскгеология», ОАО «Красноярскгеолсъёмка», ВСЕГЕИ, НИИГА, ЦАГРЭ и др.

В обсуждении содержания работы участвовали Б.А. Блюман, В.Р. Вербицкий, Н.И. Гусев, С.П. Ерыкалов, В.А. Канунников, Н.А. Криволицкая, В.А. Крыжановский, Ф.Д. Лазарев, Н.Н. Нагайцева, И.А. Наторхин, А.Н. Онищенко, О.В. Петров, Е.В. Плющев, Э.М. Прасолов,

В.А. Радько, С.А. Сергеев, О.Н. Симонов, Л.В. Смелова, С.Г. Снисар, С.В. Соколов, А.Н. Тимашков, В.П. Феоктистов, В.В. Шатов, С.С. Шевченко, Г.В. Шнейдер, С.П. Шокальский.

Авторы работы искренне благодарны за консультации и конструктивные замечания коллег.

Территория листа R-45 ограничена координатами 68 – 72° с. ш. и 84 – 90° в. д., административно относится к Дудинскому и Усть-Енисейскому районам Красноярского края. Юго-восточная часть площади относится к Среднесибирскому плоскогорью, это Горы Харыялах (Плато Хараелах) с высотными отметками от 359 до 956 м. Хребет Лонгдокойский Камень (Норильское плато) с высотными отметками от 217 до 760 м. (г. Кулгахтах), западный край плато Путорана, Сыверминское плато (Горы Имангда, Ламские горы) с высотными отметками от 412 до 962 м. Плато разделены крупным понижением с долинами рек Хантайка, Рыбная, Норильская и озера Мелкое, Пясино, Хантайское водохранилище. Горы плато разделены глубоковрезанными речными долинами.

Северо-Сибирская низменность, представленная на территории своей южной частью, является аккумулятивной равниной с абсолютными отметками водоразделов, не превышающими 200 – 250 м и низин с абсолютными отметками до 40 – 80 м. В юго-западной части площади листа находится пологая Нижне-Енисейская возвышенность, ограниченная слабоврезанными широкими речными долинами с многочисленными озёрами.

Гидрографическая сеть района относится к бассейнам рек Енисей, Пясины и характеризуется большой разветвлённостью. Главная водная артерия территории Енисей полноводная широкая река, достигающая 6 км в ширину и 35 м глубины у г. Дудинка. Скорость течения р. Енисей составляет до 1,0 км/ч. Наиболее протяжённые притоки впадающие в Енисей – Малая Хета, Большая Хета, Дудинка, Фокина, Хантайка. К системе оз. Пясино – р. Пясины принадлежат реки Рыбная, Норильская, Таловая, Черная, Дудыпта, Агапа, Яким и др. 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. Енисей полностью судоходен, а р. Пясины пригодна для хода катеров и плоскодонных барж.

Многочисленные озера расположены в пределах Северо-Сибирской низменности, в основном преобладают небольшие (до 1 км в поперечнике) неглубокие термокарстовые озера. Наиболее значительные из них – Половинное, 1-е и 2-е Пуринские, Коренное, Лыто, Усун-Кюель и др. В западной части плато Путорана расположены крупные озера – Хантайское, Кета, Мелкое, Глубокое, Лама, Пясино. К югу от Норильского плато располагается Хантайское водохранилище. Озера более восьми месяцев в году покрыты льдом. На многих крупных озёрах лёд 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 до 1 км, только под руслами наиболее крупных рек развиты талики. В летнее время образуется деятельный слой мощностью до 2 м. Зима суровая, длительностью до восьми месяцев. Средняя температура самого холодного месяца января составляют минус 28 С, а самого тёплого месяца июля плюс 12°С. Колебания температуры от минус 58° в январе до плюс 35°С в июле. Осадков в течение года выпадает до 600 мм, 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 берёзы. В горных районах лесотундра сменяется поясом горных кустарников (от высот 200 – 250 до 600 – 700 м), а выше гольцовым поясом, где представлены каменные россыпи с покровом мхов и лишайников. На равнинах севернее г. Дудинка развита тундра, где произрастают карликовые берёза, ольха, ива и повсеместно развиты моховой и лишайниковый покровы.

Коренное население района (долганы, нганасане, эвенки) занимается оленеводством, охотой, рыболовством. Административный центр района и крупный речной и морской порт г. Дудинка на Енисее. Промышленным центром являются Единое муниципальное образование: город Норильск с районами Талнах, Кайеркан, Снежногорск с развитой горнодобывающей и металлургической промышленностью. С Москвой и Красноярском через аэропорт Алыкель города связаны авиалиниями. Железная дорога соединяет города Дудинку и Норильск, по шоссейным дорогам между городами осуществляются перевозки пассажиров и грузов. Газопроводный транспорт используется для снабжения Норильского горнопромышленного района газом с месторождений левобережья Енисея.

Первые описания геологического строения территории принадлежат А.Ф. Миддендорфу (1860 г.), Ф.Б. Шмидту (1872 г.), Э.В. Толлю (1895 г.), И.А. Лопатину (1897 г.). Первые заявки на полезные ископаемые района (каменный уголь, медные руды) Норильска сделаны в 1865 купцом Куприяном Сотниковым из Дудинки в компании с Енисейским пароходоладельцем и золотопромышленником А.П. Кытмановым. В образцах руды, по анализам Сузунского завода на Алтае, оказалось 12,5% чистой меди. На месторождении К. Сотников построил печь, было выплавлено и продано в казну 200 пудов черновой меди, но в дальнейшем «Норильское дело» не принесло ему удачи. Причем, в 1936 году в старой сотниковской штольне были обнаружены две халькопиритовые жилы мощностью 20-40 см, опробование которых показали содержания платиноидов около 1000 г/т, но в то время не знали даже о наличии в руде никеля. Возродить «семейное» дело решил Александр Сотников внучатый племянник Куприяна. В августе 1915 года он, студент 2 курса горного отделения Томского технологического института, собрал образцы пород и руд и поставил свои заявочные столбы: четыре – на уголь и два – «рудных». В 1916 г. А.А. Сотникова призвали в армию, коллекцию по-

род и руд он вместе с записями передал для исследования Николаю Николаевичу Урванцеву, который помог А.А. Сотникову подготовить доклад правительству А.В. Колчака к 18 марта 1919 года. Часть доклада была издана в 1919 году отдельной брошюрой «К вопросу об эксплуатации Норильского (Дудинского) месторождения каменного угля и медной руды, в связи с практическим осуществлением и развитием Северного морского пути».

В 1920 – 1926 гг. Н.Н. Урванцев продолжил изучение Норильского района, были составлены геологические карты района, подсчитаны запасы каменного угля, в руде обнаружены минералы никеля и его высокое содержание, было сделано сопоставление с хорошо известным к тому времени канадским месторождением Садбери. В 1922 г. в коллекции рудных образцов Н.Н. Урванцева по инициативе профессора Н.К. Высоцкого, Н.Н. Подкопаев обнаружил исключительно высокие содержания металлов платиновой группы, что резко отличало их от руд Садбери. В 1926 г. Н.Н. Урванцевым и Б.Н. Рожковым было открыто второе месторождение сульфидных медно-никелевых руд Норильск-2. Последующие исследования проводились преимущественно с целью поисков и разведки медно-никелевых месторождений и обеспечения этих работ геологической основой.

Работы по изучению района были продолжены Б.Н. Рожковым (Институт цветных металлов ВСНХ СССР, 1928 – 1930 гг.), А.Е. Воронцовым (Цветметзолото, 1930 – 1935 гг.), А.А. Кордаковым, П.Н. Кабановым, Г.Г. Моором (1937 – 1938 гг.). В феврале 1934 г. ПКЗ были утверждены запасы медно – никелевых руд по Норильским месторождениям «ручья Угольного» и «Норильск-2». Причем запасы последнего, разработка которого не начата до сих пор, составляли $\frac{3}{4}$ от общих запасов, а уже 23 июня 1935 года постановлением Совнаркома СССР № 1275-148 сс было принято решение о строительстве Норильского медно-никелевого комбината. Эта дата считается днем рождения города Норильска.

А.Е. Воронцов руководил разведкой месторождений Норильск-1 (горы Рудной; ручья Угольного; Медвежий ручей) и Норильск-2, представлял запасы в ЦКЗ, а с 1935 по 1945 гг. возглавлял геологическую службу Норильского комбината. Им составлена первая монография по геологии и полезным ископаемым района. В составе геологической службы в это время работали Ю.А. Спейт, В.С. Домарев, А.И. Корешков, Е.Д. Цуладзе, И.А. Коровяков, М.Ф. Смирнов, А.М. Пономарев, М.Н. Годлевский, В. Н. Доминиковский, В.Н. Егоров, В.К. Котульский, Б.К. Лихарев, Г.Д. Маслов, Н.Н. Урванцев, В.А. Хахлов, Ю.М. Шейнманн, Г.М. Шешукова и др. Геологическое изучение сопровождалось поисковым и разведочным бурением, было пройдено более 800 скважин глубиной до 1000 м [183]. В 1945 г. геологическая служба комбината была преобразована в Геологическое управление. В 1952 г по результатам работ составлена монография «Геологическое строение и минеральные ресурсы Норильского района» под редакцией Н.Н. Урванцева.

Планомерное изучение низовьев Енисея, Западно-Сибирской и Северо-Сибирской низменностей началось с 1934 г. геологами треста «Главсевморпуть» с целью поисков месторождений нефти и газа. На левобережье Енисея вблизи устья Малой Хеты Н.А. Гедройцем были обнаружены выходы горючих газов в виде грифонов. В 1936 г. была организована Усть-

Енисейская экспедиция треста «Главсевморпуть», работавшая до 1954 г., в основном на левобережье Енисея. В небольших объемах проводились исследования в бассейнах рек Пясины, Агапа, Дудинка, Рыбная, Норильская. В работах участвовали В.Н. Сакс, И.П. Лукин, У.М. Юдичев, Н.Г. Акатов, Т.П. Кочетков и др. Исследования В.Н. Сакса в районе Усть-Порта на Енисее, по рр. Пясины и Агапа с 1939 по 1946 гг. 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 годы в Норильском районе проводится геологическая съёмка масштаба 1:1 000 000 сотрудниками Научно-исследовательского института геологии Арктики (НИИГА) и геологоразведочных экспедиций ЗСГУ, ВАГТа, НКГРЭ, ГУСМП А.А. Кордиковым (1937-1939 гг.), Ю.А. Спейтом (1940, 1941 гг.), В.С. Домаревым (1943 г), 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.), К.С. Сиротенко (1954 г.), В.И. Аникеевым (1954 г.), И.М. Фердманом (1954 г.), В.А. Марковским и В.А. Фадеевым (1956 г.).

С 1940 по 1954 годы сотрудниками НИИГА и НКГРЭ отдельные участки были закартированы в масштабе 1:500 000 И.А. Коровяковым (1940, 1942 гг.), Г.Д. Масловым (1944 г.), Ю.М. Шейнманном, П.С. Фоминым (1943, 1944 гг.), В.С. Домаревым (1944 г.), Я.И. Полькиным и А.А. Волосатовым (1945, 1947 гг.), А.И. Дмитриевым (1949 г.), В.В. Захаровым (1954 г.). Маршрутные, поисковые и тематические исследования с 40-х годов проводили геологи НКГРЭ, ГУСМП, НИИГА Ю.М. Шейнманн (1940 г.), К.И. Куличенко (1940 г.), Е.Э. Цусадзе (1940 г.), Ф.Г. Марков (1941, 1942 гг.), Я.И. Полькин, Е.Л. Бутаков (1952, 1953 гг.), А.А. Высоцкий (1954 г.).

Собранный материал явился основой для составления Государственных геологических карт масштаба 1 : 1 000 000. Для листа R-44, 45 геологическая карта составлена в 1958 году Н.Н. Урванцевым, С.Л. Троицким и В.С. Ломаченковым [41]. Авторы приводят стратиграфическое расчленение осадочных отложений до ярусов и свит. В осадконакоплении между ордовиком и силуром, девоном и карбоном предполагается региональный перерыв. В комплексе эффузивных пород выделены три тектоно-магматических цикла. Интрузивный комплекс расчленён на недифференцированные, слабодифференцированные и дифференцированные интрузивы. Отмечена тесная парагенетическая связь процесса дифференциации с медно-никелевым оруденением.

В период с 1955 по 1972 гг. в Норильском районе проведён большой объем геолого-поисковых и разведочных работ геологами Норильского комбината и Норильской комплексной ГРЭ (С.П. Степанов, П.П. Дейнега, Е.А. Черевков, В.М. Лосев, В.И. Степанов, Л.Л. Кузнецов, В.В. Елисеев, Р.Г. Матухин, В.Г. Маштухина, Л.М. Шадрин, А.А. Лисенков, Г.Д. Маслов, В.С. Нестеровский, С.М. Постонен, В.А. Люлько, Л.Л. Ваулин, А.А. Скобелин, С.Р. Пашкевич, В.М. Огарков, Г.Г. Ремпель, Б.М. Бевзюк, А.М. Иванов, Л.К. Цывьян, О.А. Дюжиков, Л.А. Виницкий, В.И. Королев и др.). Исследования позволили уточнить глубинное строение закрытых райо-

нов, определить структурно-тектоническое положение медно-никелевого оруденения, открыть новые рудопроявления, месторождения углей, каменной соли и стройматериалов. Были выделены перспективные участки, которые рекомендовались для проведения поисковых работ. В поисковых целях использовались геофизические методы, на отдельных месторождениях выполнена детальная гидрогеологическая съёмка (А.И. Кабанова и др.), а так же среднemasштабная гидрогеологическая съёмка (В.И. Вожов, Е. Е. Кузьмин).

По заданию и.о. главного геолога Норильской экспедиции Г.Д. Маслова 9 июля 1960 г геологами В.Ф. Кравцовым, В.С. Нестеровским и Ю.Д. Кузнецовым был обследован участок междуречья р. Талнах и руч. Угольный с целью заложения скважины. У подошвы склона горы Отдельной ими были обнаружены элювиально – делювиальные свалы габбродолеритов, аналогичные верхним дифференциатам интрузии Норильск-1. 24-го августа 1960 г начато бурение и скважиной КЗ-21 была вскрыта дифференцированная талнахская интрузия с вкрапленным оруденением и четырьмя прожилками сульфидов мощностью 1-5 см с высокими содержаниями меди, никеля и платиноидов. Это послужило началом интенсивного развития геологоразведочных работ в пределах южной части Хараелахской мульды и 3 октября 1965 г. скважиной КЗ-584, рекомендованной В.А. Люлько, были вскрыты богатые руды. В короткий срок, к 1967 г. была проведена геологическая съёмка масштаба 1 : 50 000 с поисковым бурением, открыты Талнахское и Октябрьское месторождения сульфидных медно-никелевых руд, выполнена их предварительная и детальная разведка, подсчитаны запасы руд и после утверждения в ГКЗ СССР переданы в эксплуатацию Норильскому горно-металлургическому комбинату.

В 1955 – 1968 гг. геологами СНИИГГиМСа (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 карта нефтегазоносности, выявлена Болгохтохская антиклинальная структура, на которой скважиной вскрыта гранитоидная интрузия несущая медно-молибденовое оруденение.

В 1960 – 1962 гг. пробурены первые колонковые скважины на Большехетской площади и Дудинском профиле. Глубокие поисково-разведочные скважины, позволили выяснить строение мезозойско-кайнозойского осадочного чехла, установить наличие угольных пластов и фосфатоносных горизонтов. Геологические исследования вели В.И. Драгунов, А. А. Высоцкий, Л.Ф. Штейн, Л.А. Полунина, М.А. Афанасьева, В.П. Леднева.

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.) в бассейнах рек Фокина, Убойная, Гремяка, на оз. Вологочан и южном берегу оз. Пясины. С 1967 г. в бассейне р. Пясины поисковые работы выполнялись трестом «Норильскнефтегазразведка» Тюменского ПГУ.

В 1968 г. открыто Джангодское газовое месторождение и ряд газоконденсатных проявлений. Научно-исследовательские работы проводились сотруниками ВНИГРИ В.Д. Козыревым, Г.Д. Куликом, Т.К. Баженовой, О.А. Бабошиной 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, В.С. Старосельцевым.

С 1961 по 1972 гг. в горной части площади на перспективных участках Норильского района геологами НКГРЭ (Л.К. Цывьян, В.А. Люлько и др.) проводилась кондиционная геологическая съёмка масштаба 1 : 50 000 с применением горных и геофизических работ в междуречье Южный Ергалах-Чибичете [189], в юго-западной части плато Хараелах [206]. В этот период значительная часть территории листа покрывается кондиционной геологической съёмкой масштаба 1:200 000, проводятся различные тематические работы сотрудниками НИИГА, ВНИИОкеангеология, ВСЕГЕИ, ВНИГРИ, СНИИГГиМС, МГУ, ИГиГСОАН, ИГЕМ, ЦНИГРИ, ВИРГ и к 1972 году изданы 6 сдвоенных листов карт геологических и полезных ископаемых [25-32]. В результате исследований было выполнено палеонтологически обоснованное расчленение отложений кембрия, ордовика, силура девона, карбона, перми, триасовых вулканогенных и интрузивных образований. Четвертичные отложения подразделены на отделы: нижний (зырянские, сарганские слои), верхний (санчуговские, казанцевские слои) и современный. Разрывные нарушения классифицированы по возрасту, глубинам заложения, выделен ряд пликативных структур различного порядка. Установлены и описаны проявления медно-никелевых руд, пирита, магнетита, ильменита, исландского шпата, угля, строительных материалов, даны рекомендации дальнейших работ [16, 20, 35, 48, 49, 50, 56, 57, 58, 62, 101].

В 1975 г. издана Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000 листа R-(45)-47 (Норильск) под ред. Н.Н. Урванцева, и Ф.Г. Маркова [42]. В состав комплекта вошли карты аномального магнитного поля, гравиметрическая, дочетвертичных образований, полезных ископаемых, четвертичных отложений, тектоническая.

В дополнение к съёмкам, осуществлённым ранее НИИГА и ВАГТ, в пределах Северо-Сибирской низменности НПО «Аэрогеология» закончены работы аэрофотогеологического картирования (АФГК) в том числе и на территории листа R-45. В Норильском районе и на севере Среднесибирского плоскогорья НПО «Аэрогеология» выполнено космофотогеологическое картирование масштаба 1 : 1 000 000 [227].

В период с 1972 по 1990 гг. были продолжены крупномасштабные геологические исследования с наземными магниторазведочными, профильными электроразведочными и гравиметрическими работами масштаба 1 : 50 000 – 1 : 25 000. Геологическая съёмка масштаба 1 : 50 000 и поисковые работы на медно-никелевые месторождения в Норильском районе были проведены на перспективных площадях геологами НКГРЭ, ЗКАГРЭ, ЦАГРЭ, ВНИИОкеангеология, ВСЕГЕИ и др. организаций с целью выявления, в первую очередь, богатых медно-никелевых руд. В работах были заняты Л.А. Веницкий, В.А. Люлько, В.М. Салов, В.В. Елисеев, Е.А. Черевков, Е.И. Волков, О.А. Дюжиков, В.С. Голубков, М.М. Макеев, А.Б. Душаткин, В.И. Демидович, О.Н. Симонов, В.В. Самусенко, А.В. Мартынов, А.А. Богатырев, Е.В. Кузнецов, Л.М. Шадрин и многие другие геологи [184, 185, 187, 190, 208, 222, 228, 230, 231, 232, 233, 234, 238, 239, 240].

В 70-90х годах были опубликованы монографии, статьи в периодических журналах, составлены и переданы в геологические фонды отчёты по стратиграфии, геологии и металлогении, геологии и нефтегазоносности, тектонике и глубинному строению.

Работы по стратиграфии палеозоя и мезозоя (А.А. Высоцкий, Ю.И. Тесаков, Н.Н. Предтеченский, Ю.Г. Гор, А.Б. Гуревич, А.Я. Бергер, Н.Н. Нагайцева, В.А. Федоренко и др.) [111, 127, 136, 137, 143, 144, 246, 255, 256].

Работы по геологии и металлогении (А.М. Виленский, Н.Н. Урванцев, В.В. Золотухин, Н.С. Малич, В.И. Казанский, А.И. Архипова, И.А. Наторхин, А.Д. Генкин, Д.А. Додин, Г.И. Кавардин, О.А. Дюжиков, А.В. Тарасов, О.В. Петров, Д.В. Ленчук, Е.В. Туганова, С.П. Богуславский, Ю.В. Костров, П.В. Ржаницын, А.Г. Самойлов, И.И. Сидоров, А.М. Шадрин, Н.Ф. Щедрин и др.) [35, 36, 37, 40, 45, 68, 69, 102, 103, 107, 113, 114, 115, 150, 204, 217, 218, 219, 223, 243, 247, 248, 257, 263].

Работы по геологии и нефтегазоносности (Д.С. Сороков, В.И. Вожов, В.С. Старосельцев, Д.П. Куликов и др.) [21, 34, 64, 141, 198].

Работы по тектонике и глубинному строению (Г.П. Аветисов, В.С. Голубков, Г.Г. Ремпель, Н.С. Малич, Д.Б. Тальвирский, В.Л. Масайтис, А.С. Гринсон, Е.Г. Лапина, Е.В. Туганова, М.М. Верещагина, Н.С. Берендеев, В.И. Яскевич и др.) [1, 94, 95, 96, 125, 126, 157, 168, 221, 235, 259].

В результате работ произведено детальное расчленение стратиграфического разреза по легенде для листов масштаба 1 : 50 000. Среди интрузивных пород выделены 3 условных возрастных группы, сформировавшихся 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 так же, дана прогнозная оценка территории и рекомендации по постановке детальных оценочных работ на перспективных участках.

С 1982 по 1987 в пределах горной части территории проводилось геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 на площади листов R-45-XVII, XVIII, XXI, XXII; XXIII, XXIV; XXVII, XXVIII; XXIX, XXX; XXXIII, XXXIV; XXXV, XXVI; R-46-XIII, XIX, XXV, XXXI (Б.М. Струнин и др., 1987) [186]. В геологическом отчёте выполнено обобщение материалов геолого-геофизических работ и дана прогнозная оценка территории на ряд видов минерального сырья, и 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 году по результатам геологического съёмки и поисковых работ была издана «Геологическая карта Норильского рудного района масштаба 1:200 000» (Б.М. Струнин, О.А. Бармина, Л.Л. Ваулин и др., гл. ред. М. Л. Шерман) [32].

В 90-е годы прошлого века и в начале XXI века экспедициями НКГРЭ, ЗКГРЭ, ППП «Норильскгеология» и ППП «Красноярскгеология» были продолжены геолого-съёмочные работы масштаба 1:50 000 с общими поисками в пределах горной части территории (А.С. Варганов, АА. Богатырев, Н.И. Кокорин, С.Г. Снисар, В.А. Радько, К.П. Шедько, В.Н. Соколов, И.А. Матвеев, В.В. Ситников, В.Н. Михайлов, В.А. Тетерюк и др.) [188, 199, 200, 210, 211, 212, 213, 244, 245, 251, 252, 253, 258, 264, 265].

Геофизическая основа для геологосъёмочных и поисковых работ была подготовлена В.И. Демидовичем, К.М. Чеховичем и др., А.В. Исаевым и др., А.Г. Наумовым и др., О.А. Дудиным, В.А. Канунниковым [195, 196, 198, 214, 262].

Исследования по стратиграфии района были выполнены А.Б. Гуревичем, В.А. Люлько, В.Д. Вахрушевым и др. [182, 207, 216]. Обобщающие работы по глубинному строению тектонике, магматизму и полезным ископаемым региона в этот период исследований выполнены В.С. Старосельцевым, Д.А. Додиным, А.С. Гринсоном, А.И. Архиповой, О.Н. Симоновым, Е.В. Тугановой, Л.Г. Майминой и др. [52, 60, 61, 135, 142, 161, 254].

В 2000 г. сотрудниками ВСЕГЕИ завершено составление комплекта карт Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (новая серия) на лист R-(45)-47 под редакцией Е.К. Ковригиной. Комплект содержит карты дочетвертичных образований и четвертичных образований, полезных ископаемых и эколого-геологическую схему [44]. В том же году ВСЕГЕИ при участии ЗапСибГеоНАЦ издан комплект карт Государственной геологической Российской Федерации карты масштаба 1 : 1 000 000 (новая серия) на лист R-43-(45) под редакцией П.П. Генералова [43].

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, С.С. Шевченко, Б.А. Блюман и др.) [18, 19, 116, 117, 118].

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 [184].

Новые взгляды на эволюцию траппового магматизма и рудообразование Норильского района отражены в работах А.П. Лихачева, В.А. Радько, А.Д. Налдретта, Н.А. Криволицкой и др. [81, 93, 106, 121, 123, 49].

Геофизические исследования с разной степенью детальности и разными методами охватили всю рассматриваемую территорию. С 1954 по 1964 гг. Западным геофизическим трестом (Л.П. Барышников, В. М. Беляев и др.) и НИИГА (Б.А. Александров, Ю.С. Глебовский, Д. В. Левин и др.) проведена среднемасштабная аэромагнитная съёмка, материалы которой впоследствии изданы в масштабе 1:1 000 000 и 1:200 000 [75]. На западе территории завершена высокоточная аэромагнитная съёмка. Одновременно с выполнением съёмки НИИГА проводились палеомагнитные исследования для пород базальт-долеритовой формации побережий озер Хантайское и Лама, бассейнов рек Хета, Аян, Котуй (Б.В. Гусев, А.А. Пискарев, Я.И. Польшин, Л.А. Чайка).

Красноярским геологическим управлением (Я.Б. Беленький, В.И. Казаис, В.А. Одегов и др.) и Западным геофизическим трестом (Д. С. Рывин и др.) выполнена мелко- и среднемасштабная гравиметрическая съёмка.

В пределах Северо-Сибирской низменности Таймырская геофизическая экспедиция, НИИГА и ВНИИГеофизика провели магнитотеллурические и сейсмические (КМПВ, МОВ) исследования. В них участвовали В.Г. Генералов, Д.И. Гвиздь, А.С. Демидов, И.С. Комарова, В.И. Млотэк, И.Ф. Криль, А.Н. Платоненков, В.Г. Сибгатуллин, Г.А. Суханов, А.Б. Тальвирский, А.М. Холмянский. Результаты работ по изучению глубинного строения опубликованы Л.В. Егоркиным и др. [63].

В 1974 – 1980 гг. аэромагнитные съёмки масштаба 1 : 50 000 – 1 : 25 000 в Норильско-Игарском районе выполняет СЕГФЭ ПГП «Красноярскгеология» с квантовой и протонной аппаратурой (Л.Г. Новикова, И.В. Минеев и др.)

В 1976-1984 гг В.С. Голубковым и др., были осуществлены глубинные сейсмические исследования МОВЗ, МОВЗ-ГСЗ и интерпретация результатов с целью внедрения в практику новых геолого-геофизических и структурных критериев рудоносности. В результате получена качественно новая информация о глубинной структуре Норильского промышленного района [236].

Высокоточная аэромагнитная съёмка масштаба 1 : 100 000 в районе нижнего течения р. Енисей выполнена в 1985 году Е.Г. Лапиной и др. [235].

Региональные сейсморазведочные работы ТЗ МГТВ на Хантайской площади проведены в 1985 – 1987 гг. М.М. Верещагиной и др. [221].

Комплект карт геофизической основы геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 по листу R-45, 46 (Норильск) третьего поколения создан в ФГУНПП «Геологоразведка» в 2003 г.

В 2012-2014 гг. Норильским филиалом ФГУП «ВСЕГЕИ» проведена комплексная аэрогеофизическая съёмка масштаба 1 : 25 000 в пределах площади 10 000 кв. км., частично охватывающей листы R-45- XXII, XXIII, XXIV, XXVIII, XXIX, XXX, R-46-XIX, XXV. На основе современных ГИС-технологий составлены комплекты геофизических карт масштаба 1 : 25 000 – 1 : 100 000 и выделены перспективные участки на медно-никелевое оруденение [241].

СТРАТИГРАФИЯ

В пределах площади листа, стратифицированные образования представлены терригенными и терригенно-карбонатными отложениями верхнего рифея, венда, кембрия и ордовика, сульфатно-терригенно-карбонатными, соленосными образованиями силура и девона, карбонатными породами нижнего карбона, угленосными терригенными отложениями позднего карбона и перми, позднепермскими и раннетриасовыми вулканогенными образованиями, терригенными отложениями юры и мела, а также рыхлыми терригенными образованиями четвертичного возраста.

Терригенные отложения юры, мела и четвертичного возраста слагают Северо-Сибирскую структурно-формационную область (СФО). В Норильско-Туруханской (СФО) выделены Норильская, Ламско-Хантайская и Игарская структурно-формационные зоны (СФЗ), отличающиеся строением и в некоторой степени составом стратифицированных подразделений возрастного интервала от венда до триаса.

Стратиграфическое расчленение проведено на основе действующих региональных стратиграфических схем, разработанных Всесоюзным стратиграфическим совещанием и утверждённых Межведомственным стратиграфическим комитетом СССР [127], с учётом Легенды Норильской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации Масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение) и дополнений к ней.

ПРОТЕРОЗОЙ

В предыдущем издании листов Государственной геологической карты нижний протерозой условно выделен в низах разреза, вскрытого Гремякинской параметрической скважиной № 1 (р. Гремяка) на глубине от 1510 до 1640 м. Е.К. Ковригина отнесла пачку плотных кварцитовидных красноцветных песчаников с прослоями пестроцветных алевролитов и темно-серых глинистых сланцев к нижнепротерозойским образованиям. Эта толща только по схожести литологического состава была сопоставлена с губинской свитой Игарского района и низами мукунской серии Анабара нижнего протерозоя [44].

В отчёте по геологическому доизучению площади масштаба 1 : 200 000 Б.М. Струниним нижняя часть разреза Гремякинской скважины №1 отнесена к губинской свите среднего рифея Норильского типа разреза [186].

По геофизическим данным кристаллическое основание платформы в районе Гремякинской антиклинали залегает на глубинах не менее 4 км. Не имея уверенных датировок пород вскрытых скважинами самых нижних толщ Гремякинской антиклинали, они условно принимаются как верхнепротерозойские образования.

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Верхнепротерозойские отложения в пределах площади листа на дневную поверхность не выходят и показаны только на разрезе. Имеющийся фактический материал по верхнепротерозойским отложениям не достаточен для полной их характеристики. По разрезу, вскрытому скважинами на Гремякинской антиклинали в междуречье Рыбная – Гремяка и на левобережье р. Енисей в устье р. Прилучная в составе верхнего протерозоя выделены образования среднего, верхнего рифея и венда.

СРЕДНИЙ РИФЕЙ

К среднему рифею отнесена нижняя часть разреза Гремякинской скважины ГР-Р-1 выделяемая под названием губинская толща (RF₂gb), сложенная песчаниками плотными розовато-серыми, красновато-бурыми, изредка жёлтыми с прослоями в нижней части разреза алевролитов и аргиллитов темно-серых до черных. Нижний контакт толщи не установлен, вскрытая мощность составляет 130 м, а по геофизическим данным может достигать 400 м. [186]. Уверенное датирование отсутствует, губинская толща условно сопоставляются с верхней частью сухопитского горизонта и относятся к верхней части среднего рифея [127].

ВЕРХНИЙ РИФЕЙ

К среднему рифею, под названием рыбнинская толща (RF₃rb), отнесена часть разреза Гремякинской скважины ГР-Р-1 на глубинах от 790 до 1510 м. Толща представлена преимущественно серыми, тёмно-серыми и зеленовато-серыми песчаниками полимиктовыми, кварц-полевошпатовыми, а также алевролитами и аргиллитами, преобладающими в средней части разреза. В верхней части толщи присутствуют прослои розовато-серых песчаников с линзами гравелитов. По комплексу микрофитолигов и микрофоссилий, рыбнинская толща подобна отложениям верхнего рифея западного склона Анабарского поднятия и условно сопоставляется с верхней частью тасеевского горизонта [127, 186].

Мощность рыбнинской толщи составляет 780 м.

ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

В составе нижневендских образований выделена гремякинская свита (V_{1gm}) в Норильской СФЗ и лайдашнинская свита (V_{1ld}) в Игарской СФЗ.

Гремякинская свита (V_1gm) выделена В.А. Даценко по керну скважин (Гр-Р-1, Гр-15) в междуречье Рыбная – Гремяка (Гремякинская антиклиналь) [186]. Нижняя часть свиты сложена сероцветными доломитами, глинистыми с прослоями мергелей доломитовых общей мощностью 140 м. Выше по разрезу пачка мощностью до 30 м сложена доломитами известковистыми глинистыми сероцветными с прослоями красновато-бурых и темно-серых доломитовых мергелей. Верхняя пачка мощностью до 205 м представлена мергелями доломитовыми пестроцветными микрослоистыми, часто алевроитовыми с незначительным развитием следов местных размывов и подводных оползней.

Комплекс микрофитолитов, акритарх и бурых водорослей в верхней части свиты, позволяет считать её подразделением островного горизонта вендского комплекса [127, 186].

Общая мощность гремякинской свиты, показанной только на разрезе, составляет 375 м.

Лайдашнинская свита (V_1ld) выделена Ю.С. Куликовым и Е.И. Летовым [41] на берегу р. Енисей южнее устья р. Лайдашна. Строение и стратиграфическое положение свиты уточнены А. С. Варгановым и др. [188]. Свита со стратиграфическим и угловым несогласием залегает на образованиях верхнего рифея. В составе лайдашнинской свиты участвуют три пачки пород отличающиеся по вещественному составу и окраске. Нижнюю часть свиты ритмичного строения мощностью от 65-90 до 140 м. слагают кварцевые песчаники с прослоями гравелитов и конгломератов, аргиллиты, алевролиты. В средней части (135 м.) свита сложена красноцветными, реже серыми аргиллитами с подчинёнными прослоями мергелей, доломитов, известняков. Верх свиты (85 м) представлены ритмично переслаивающимися черными и серыми аргиллитами с прослоями кварцевых песчаников, доломитов, известняков.

В породах выделен вендский комплекс микрофитолитов *Osagia cf. corticosa* N a r., *Vesicularites lorinoxitis* R e i 11., *V. anfractus* Z. Z h u r., *Niibecularites catagraplus* R e i 11.

Общая мощность лайдашнинской свиты в районе составляет от 260 до 300 м.

ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ – КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Отложения данного стратиграфического уровня в пределах площади листа присутствуют в Норильской и Игарской СФЗ, это соответственно – полбанская и сухаринская свиты.

Полбанская свита ($V_2-Є_1pb$) выделена В.А. Даценко в 1963 г. по керну скважин Гр-15, 16, 19 на Гремякинской антиклинали и по разрезам в бассейне р. Гремяки [16, 31]. Стратиграфическое положение свиты Е. К. Ковригиной [44] определялось как верхи венда (верхняя часть островного горизонта), с несогласным залеганием на гремякинской свите. Согласно серийной легенде (2004 г.), по положению в разрезе и комплексу акритарх представленных в основном новыми формами, нижняя часть свиты отнесена к верхнему венду, а верхи свиты, по комплексу хиолитов, хиолительминтов и трубчатых про-

блематик, характерных для суннагинского горизонта томмотского яруса датируются нижним кембрием.

По скважинам Гр-15, 16, 19 и др., низы свиты мощностью 146 – 162 м. сложены доломитовыми мергелями, содержащими линзы карбонатных конгломератов, а также прослой и линзы ангидритов, гипсов. Средняя часть свиты, мощностью 154 – 160 м. представлена глинистыми известковистыми доломитами с прослоями известняков и ангидритов. Верхи свиты мощностью от 180 до 213 м характеризуется преобладанием тёмноцветных глинистых доломитов и доломитовых мергелей. Вблизи основания свиты в карбонатных породах наблюдаются подводно-оползневые текстуры, прослой и линзы ангидритов. В известняках верхней части разреза, собраны многочисленные хиолиты *Exilitheca multa* S u s., *Spinulitheca bilingsi* (S u s.) а также хиолительминты *Torella lentiiformis* (S u s.), установлены *Anabarites trisulcatus* M i s s., мелкие беззамковые брахиоподы.

Отложения средней части свиты условно отнесены к верхам островного горизонта, кроме её самых верхних горизонтов (10 м), относящихся к нижнему кембрию [127, 186].

Средняя мощность полбанской свиты составляет 550 м.

Сухаринская свита (V_2 - E_4sh) выделена В.И. Драгуновым (1956) со стратотипом на р. Сухариха. В пределах площади свита распространена ограничено, и закартирована только на Кулюмбинской антиклинали и на побережье р. Енисей в южной части Дудинского вала. Нижняя пачка кварцевых и полевошпатово-кварцевых песчаников сухаринской свиты (12,3 м) без видимого, возможно, скрытого несогласия залегает на чёрных аргиллитах лайдашинской свиты [44].

Сухаринская свита представлена сероцветными песчаниками, известняками песчанистыми, доломитами, мергелями, которые слагают два крупных трансгрессивных ритма с несколькими ритмами более низкого порядка, что отражено в расчленении её на две подсвиты [44, 187].

Нижняя подсвита (220 – 230 м) состоит из четырёх пачек пород: базальной пачки песчаников, алевролитов и аргиллитов (от 10,3 м до 20 м); доломитовой (7,5 м) с прослоями водорослевых известняков; известняковой (66,2 м) с подчинёнными мергелями; доломитовой (70,9 м) с подчинёнными известняками. В верхах верхней пачки присутствует трубчатая проблематика *Cambrotubulus decurvatus* M i s s. и микрофитолиты.

Верхняя подсвита (280 м) сложена черными и темно-серыми тонкослоистыми и массивными известняками, доломитами, мергелями. Вверху отмечены прослой песчаников.

В известняках верхней пачки установлена трубчатая проблематика *Tiksitheca* cf. *liens* M i s s., остатки *Anabarites trisulcatus* M i s s., *Cambrotubulus decurvatus* M i s s., а также остатки гастропод и хиолитов, характерных для немакит-далдынского горизонта [187]. Микрофитолиты имеют формы широкого возрастного распространения (рифей – ранний кембрий) и типично юдомские формы *Radiosus punctatus* N a r., *Rovatus* N a r., *Medullarites lineatus* N a r., *Movallis* N a r *Nubecularites abustus* Z. Z h u r., а также считающиеся типичными для нижнего кембрия Средней Сибири — *Nubecularites parvus* R e i t l., *N. Catagraphus* R e i t l., *N. punctatus* R e i t l.

Мощность сухаринской свиты составляет 500 – 530 м.

ПАЛЕОЗОЙ

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Отложения кембрийской системы пользуются довольно широким распространением. Выходы пород кембрийского возраста закартированы на побережье р. Енисей, в бассейнах рр. Рыбная, Хантайка, Кулумбэ, Убойная. Кроме того, они вскрыты многочисленными скважинами в бассейне рр. Рыбная, Норильская и Болгохтох.

Кембрийская система представлена всеми тремя отделами в виде карбонатных, терригенно-карбонатных сероцветных и пестроцветных отложений. Различия в составе пород, мощности отложений и комплексов органических остатков кембрийских отложений обусловлены существованием двух структурно-формационных зон – Норильской и Игарской. Образование Норильской СФЗ, по сравнению с отложениями Игарской СФЗ, характеризуется большим объёмом терригенных пород, меньшими мощностями ниже- и среднекембрийских отложений и выпадением из разреза отдельных его частей [186].

НИЖНИЙ И СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

В Норильской СФЗ нижний и средний отделы кембрия представлены краснопорожской свитой (Є_1kp) и доломитовой толщей (Є_2dl), а в Игарской СФЗ – шумнинской свитой ($\text{Є}_{1-2}šm$), устьбрусской и лабазной свитами объединёнными (Є_2ub+lb).

Краснопорожская свита (Є_1kp) выделена В. И. Драгуновым в 1963 г. со стратотипом на р. Сухариха. В Норильской СФЗ породы свиты выходят в русле р. Гремяка в 20 км от устья, а также вскрыты скважинами Гр-13, 15 и др. бассейне р. Рыбная и вблизи оз. Пясино. В бассейне р. Рыбная свита согласно залегает на полбанской свите и с размывом перекрыта отложениями амгинского яруса среднего кембрия [127, 186].

Краснопорожская свита сложена преимущественно плотными слоистыми доломитистыми водорослевыми известняками зеленовато-серыми бежевыми, розовато-серыми и серыми в верхней части. Нижняя пестроцветная часть свиты наиболее обогащена глинистым материалом, содержит отдельные тонкие прослои известковистых аргиллитов. В кровле свиты залегает пласт фосфоритового известняка темно-серого неяснослоистой текстуры, мощностью до 2,6 м, который содержит своеобразный комплекс остатков трилобитов, включающий формы распространения, как в верхней части атдабанского яруса, так и в нижней части боттомского яруса. В основании свиты залегают слои органогенного известняка мощностью до 8-12 м, редко до 20 м, с органическими остатками, в основном, хиолитов и гастропод. Комплекс органических остатков свиты принадлежит томмотскому и атдабанскому ярусам.

Мощность краснопорожской свиты составляет от 40 до 280 м.

Шумнинская свита ($\epsilon_{1-2}sm$) выделена В.Е. Савицким с соавторами (1964, 1967) в ранге толщи, позднее в унифицированной схеме кембрия Средней Сибири представлена свитой [127]. Стратотип шумнинской свиты находится в верхнем течении р. Сухариха [16, 31] за южной границей площади. В Игарской СФЗ неполный разрез свиты обнажен на правом берегу р. Енисей и в бассейне р. Кулюмбэ. В низовье р. Кулюмбе вскрыта пачка нижней части свиты (до 30 м) сложенной темно-серыми, чёрными известняками, тонкослоистыми глинистыми и доломитовыми известняками.

В верхах разреза найдены: *Erbia sibirica* (Schm.), *E. granulosa* Legm. и другие формы торкукуйского горизонта амгинского яруса среднего кембрия.

Свита отнесена к ботомскому, тойонскому ярусам нижнего кембрия и низам амгинского яруса среднего кембрия [127].

Предполагаемая общая мощность свиты 210 м.

Доломитовая толща (ϵ_{2dl}) объединяет отложения, отнесённые к амгинскому и майскому ярусам в бассейне р. Рыбная. Эти отложения впервые были выделены Н. Н. Урванцевым в 1959 г. под названием рыбнинская свита.

В бассейне р. Рыбная среднекембрийские отложения вскрыты скважинами Гр-13, Гр-15, П-34, где амгинский ярус представлен известняками доломитовыми глинистыми серыми и фосфоритами, залегающими с перерывом на породах краснопорожской свиты [31, 186]. Перерыв в осадконакоплении или последующий размыв отложений охватывает стратиграфический интервал от верхних горизонтов атдабанского яруса до верхних горизонтов амгинского яруса. Большая часть отложений амгинского яруса отсутствуют. Верхняя граница амгинского яруса литологически не выражена и устанавливается внутри пачки известняков по смене комплексов органических остатков. Отложения майского яруса вскрыты в полном объёме скважинами в бассейне р. Рыбная и скважиной Р-1 в долине р. Норильская. Они представлены преимущественно доломитами серыми, темно-серыми, зеленовато-серыми известковыми, глинистыми. В Норильской СФЗ отложения имеют резко сокращённую мощность по сравнению с одновозрастными образованиями устьбрусской и лабазной свит в Игарской СФЗ [31, 186].

В породах толщи установлены беззамковые брахиоподы и комплекс трилобитов плохой сохранности, отнесённые к амгинскому и майскому ярусам.

Общая мощность отложений доломитовой толщи достигает 200 м.

Устьбрусская и лабазная свиты объединённые (ϵ_{2ub+lb}) закартированы у южной границы площади на правом берегу р. Енисей и в бассейне рр. Кулюмбэ, Хантайка

Устьбрусская свита выделена за пределами площади листа в приустьевой части р. Брус, правого притока р. Горбиачин С.П. Микуцким в 1960 г. Наиболее представительный разрез свиты прослежен по р. Кулюмбэ [186]. Нижняя граница свиты с подстилающими отложениями шумнинской свиты не вскрыта, а в стратотипическом разрезе на р. Брус она является согласной. Отложения устьбрусской свиты представлены пестроцветными известняками глинистыми и алевроито-глинистыми комковатыми, реже линзовидно- и косослоистыми и мергелями алевроитовыми, песчанистыми.

Среднекембрийский возраст свиты установлен по остаткам трилобитов и двух комплексов брахиопод, относящихся к низам джахтарского горизонта майского яруса.

Общая вскрытая мощность устьбрусской свиты составляет 200 м.

Лабазная свита выделена Т. К. Баженовой в 1964 г. на р. Кулюмбэ и названа по острову Лабазный. В бассейнах рр. Хантайка, Кулюмбе, она согласно залегает на устьбрусской свите.

Лабазная свита сложена серыми и зеленовато-серыми глинистыми известняками, мергелями, с прослоями глинисто-алевритовых известняков. Для отложений характерны многочисленные знаки ряби и подводнооползневые текстуры. В стратотипическом разрезе выделено 6 пачек, в составе которых преобладают известняки с переменным количеством терригенного материала, иногда доломитистые. В подчинённом количестве присутствуют мергели алевритистые, песчанистые. Окраска пород зелено-серая, в отдельных горизонтах с розовым и сиреневым оттенками, иногда вишнёвая.

Отложения содержат трилобитовый комплекс характерный для силигирского горизонта майского яруса среднего кембрия севера Сибирской платформы, отмечены остатки беззамковых брахиопод, ядра криноидей и отпечатки медуз [44, 186].

Суммарная мощность устьбрусской и лабазной свит оценивается от 220 до 740 м.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Отложения верхнего кембрия в пределах Хантайско-Рыбнинского поднятия перекрыты четвертичными отложениями и обнажаются только в долинах рек. Подразделения верхнего кембрия в Норильской СФЗ представлены чопкинской и тукаландинской свитами объединёнными ($\epsilon_3\check{c}p+tk$), в Игарской СФЗ – орактинской и кулюмбинской свитами объединёнными (ϵ_3or+kl).

Чопкинская и тукаландинская свиты объединённые ($\epsilon_3\check{c}p+tk$) закартированы в бассейне р. Рыбная и по восточному склону Норильского плато, а так же вскрыты скважинами южнее оз. Пясино и в бассейне р. Гремяка (ЮП-7, Гр-13 и ГР-Р-1).

Чопкинская свита выделена А.Е. Тумановым в 1959 г. на р. Чопко левом притоке р. Рыбная, где и находится её стратотип. Скважинами Гр-13 и ГР-Р-1 установлено, что серые, темно-серые и глинисто-алевритовые известняки чопкинской свиты залегают на пестроцветных доломитах известковых и известняках доломитистых майского яруса доломитовой толщи среднего кембрия, возможно, со стратиграфическим перерывом [186].

В стратотипическом разрезе по р. Чопко свита сложена, в основном, пачками глинистых известняков серых, темно-серых с зеленоватым оттенком, и мергелями в различной степени доломитистыми и алевритистыми. Для пород характерна тонкая параллельно-волнистая слоистость, реже отмечается косая и линзовидная. Окраска пород серая, зеленовато-серая, в более терригенных разностях – с бурым, жёлтым оттенками.

По всему разрезу свиты встречаются прослои, линзы конгломератов и конгломерато-брекчий известняковых, наиболее широко представленные в нижней части свиты. По литологическим и текстурным признакам в составе чопкинской свиты выделено 10 пачек, в составе которых преобладают в нижней части разреза мергели, а в верхней – известняки глинистые и доломитистые [186].

Верхнекембрийский возраст свиты устанавливается на основании находок трилобитов, комплекс которых характерен для сакского и аксайского ярусов [44, 186].

Общая мощность свиты превышает 1000 м.

Тукаландинская свита выделена Г.Д. Масловым в 1959 г. по р. Тукаланда, правому притоку р. Хантайка. В унифицированную схему Средней Сибири включён разрез свиты, расположенной у г. Кулгахтах по левому притоку р. Чопко [127]. Тукаландинская свита залегает согласно на чопкинской свите, нижняя граница проводится по подошве пачки массивных комковатых известняков залегающих на известняках доломитистых, глинисто-алевритовых с песчаной примесью, слюдяных и косослоистых. Для пород свиты характерны комковато-слоистые текстуры и серый, светло-серый цвет. На левом притоке р. Чопко в составе свиты выделено 10 пачек известняков в различной степени доломитистых, алеврито-глинистых с прослоями органогенно-обломочных и строматолитовых известняков. В верхних пачках присутствуют мергели доломитистые, алевритистые и линзы конгломератов известняковых [186].

Органические остатки в нижней части свиты представлены брахиоподами *Eoorthis texana* (Wale), *Huenella texana* (Wale), трилобитами *Eoacidaspis amplicauda* Laz., *Amorphella modesta* Ros., *Koldinia* sp., *Kazellina* sp., *L. Monosulcatina* sp. Для верхней части характерны *Kaninia* ex gr. *quadrata* f. Laz., *Dolgeuloma abunda* Ros., *D. dolganensis* Ros., *Kujandaspis* sp., отвечающие местной биостратиграфической зоне *Dolgeuloma – Kaninia* верхней части аксайского яруса [127]. Фаунистический комплекс тукаландинской свиты в целом соответствует аксайскому ярусу верхнего кембрия.

Общая мощность тукаландинской свиты составляет 300 м.

Суммарная мощность чопкинской и тукаландинской свит оценивается от 500 до 1600 м.

Орактинская и кулюмбинская свиты объединённые (Є₃or+kl) распространены в южной части территории и обнажаются в бассейнах рр. Кулюмбэ, Хантайка, Убойная и Моген.

Орактинская свита выделена В.А. Марковским в 1960 г. по р. Оракта левому притоку р. Кулюмбэ, где и находится её стратотип. Отложения орактинской свиты залегают согласно на терригенно-карбонатных породах лабазной свиты и перекрыты осадками кулюмбинской свиты.

В составе орактинской свиты по р. Кулюмбэ выделено 10 пачек представленные преимущественно известняками глинистыми алевритовыми, мелко песчанистыми доломитистыми с подчинённым количеством слоёв мергелей доломитистых и органогенно-обломочных известняков, известняковых конгломератов, гравелитов [186]. Текстуры пород преимущественно тонкослои-

стые, отмечены знаки ряби и подводных оползней, окраска пород обычно зеленовато-серая, темно-серая.

Возраст свиты определяется комплексом трилобитов *Toxotis venustus* L a z., *Pedinocephalina divulgata* L a z., *Nganasanella lavgaensis* R o s., *Schoriella lata* L a z., *Koldinia minor* K o b., *Camaraspis singula* R o s., *Pesaiella perfida* (N. T c h e r n.), *Acidaspidella limata* R o s., *Idahoia composita* R o s., *Komaspidella rara* L a z., *Koldinia salairica* (S i v.) и многочисленными брахиоподами *Billingsella* sp. Весь комплекс характерен для нижней половины верхнего кембрия, юсокканскому ярусу [44].

Общая мощность свиты 460 м.

Кулюмбинская свита выделена В. А. Марковским в 1960 г. в среднем течении р. Кулюмбэ, где согласно залегает на орактинской свите, с которой относится к единому циклу осадконакопления. В отличие от орактинской, кулюмбинская свита пестроцветная. В разрезе выделено 11 пачек пород, среди которых преобладают известняки глинистые, доломитистые и мергели в различной степени доломитистые и алевролитистые, в подчинённом количестве присутствуют водорослевые массивные известняки и доломиты с прослоями аргиллитов. Водорослевые известняки содержат маломощные линзы органогенных и оолитовых известняков. На поверхностях слоёв доломитов развиты знаки волновой ряби, следы подводных оползней [186].

Кулюмбинская свита отнесена к сакскому – аксайскому ярусам верхнего кембрия по устойчивому комплексу остатков трилобитов *Plethopeltoides lepidus* L a z., *Faciura infida* L a z., *Koldinia pusilla* L a z., *Faciura premiera* R o s., *Bolaspidellus modestus* L a z., *Densonella siberica* L a z., *Kuljumbina grandis* L a z., *Graciella graciensis* R o s., *Kujandaspis kujadensis* I v s h., *K. ketiensis* (R o s.), *Kaninia quadrata* L a z., *K. ventosa* Laz., *Dolgeuloma dolganensis* R o s., *Huenella texana* W o l c. (сборы Н. П. Лазаренко, В. А. Даценко и др. в опорном разрезе кулюмбинской свиты). Установлены также остатки редких брахиопод *Billingsella* sp. (внизу), *Eoorthis wichitaensis* (W a l c.) и *E. texana* W a l c. (вверху), обломки гастропод и многочисленные катаграфии *Nubecularites ovalus* M I l s c h [44].

Общая мощность отложений кулюмбинской свиты в разрезе по р. Кулюмбэ составляет около 780 м.

Суммарная мощность орактинской и кулюмбинской свит оценивается от 500 до 1300 м.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Отложения ордовикской системы пользуются широким распространением в бассейнах рр. Хантайка, Кулюмбэ, Рыбная, Убойная. Кроме того, они вскрыты многочисленными поисковыми скважинами в бассейне р. Рыбная, Фокина, Дудинка, Норильская, Микчанда и параметрическими скважинами (ЮП-1, ЮП-9, ЮП-10, НГ-11, и др.) в сводовых частях антиклиналей (рр. Норильская, Болгохтох) [186].

Ордовикская система представлена сульфатоносными карбонатными и терригенно-карбонатными сероцветными и пестроцветными отложениями ниж-

него, среднего и верхнего отделов. В соответствии с региональной стратиграфической шкалой ордовикской системы Сибирской платформы они объединяют 11 биостратиграфических горизонтов (снизу): мансийский, лопарский, няйский, угорский, кимайский, вихоревский, волгинский, киренско-кудринский, чертовской, баксанский и долборский [127].

В целом разрезы ордовика достаточно выдержаны по составу и мощностям. С юга на север площади наблюдается общее сокращение мощностей свит, возрастание степени доломитистости и сульфатаносности пород.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Отложения нижнего отдела представлены уйгурской, ильтыкской и гурагирской свитами объединёнными (*O₄ug+gr*). Все свиты выделены в разрезе по р. Кулюмбэ, где ордовикские отложения наиболее полно палеонтологически охарактеризованы [111, 186].

Уйгурская свита выделена А.В. Розовой в 1970 г. в бассейне Кулюмбе, где согласно залегает на породах верхнего кембрия. В нижней части свиты (около 150 м) известняки, часто онколитовые и строматолитовые, доломиты, мергели, в прослоях встречаются карбонатные гравелиты и конгломераты, песчаники, детритовые известняки. Строение разреза ритмичное: биогермные известняки с прослоями карбонатных конгломератов и песчаников сменяются доломитами, а затем мергелями. Верхняя часть свиты представлена пестроцветными известняками, доломитами и мергелями [44].

Наиболее полный комплекс ископаемых остатков в составе свиты собран в разрезе р. Кулюмбе: трилобиты *Dolgeuloma abunda* R o s., *Kaninia quadrata* L a z., *Pseudoacrocephalites ilgaensis* Z. M a x., *Loparella loparica* R o s., брахиоподы *Tetralobula syntrophopsiana* Y a d r., в средней части свиты обнаружены граптолиты *Diclyonema flabelliforme* var. *kulumbense* O b. et S o b. Этот комплекс отвечает мансийскому и лопарскому горизонтам [44].

Мощность свиты от 250 м (р. Кулюмбэ) до 340 м по скважине П-1 [186].

Ильтыкская свита выделена В. А. Марковским (1965 г.) и А. В. Розовой (1975 г.) по р. Ильтыко, притоку Кулюмбэ. Она согласно с постепенным переходом залегает на уйгурской свите. В разрезе преобладают серые, темно-серые, черные и жёлто-серые комковатые водорослевые и органогенно-детритовые известняки с глинисто-алевритистыми и доломитистыми разностями с прослоями плитчатых светлых доломитов. Вблизи кровли появляются прослои мергелей. По всему разрезу встречаются линзы известняковых конгломератов, гравелитов и песчаников, а красноцветные породы образуют единичные прослои. Несмотря на фациальную выдержанность состава свиты, к западу от стратотипического разреза в низовьях р. Хантайка преобладают известняки, к северу и востоку становится больше доломитов.

В нижней части свиты А. В. Розовой и А. Г. Ядренкиной в бассейне Кулюмбэ собраны остатки трилобитов *Nyaya nyaensis* R o s. и брахиопод *Apheorthis submelita* Y a d r., в средней — брахиопод *Finkelburgia* sp., *Angarella* sp. и в верхней — многочисленных *Angarella ustini* S. R o s., *Nyuella incerta* S. R o s., ракообразных *Tolmachovia concentrica* K o b., трилобитов

Biolgina sibirica Z. M a x., гастропод *Archinacella* cf. *wisconsinense* U l r. et S c o f. Возраст свиты ограничивается поздним тремадоком – ранним аренигом (флоским) [44].

Мощность свиты на стратотипической площади составляет от 550 до 600 м и по данным бурения она сокращается в сводовых частях Пясинской и Гремякинской антиклиналей до 230 м. [186, 44].

Гурагирская свита выделена В.И. Драгуновым (1961 г.) на р. Кулюмбэ, где согласно залегает на ильтыкской, отличаясь от неё преобладанием красноцветных терригенных пород. Свита сложена пестроцветными, преимущественно красноцветными карбонатно-терригенными породами, среди которых преобладают мергели, алевролиты, песчаники, в меньшей степени глинистые и алевроитовые доломиты и аргиллиты. Стратотипический разрез имеет трёхчленное строение [44]. Нижняя часть свиты (65 м) представлена красноцветными алевролитами, алевро-аргиллитами и мергелями с прослоями (0,25—1,5 м) желтовато-серых доломитов и темно-серых листоватых аргиллитов. В породах отмечены глиптоморфозы по галиту и каверны выщелоченного гипса. Для средней части свиты (40 м) характерны пестроцветные песчаники и аргиллиты с редкими прослоями серых доломитов и мергелей. На поверхностях песчаных слоёв отмечены знаки ряби, трещины усыхания. Верхняя часть свиты (до 60 м) сложена пестроцветными мергелями, алевролитами и доломитами с многочисленными крупными кавернами, выполненными гипсом и кальцитом

Возраст свиты по брахиоподам *Angarella lopatini* A s a t. Типичной формы верхней части аренигского (флоского) яруса [44].

Мощность свиты от 135 до 195 м.

Суммарная мощность уйгурской, ильтыкской и гурагирской свит оценивается от 600 до 1350 м.

СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Средний и верхний отделы ордовика представлены ангирской, амарканской и загорнинской свитами объединёнными ($O_{2-3}an+zq$). Свиты выделены В. А. Марковским и А. В. Розовой в 1975 г. со стратотипическими разрезами на р. Кулюмбэ и её притоках.

Отложения объединённых свит относятся к криволуцкому, мангазейскому и долборскому ярусам местной шкалы. Согласно серийной легенде, к долборскому ярусу отнесена островная толща мощностью 9 м., которая выделена Л.Ф. Штейн в 1998 г. [44]. Ранее отложения верхнего ордовика (долборский ярус) относились к верхней части загорнинской свиты, что для легенды карт масштаба 1:1 000 000 оправдано. Поэтому, в силу малой суммарной мощности свит среднего и верхнего ордовика (до 200 м), они картируются объединёнными. Основание криволуцкого яруса (муктейский горизонт) в западной части Сибирской платформы выпадает из разреза вследствие регионального перерыва в осадконакоплении. Ангирская, амарканская и загорнинская свиты объединённые фрагментарно обнажены в бассейнах рр. Хантайка, Норильская, Имангда, по северному берегу оз. Мелкое, юго-западному и восточному

склонам Норильского плато. Они вскрыты скважинами в низовьях р. Дудинка в бассейне р. Норильская под нижнесилурийскими отложениями.

Ангирская свита с размывом и стратиграфическим перерывом залегает на разных уровнях гурагирской свиты нижнего ордовика [44]. Она резко отличается от подстилающей красноцветной гурагирской свиты и состоит из темно-серых комковатых, в верхней части алевритистых, органогенных глинистых известняков. В основании разреза отмечены (0,2 м) глинисто-известняковые конгломераты с округлыми уплощёнными гальками и глинистым цементом. Для средней части характерны прослой (0,4-0,6 м) зеленовато-серых аргиллитов и известковистых пиритизированных алевролитов с примазками вторичных медных минералов и обломками фосфатизированных раковин.

В нижней части разреза свиты на р. Кулюмбэ встречены линзовидные прослой кварцевых песчаников и гравелитов, свидетельствующие о размыве подстилающих пород [186].

Отложения свиты содержат богатый комплекс брахиопод *Eucnkina lenaica* G i г., *Atelelasma peregrinum* A n d г., *Hesperorthis ignicula* (R a y m.), мшанок *Hallopora dubia* L o e b., табулят *Billingsaria lepida* S o k. и остракод *Egorovella compacta* V. I v a n. Этот комплекс характеризует волгинский горизонт криволуцкого яруса.

Мощность свиты от 40 м на р. Кулюмбэ до 60 м в бассейне р. Норильская.

Амарканская свита согласно, реже с размывом, залегает на ангирской свите и представлена пестроцветными мергелями, глинистыми доломитами с прослоями аргиллитов и песчаников [44]. Нижняя часть свиты сероцветная гипсоносная сложена аргиллитами, мергелями и доломитами; верхняя красноцветная – мергели и аргиллиты с прослоями песчаников. По всему разрезу в песчаниках встречаются фосфатизированные и пиритизированные остатки фауны и мелкие желваковые фосфориты, с содержанием P_2O_5 от 1,5 до 1,8 мас. %.

В отложениях содержится комплекс остракод *Primitia annae* V. I v a n., *Fidelitella simplex* V. I v a n., *Ginella primitiformis* V. I v a n., мелких брахиопод *Rostricellula* sp., многочисленные конодонты. В аргиллитах и мергелях нижней части свиты (киренский горизонт) встречены мелкие наутилоидеи *Armenoceras lenaense* B a l., *Geisonoceras drummondi* (B i l l). В целом этот комплекс отвечает киренскому и кудринскому горизонтам криволуцкого яруса [44].

Мощность амарканской свиты от 34 м в разрезе на р. Кулюмбе до 55 м в районе Норильска.

Загорнинская свита без видимого несогласия залегает на амарканской свите и сложена темно-серыми и зеленовато-серыми аргиллитами и мергелями с линзовидными прослоями органогенных известняков [44]. В темно-серых аргиллитах отмечены повышенные содержания органического углерода, фосфатизированных обломков раковин, отдельные зерна и гальки фосфоритов, густая вкрапленность пирита. Верхняя пачка (островная толща) представлена темно-серыми до черных аргиллитами с тонкими прослоями органогенных известняков, иногда битуминозных, с многочисленными вкрапленниками пирита.

Возраст отложений загорнинской свиты определяется многочисленными находками фаунистических остатков: брахиопод *Mimella panna* Andr., *Rostricellule subrostrata* NikIf., *Strophomena lethea* NikIf., трилобитов *Ceraurinus icarus* Z. Max., *Evenkaspis* cf. *tchunensis* Z. Max., остракод *Glandites laticornis* V. Ivan., *Parajonesites notabilis* V. Ivan., *Aparchilella maior* V. Ivan., и мшанок *Rhinidictia* sp., *Balosloma* sp. Этот комплекс характерен для чертовского и баксанского горизонтов мангазейского яруса. В известняках верхней пачки обнаружены остатки брахиопод *Oepikina glbiosa* Andr., *Glyptorthis pulchra* Wang., *Hesperorthis tricenaria* Con., мшанок *Homotrypella aperta* Astr., *Batosloma varians* Jam., кораллов *Favistella alveolata* Goldf., *Cyrtophyllum densum* Lind s., остракод *Aparehitella major* V. Ivan., *Paraschmidtella bipunctata* Kan. Приведённый комплекс считается переходным от верхней части баксанского горизонта к долборскому. Наличие в нем остракод *Paraschmidtella bipunctata* и кораллов *Cyrtophyllum densum* свидетельствует о принадлежности этих отложений к низам долборского горизонта (яруса) верхнего ордовика [44].

Мощность вскрытых отложений загорнинской свиты от 35 до 89 м.

Возраст объединённых свит принят дарривийско-катийским по общей стратиграфической шкале по состоянию на 2014 г (Постановление МСК...2012-2013 гг.)

Суммарная мощность ангирской, амарканской и загорнинской свит оценивается от 90 до 240 м.

Нерасчленённые отложения (O₂₋₃) закартированы в верховьях р. Рыбная, на побережье Хантайско-Рыбнинского водохранилища и в бассейне р. Хантайка, где наблюдались фрагментарные выходы пестроцветных аргиллитов, алевролитов, мергелей и темно-серых органогенных известняков.

Мощность нерасчленённых отложений не более 200 м.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Силурийские отложения представлены нижним и верхним отделами. Они распространены в бассейнах рр. Кулюмбэ, Хантайка, Рыбная, Дудинка, Фокина, слагая краевые части Хантайско-Рыбнинского поднятия и Дудинского вала, а так же вскрыты многочисленными скважинами (ССВ-23, КЗ-1107, НВ-10, НМ-3, НП-3, Ф-45, Ф-233, Ф-239, ЮПс-1 и др.) под более молодыми образованиями. Отложения силурийской системы представлены преимущественно породами карбонатно-терригенной формации и в меньшей степени лагунными сульфатоносными осадками. Различия в строении и составе силурийских толщ отражены выделением двух типов разрезов [186]. Норильский тип разреза характеризует образования Норильской структурно-формационной зоны (СФЗ), Игарский – Ламско-Хантайской СФЗ Тунгусской структурно-формационной области (СФО).

Игарский тип разреза детально изучен в бассейнах рр. Кулюмбэ, Хантайка и является одним из важных для всей территории Сибирской платформы, так как здесь вскрыты наибольшие мощности силурийских отложений [186]. Норильский тип разреза развит в бассейнах рр. Дудинка, Фокина, Рыбная. Наиболее полный разрез вскрыт скважиной СП-21.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Нижнесилурийские образования представлены лландоверийским и венлокским ярусами (подотделами) и разделены на мойераканский, хаастырский и агидыйский горизонты местной стратиграфической шкалы [44]. Нижняя граница отложений силура стратиграфически несогласная и проводится по подошве черных углистых аргиллитов, содержащих комплексы граптолитов характерные для нижней части среднего лландовери и мойераканского горизонта [136, 137]. На нижний подъярус лландовери приходится региональный стратиграфический перерыв.

В Норильской СФЗ нижнесилурийские образования представлены чамбинской, таликитской, омнутахской и хюктинской свитами объединёнными ($S_{\check{c}m+hk}$), в Ламско-Хантайской СФЗ – угюкской, танименской и муктенской свитами объединёнными (S_{ug+mk}).

Чамбинская свита выделена в 1972 г. Ю.И. Тесаковым, Н.Н. Предтеченским и Л.Ф. Штейн на р. Кулюмбэ [136]. Свита залегает со стратиграфическим несогласием на разных горизонтах среднего ордовика и представлена в нижней части черными битуминозными аргиллитами (граптолитовые сланцы), а в верхней – серыми мергелями и глинистыми желваковыми известняками. Граптолитовые сланцы характерны для нижнего подъяруса лландовери окраинных разрезов Сибирской платформы. Они богаты углеродом, имеют повышенные содержания редких элементов [44]. Вверх по разрезу граптолитовые сланцы постепенно сменяются мергелями и глинистыми известняками, в которых встречаются единичные граптолиты плохой сохранности. Для этой части чамбинской свиты характерны остатки брахиопод *Dalmanella neocrassa* (Nikif.), *Anabaria* sp. и редких трилобитов *Phacopidella* sp. nov. — комплекс среднелландоверийского возраста [44].

Мощность чамбинской свиты составляет от 40 до 140 м.

Таликитская свита выделена Ю.И. Тесаковым и Н.Н. Предтеченским [137] в разрезе по скважине СП-21 (инт. 730.0 – 804.2 м.). Нижняя часть свиты (46 – 60 м.) сложена известковистыми аргиллитами, серыми мергелями с редкими прослоями комковатых глинистых известняков с характерной примесью мелкого криноидного детрита, мелких брахиопод, единичных табулят и ружоз. Верхняя часть свиты (30 – 42 м) представлена глинистыми комковатыми известняками и карбонатными брекчиями с редкими прослоями мергелей. Органические остатки представлены граптолитами, табулятами, брахиоподами. Отложения соответствуют хаастырскому горизонту верхней лландовери [137].

Мощность таликитской свиты составляет от 76 до 270 м.

Омнутахская свита выделена Ю.И. Тесаковым и Н.Н. Предтеченским [137.] Наиболее полные разрезы свиты вскрыты в обнажениях на р. Омнутах и скважиной СП-21, где представлены тремя пачками пород. Нижняя пачка (22 – 40 м.) сложена пестроцветными известковыми аргиллитами и мергелями, переслаивающимися с органогенными известняками. Средняя пачка (40 – 67 м.) представлена комковатыми детритовыми известняками (обломки табулят, брахиопод, криноидей), зеленовато-серыми известковыми аргиллитами в ритмичном переслаивании. Верхняя сероцветная пачка (40 – 51 м)

сложена известняками, ритмично переслаивающимися с известковыми мергелями, реже аргиллитами.

Комплекс фауны брахиопод и граптолитов характерен для агидыйского биостратиграфического горизонта верхней части лландовери.

Мощность омнутахской свиты от 102 до 170 м.

Хюктинская свита впервые была выделена В. И. Драгуновым в 1959 г. в бассейне р. Имангда как хюктинский риф. Ю. И. Тесаков и др. [137, 44] описали эти отложения в ранге свиты по разрезу на р. Левый Омнутах.

Свита состоит пластинчатых строматопор и полусферических табулят, составляющих до 70% породы. Промежутки между колониями заполнены темными битуминозными, обычно неслоистыми известняками с массой мелких члеников криноидей. Рифогенные известняки кавернозные, перекристаллизованные, доломитизированные, содержат черные примазки битума. В верхней части разреза среди строматопоро-коралловых известняков появляются прослойки комковатых разностей с линзами чёрного кремня и доломитов. В кровле свиты комковатые известняки чередуются с прослоями тонкослоистых пелитоморфных известняков и мергелей. В разрезах северной оконечности оз. Лама линзы рифогенных известняков достигают в поперечнике 5 м. В переслаивающихся с ними водорослевых и комковатых известняках обнаружены венлокские брахиоподы *Hyattidina parva* (Nikif.), *H. acutisummitatus* Nikif. et Modz., *Fardenia propria* (Lop.), *Anabaria rara* (Nikif.) [137].

В рифогенных известняках свиты на р. Имангда определены строматопоры *Stromalopora lenense* Yavor., *Labechia regularis* Yabe et Sug., *Clathrodictyon fastigiatum* Nich., кораллы *Favosites gothlandicus moyeroensis* Sok., *Sapporipora favositoides* Oz., *Mesosolenia festiva* Tchern., *Parastriatopora tebenjkovi* Tchern., *Subalveolites subulosus* Sok. et Tes., характерные для венлока [44].

Мощность хюктинской свиты изменяется от 66 м до 185 м. [186].

Суммарная мощность чамбинской, таликитской, омнутахской и хюктинской свит составляет от 190 до 650 м.

Угиюкская, танименская и муктенская свиты объединённые (S_{ug}+m_k).

Угиюкская и танименская свиты выделены Н. Н. Предтеченским, Ю. И. Тесаковым, Л. Ф. Штейн и др. [136, 137]. Стратотип угиюкской свиты описан на левом берегу р. Горбиачин в 1 км ниже руч. Олений, а танименской — на р. Кулюмбе вблизи устья руч. Надпорожный.

Угиюкская свита сложена серыми и зеленовато-серыми мергелями и аргиллитами с прослоями глинистых известняков. В средней части свиты повсеместно наблюдается маркирующий горизонт пёстрых известняковых гравелитов с обломочным материалом красных аргиллитов и детритовых известняков. В верхней части разреза отмечаются прослойки органогенных комковатых известняков.

Свита содержит богатый фаунистический комплекс: кораллы *Favosites gothlandicus* Lam., ругозы *Crassilasma obesa* (Lind.), *C. crassiseptatum* (Smith.), *Pseudophaulactis brevisseptatum* (Ivansk.), *Cystilasma sibiricum* Zarg.; брахиоподы *Kulumbella kulumbensis* Nikif., *Pentamerus oblongus* (Sow.), *Dalmanella neocrassa* (Nikif.), *Eocoelia hemisphaerica* (Sow.);

остракоды *Sibiritia jucunda* A b u s c h., *Sibiritia wiluensis* (F. S c h m I d t); трилобиты *Acernaspis incerta* M a n n I l, *Eophacops* sp. nov., *Phacopidella* sp. Этот комплекс характерен для верхнего лландовери [137, 44].

Мощность угиюкской свиты от 190 м до 270 м. [186].

Танименская свита согласно залегает на угиюкской и сложена тремя пачками пород. [44, 186]. Нижняя пачка (до 38 м) представлена глинистыми, иногда комковатыми зеленовато-серыми известняками, доломитистыми известняками с прослоями мергелей и фаунистическими остатками в верхней части. Для средней пачки (до 40 м) характерны пестроцветные (бурые и зелено-серые) мергели и аргиллиты с прослоями глинистых известняков и доломитов. Эта пестроцветная пачка является маркёром верхнелландоверийского уровня для разрезов силура Сибирской платформы. Завершается свита пачкой (до 17 м) зеленовато-серых глинистых комковатых известняков, иногда доломитизированных, вверху с линзовидными прослоями (0,1 – 0,3 м.) брекчированных и конгломератовидных известняков.

Возраст свиты основан на богатом фаунистическом комплексе из нижней и верхней частей разрезов Кулюмбе, состоящем из кораллов *Favosites gothlandicus* L a m., *Striatopora rhisoides* S o k., *Mesosolenia festiva* T c h e r n., *Multisolenia tortuosa* F r I t z., брахиопод *Dalmanella neocrassa* (N i k i f.), *Strophomena kulumbensis* L o p., *Stegerhynchus extendilatus* L o p. и трилобитов *Bimastus barriensis* M u r c h. Для средней части свиты характерны остракоды *Costaegirina orientalis* A b u s c h., *Sibiritia jucunda* A b u s c h., *Beyrichia* sp. В целом фаунистический комплекс свидетельствует о позднелландоверийском возрасте, хотя некоторые формы кораллов переходят уже в венлок [44].

Мощность свиты от 115 м до 170 м. [186].

Муктенская свита установлена Ю.И. Тесаковым, Л.Ф. Штейн и др. на р. Кулюмбе в 0,5 км выше руч. Надпорожный [136]. В большинстве разрезов описано согласное залегание муктенской свиты на подстилающих породах танименской свиты, граница свит проводится по подошве слоя волнистослоистых известняков с фаунистическими остатками венлока.

Однако в стратотипическом разрезе на р. Кулюмбе, в основании свиты залегают алевро-песчаные известняки и известковистые песчаники с хорошо окатанными, отсортированными зёрнами кварца. Мощность пачки с терригенной примесью не превышает 5 м [136]. Состав пачки, возможно, свидетельствует о трансгрессивном залегании венлокских отложений. Вверх по разрезу терригенная составляющая сменяется пелитоморфными органогенными известняками с пачками черных битуминозных аргиллитов. Известняки часто имеют линзовидную текстуру, в них наблюдаются следы оползневых явлений и микроразрывов. Верхняя часть свиты представлена брекчированными и органогенными темно-серыми известняками с прослоями и линзовидными банками кораллово-строматопоровых, криноидных известняков [44].

В нижней части свиты встречены мелкие неопределимые брахиоподы и табуляты *Favosites gothlandicus* L a m. В известняках верхней части собраны брахиоподы *Fardenia propria* (L o p.), *Hyattidina* sp., кораллы *Multisolenia tortuosa* F r I t z, *Subalveolites subulosus* S o k., *Cystilasma* sp., обломки криноид-

дей, наутилоидей, гастропод. Комплекс фауны венлокский, близкий к хакомскому горизонту [136].

Мощность муктенской свиты составляет 75 – 85 м.

Суммарная мощность угиюкской, танименской и муктенской свит составляет от 210 до 580 м.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ СИЛУРИЙСКОЙ СИСТЕМЫ – НИЖНИЙ ОТДЕЛ ДЕВОНСКОЙ СИСТЕМЫ

Отложения верхнего силура представлены лудловским и пржидольским ярусами, выделение последнего в значительной степени условно, так как граница силура и девона на территории достоверно не установлена. В Норильской СФЗ образования данного возраста закартированы в виде макусской, постничной, ямпахтинской и хребтовской свитами объединёнными (S_2-D_1mk+hr), в Ламско-Хантайской СФЗ выделены конгдинская и панкагирская свиты объединённые (S_2-D_1kn+pn).

Макусская свита выделена Ю. И. Тесаковым и Н.Н. Предтеченским [137] по р. Макус на со стратотипом на р. Левый Омнутах. Свита распространена в окрестностях Норильска, на северных берегах озёр Мелкое и Лама. Наиболее полный разрез свиты вскрыт скважиной СП-21 и представлен тонкоплитчатыми, иногда мелкокомковатыми серыми и зеленовато-серыми глинистыми известняками и доломитами с прослоями брекчиевидных и строматолитовых разновидностей. В доломитах верхней части довольно часты гнезда голубовато-серого ангидрита и гипса.

Фаунистический комплекс свиты содержит единичные брахиоподы (в нижней части) *Hyattidina? acutisummitatus* Nikif., *Eohowellella minimus* (L o p.), остракоды *Schrenckia multa* A b u s c h., *Herrmannina nana* A b u s c h., детрит мелких ругоз и члеников криноидей. В целом это лудловский комплекс (тукальский горизонт) [44].

Максимальная мощность свиты в скважине СП-21 составляет 88 м.

Постничная (пржидол), ямпахтинская и хребтовская (лохков) свиты выделены Ю. И. Тесаковым и Н.Н. Предтеченским [137] между фаунистически охарактеризованным лудловом и пестроцветным нижним девоном (зубовская свита). Л.Ф. Штейн считает такое решение необоснованным и все три свиты относил к пржидолу [44]. В серийной легенде (2004 г.) ямпахтинская и хребтовская свиты отнесены к нижнему девону, что и явилось решением при датировании объединённого стратиграфического подразделения.

Постничная свита согласно залегает на макусской свите. Нижняя граница постничной свиты проводится в разрезе по подошве пластов ангидритов [137]. По степени сульфатности выделены два типа разрезов постничной свиты: глинисто-известняково-доломитовый и доломитово-сульфатный. Первый представлен доломитами, песчаниками и глинистыми доломитами, доломитовыми мергелями, карбонатными брекчиями. В подчинённых прослоях встречаются известняки и ангидриты. В разрезах второго типа глинистые доломиты, иногда брекчиевидные, с включениями ангидрита переслаиваются с доломитовыми мергелями и ангидритами. В пестроцветных породах содер-

жата включения стяжений и кристаллов гипса, глиптоморфозы по каменной соли.

Возраст постнической свиты устанавливается как пржидол условно, по её положению в разрезе.

Мощность постнической свиты составляет от 35 до 80м.

Ямпахтинская свита в стратотипе согласно залегает на постнической свите и сложена серыми плотными доломитами, среди которых наблюдаются отдельные пласты брекчиевидных ангидритов мощностью от 0,5 до 2,2 м, маломощные прослои серых полосчатых глинистых доломитов, реже аргиллитов [137]. В верхней части свиты отмечены пластовые строматолиты. Свита фациально изменчива, в восточной части площади (бассейн р. Микчанда) свита имеет ритмичное строение, обусловленное чередованием пачек горизонтально-волнистополосчатых коричневато-серых и серых доломитовых мергелей мощностью от 1 до 7,5 м и серых тонко-мелкозернистых, в основном строматолитовых доломитов мощностью от 0,4 до 2,4 м. Пласты доломитов содержат маломощные прослои черных аргиллитов. В верхней половине свиты в доломитах присутствуют тонкие бело-розовые ангидритовые прослои. В бассейне р. Фокина свита имеет максимальную мощность 105,2 м и характеризуется чередованием массивных, реже полосчатых грубоплитчатых доломитов и подчинённых им сульфатоносных аргиллитов. Прослои строматолитовых и водорослевых доломитов приурочены к средней части толщи, а ангидриты, наблюдаются только в самых верхах свиты. Органические остатки в ямпахтинской свите не установлены.

Нижнедевонский возраст свиты устанавливается условно, по положению в разрезе.

Мощность ямпахтинской свиты составляет от 47 до 105 м.

Хребтовская свита согласно залегает на ямпахтинской свите и в стратотипе сложена чередующимися маломощными слоями серого или розового гипса и тёмно-серых, тёмно-зелёных горизонтально-слоистых доломитовых мергелей и аргиллитов. Среди мергелей встречаются пласты чёрных и серых глинистых доломитов. Нижняя граница устанавливается по подошве доломитовых мергелей [137].

Свита фациально изменчива, на восточном побережье оз. Пясино разрез свиты (43 м) чётко делится по цвету на две части – нижнюю сероцветную и верхнюю зеленоцветную. В отличие от стратотипа, в нижней части среди гипсоносных аргиллитов часто встречаются массивные и грубоплитчатые пласты глинистых доломитов. В бассейне р. Нералах, в основании разреза прослеживается довольно мощный (1,3 м) пласт серовато-белого гипса. На водоразделе рр. Фокина и Убойная, разрез свиты отличается от остальных отсутствием пестроцветных пород и приуроченностью сульфатных прослоев к её нижней части. Из фаунистических остатков встречены неопределимые остракоды и бесчелюстные *Steinaspis miroshnikovi* O b r. [97].

Свита условно относится к лохковскому ярусу.

Мощность свиты составляет от 28 до 80 м.

Суммарная мощность макусской, постнической, ямпахтинской и хребтовской свит составляет от 110 до 500 м.

Конгдинская и панкагирская свиты объединённые (S_2-D_1kn+pn).

Конгдинская свита выделена Ю.И. Тесаковым, Л.Ф. Штейн и др. на р. Кулюмбэ [136]. Свита согласно залегает на муктенской свите, нижняя граница проводится по подошве пачки черных тонкослоистых и строматолитовых известняков.

Разрез свиты имеет трёхчленное ритмичное строение. Нижняя часть разреза состоит из пачек пелитоморфных известняков и доломитизированных известняков с примесью глинистого материала и маломощных пластов ракушнякавых (криноидных), брекчиевидных водорослевых известняков. В известняках встречаются прослои гипса, присутствуют ангидрит и целестин. В средней части свиты тонкослоистые известковые аргиллиты чередуются с известняками и доломитами. Породы пропитаны битумом, имеют чёрный или темно-серый цвет. Отмечены рассеянные желваки фосфоритов. Завершают разрез свиты известняки зеленовато-серые тонкоплитчатые, массивные и водорослевые с прослоями седиментационных брекчий.

Фаунистический комплекс представлен единичными табулятами (транзитная форма) *Favosites gothlandicus* и в кровле свиты выделены ветвистые кораллы *Parastriaiopora kureikiana*. В средней части найдены брахиоподы *Huattidina acutisiirnmittatus* N i k i f. et. M o d z., *Howellella elevatiformis* L o p., и остракод *Schrenckia* cf. *multa* A b u s c h., *Costaegirina* sp. [44].

Мощность конгдинской свиты составляет от 90 до 140 м.

Панкагирская свита выделена Ю.И. Тесаковым, Л.Ф. Штейн и др. [69] в бассейне р. Кулюмбэ. Контакт свиты с нижележащими отложениями не установлен. Нижняя пачка свиты (около 40 м) сложена светло-серыми и серыми плитчатыми глинистыми и массивными кавернозными доломитами, включающими прослои гипсосодержащих доломитов и ангидритов. Средняя пачка представлена серыми глинистыми известняками и доломитами с колониями кораллов *Tiverina vermiculata* S o k. et. T e s. и редкими раковинами брахиопод *Huattidina* sp., а верхняя – светло-серыми глинистыми доломитами и строматолитовыми известняками с прослоями гипсов и седиментационных брекчий, содержащих табулят *Favosites kozlowskii* (S o k.).

Мощность свиты в бассейне р. Кулюмбэ составляет около 110 м. [97].

Объединённые свиты условно отнесены к пржидолу – лохкову.

Суммарная мощность конгдинской и панкагирской свит составляет от 140 до 410 м.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Девонская система, в пределах Норильской и Ламско-Хантайской структурно-формационных зон, представлена всеми тремя отделами. В Норильской СФЗ девонские отложения отличаются максимальной полнотой разреза, они наиболее палеонтологически охарактеризованы, что явилось основой для выделения стратиграфических подразделений в ранге свит. В Ламско-Хантайской СФЗ образования девона изучены значительно хуже. По фрагментам разрезов ранее выделялись свиты одноимённые с установленными в Норильской СФЗ. В настоящей работе девонские образования Ламско-Хантайской СФЗ расчленены до отделов системы.

Наиболее полные разрезы девона вскрыты скважинами в окрестностях Норильска, по берегам оз. Пясино, в районе г. Талнах и в бассейне р. Имангда (ССВ-4, ССВ-6, ССВ-7, ССВ-17, ССВ-18, ПЕ-93, ПЕ-41, П-31, ВГ-8, ВГ-21, ВГ-23, ВГ-19, ТК-42, Ф-128, ВСП-1, БГ-8, ВГ-26, ЮЕ-13, НП-31, КС-6, НМ-6, ТК-65, Ар-105, НМ-5, АР-3, Ар-125, Ар-127, Ар-155, Ар-158, Ар-159, и др.). Выходы девонских образований на дневную поверхность распространены ограниченно, это бассейны рек Болгохтох, Дудинка, Фокина, западное побережье озёр Лама, Глубокое, Кета, Хантайское.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Зубовская, курейская и разведочнинская свиты объединённые (*D.zb+rz*).

Зубовская свита выделена Н.Н. Урванцевым в 1958 г. на горе Зуб вблизи г. Норильска. Стратотипический разрез установлен Р.Г. Матухиным по скважинам [97]. Зубовская свита без видимого несогласия залегает на литологически сходных сероцветных породах хребтовской свиты и сложена пестроцветными аргиллитами, доломитовыми мергелями, глинистыми доломитами с прослоями (до 20 м) ангидрита и гипса. В строении свиты выделено три пачки: нижняя (45 м) – аргиллиты пестроцветные доломитистые с линзами ангидрита и гипса, органические остатки представлены крупными остракодами и бесчелюстными рыбами; средняя (88 м) – аргиллиты пестроцветные с прослоями серых глинистых доломитов и сульфатов, в средней части маркирующий (горозубовский) пласт ангидрита (10 – 20 м.) и прослой, линзы (до 5,8 м) каменной соли; верхняя (65 м) – аргиллиты зеленовато-серые, красно-коричневые в переслаивании с ангидритом и гипсом, в верхней части пачки оолитовые доломиты и серые аргиллиты с остатками остракод, ракоскорпионов.

По находкам фауны бесчелюстных рыб *Srainaspis miroshnikovi* O b r. и ракоскорпионов *Stylonurus menneri* N o v. с долей условности, можно считать зубовскую свиту соответствующей лохковскому ярусу [44, 97].

Максимальная мощность свиты в районе достигает 230 м, к югу и западу от г. Норильска она уменьшается, составляя на р. Фокина до 170 м.

Курейская свита выделена В.В. Меннером в 1958 г. на р. Курейка. Она залегает на зубовской свите согласно и имеет двучленное строение, выдержанное на площади [44]. Нижняя часть свиты (до 30 м) сложена серыми и зеленовато-серыми аргиллитами, иногда алевритистыми, с единичными прослоями темно-серых известняков и глинистых доломитов, в отдельных разрезах встречаются линзы гипса и ангидрита. Верхняя часть свиты (20 – 80 м) представлена преимущественно красно-бурыми алевритистыми аргиллитами с тонкими прослоями глинистых известняков и многочисленными фаунистическими остатками: бесчелюстные *Putoranaspis* sp., *Aphathaspis kiaeri* O b r., чешуя рыб *Porolepis* sp., остракоды *Leperditia* ex gr. *tyraica* F. S c h m. и ракоскорпионы.

Курейская свита отнесена к пражскому ярусу нижнего девона на основании многочисленных находок фауны. Кроме вышеуказанных, установлены остатки бесчелюстных *Siberiaspis plana* O b r., *Putoranaspis* cf. *prima* O b r.,

Eglonaspis rostrata O b r., *Rhinopteraspis maslovi* O b r., рыб *Porolepis* sp., *Onohus* cf. *verus* S c h m I d t, остракод *Herrmannina elongata* W e l l., *Halliella* sp., брахиопод *Howellella* sp., а также лингул, позвоночных, эвриптерид, трохилисков [44].

Мощность свиты составляет от 50 до 110 м.

Разведочнинская свита выделена Н. Н. Урванцевым в 1956 г. и Г. Д. Масловым вблизи г. Норильск. Детальное строение свиты изучено по многочисленным скважинам вблизи г. Норильска, на восточном берегу оз. Пясино, в среднем течении р. Дудинка, на р. Фокина и др. Свита залегает на курейской с небольшим размывом и сложена серыми, зеленовато-серыми и коричневыми аргиллитами, чередующиеся с известковыми мергелями и прослоями костных брекчий. В нижней части разреза выделяются железомарганцевые разновидности аргиллитов, пласты алевролитов и песчаников, желваковые фосфориты. В Норильской СФЗ разведочнинская свита разделена на четыре пачки [44, 97]: нижняя (8 – 18 м) – фосфоритоносная (тентакулитовая); средняя (40 – 70 м) – аргиллиты коричневые и серые с линзами костной брекчии и стяжениями сидерита; средняя (70 м) – аргиллиты серые и коричневые с прослоями доломитовых известняков с большим количеством остатков морской фауны; верхняя (6 – 12 м) – песчаниково-алевролитовая фосфоритоносная пестроцветная.

В отложениях определены брахиоподы *Chonetes* ex gr. *sarcinulala* S c h l o t h., *Bicarinata bicarinata* (K u t.), *Howellella* ex gr. *jacutica* A l e x., *Schizophoria striatula* (S c n l o t h.), *Trigonirhynchia ventricosa* T s c h e r k., бесчелюстные *Amphiaspis argos* O b r., акантоды *Onchus* sp., рыбы *Norilaspis hamata* O b r., *Porolepis* sp., позволяющие отнести свиту к эмсскому ярусу [44, 97].

Мощность разведочнинской свиты от 20 до 228 м.

Суммарная мощность зубовской, курейской и разведочнинской свит составляет от 120 до 520 м.

Нерасчленённые отложения нижнего девона (D₁) показаны на карте доплиоценовых образований в пределах Ламско-Хантайской СФЗ, где они недостаточно изучены из-за плохой обнажённости и широким распространением перекрывающих их четвертичных отложений.

Состав нерасчленённых отложений нижнего отдела по набору пород существенно не отличается от описанных выше свит. В обнажениях наиболее распространены мергели, аргиллиты с прослоями гипсов и ангидритов, алевролиты.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

К среднему девону относятся мантуровская свита эйфельского яруса и юктинская свита живетского яруса, закартированные объединёнными.

Мантуровская и юктинская свиты объединённые (D₂mt+jk)

Мантуровская свита выделена Г. Д. Масловым в бассейне р. Имангды, стратотип её установлен по скважинам вблизи г. Норильск. Свита представ-

лена пестроцветными аргиллитами, мергелями и глинистыми доломитами с большим содержанием гипса, ангидрита и мощными прослоями каменной соли [44]. Основание свиты слагают песчаники и алевролиты с железисто-глинистым и сидеритовым цементом, линзы гравелитов с желваками фосфоритов, залегающие с разрывом на разных уровнях разведочной свиты. Самые мощные залежи каменной соли приурочены к нижней и средней частям разреза, где каменная соль составляет от 40 до 80 %, (содержание NaCl до 97 %) мощности пород, иногда с вкрапленниками сильвина. Примеси калия, магния и кальция приурочены к низам соленосных толщ и составляют десятые доли процента. В верхней части свиты в районе Талнах пласты гипса, ангидрита и каменной соли мощностью 5 – 12 м при выклинивании замещаются сульфатной брекчией. На юг и запад от соленосного разреза района Норильска содержание солей и сульфатов в составе свиты резко сокращается и разрез представлен красноцветными терригенно-карбонатными породами.

В нижней части свиты установлены остатки позвоночных (рыбы) *Wijdeaspis* cf. *arctica* (Heintz.), *Angarichtys* sp., *Dipterus* sp., *Orvikuina* sp., *Onchus* sp., *Porolepis* sp., *Lingula* sp., фрагменты остракод, гастропод, встречаются отпечатки растений. В верхней части (выше брекчии или солевых залежей) встречены фораминиферы — *Parathurammina* cf. *aperturata* Pron., *P.* cf. *tuberculata* Lrp., *P.* ex gr. *cushmani* ReItl., *Bisphaera* cf. *irregularis* Vir., *Earlandia* sp. Комплекс фаунистических остатков мантуровской свиты характерен для эйфельского яруса среднего девона [44, 97].

Мощность свиты составляет от 116 до 590 м.

Юктинская свита выделена Н.Э. Шульц в 1956 г. по руч. Юкта, притоку Кондромо (за пределами площади листа, в бассейне Подкаменной Тунгуски). Свита без видимого несогласия залегает на мантуровской и представлена карбонатным и сульфатно-карбонатным типами разреза. Карбонатный тип разреза в районе г. Норильск образован сероцветными доломитами, доломитовыми известняками, реже известняками с прослоями органогенных известняков, мергелями, глинистыми известняками, карбонатными брекчиями. Сульфатно-карбонатный тип разреза наблюдается на северных склонах плато Хараелах, в восточной части площади и содержит большее количество слоёв ангидрита, гипса и каменных солей. На левом берегу Самоедской Речки нижняя часть свиты (29 – 45 м.) сложена доломитами и известняками с прослоями доломитистых и известковистых аргиллитов и слоями ангидрита вверху. Средняя часть свиты (36 – 55 м.) представлена доломитами кавернозными и кремнистыми с многочисленными остатками кораллов. Верхняя часть свиты (до 30 м.) состоит из доломитов, ангидрит-доломитовых пород и ангидритов. Суммарная мощность свиты в разрезе от 65 до 130 м. [44, 238]

В бассейнах рр. Фокина и Болгохтох в строении свиты преобладают серые доломитизированные известняки с прослоями зеленовато-серых мергелей с многочисленными остатками криноидей, гастропод, брахиопод и очень слабой сульфатноносностью.

В окрестностях г. Норильск темно-серые доломиты и доломитовые известняки содержат остатки криноидей, кораллов, пелеципод, брахиопод, среди которых определены *Emanuella subumbona* Hall., *Undispirifer* cf. *undiferus* (Roem.), *Spinatrypa* ex gr. *aspera* (Scnloth.), *Schizophoria striatiformis*

К р у л., *Productella djaltulensis* N a l., характерные для живетского яруса среднего девона.

В разрезе по р. Далдыкан вблизи горы Надежда породы содержат остатки фораминифер *Parathuramina aperturata* P r o n., *P. cordata* P r o n., *P. elegans* P o j a r k., брахиопод *Emanuella takwanensis* (К а у с.) и кораллов *Crassialveolites* sp. [44]

Мощность юктинской свиты составляет от 32 до 130 м.

Суммарная мощность мантуровской и юктинской свит составляет от 110 до 810 м.

Нерасчленённые отложения среднего отдела (D₂) представлены доломитами, мергелями, аргиллитами с прослоями гипсов, ангидритов и каменной соли, реже органогенными известняками и карбонатными брекчиями.

Мощность нерасчленённых образований достоверно не оценена и предположительно оценивается не менее 200 м.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

В составе верхнего девона выделены нахохозская и каларгонская свиты франского яруса, фокинская свита фаменского яруса. На геологической карте нахохозская и каларгонская свиты показаны объединёнными.

Нахохозская и каларгонская свиты объединённые (D₃nk+kl)

Нахохозская свита выделена Г.Д. Масловым в 1961 г. по руч. Нахохоз, притоку Имангды. Свита залегает на подстилающей юктинской свите согласно и представлена красно-коричневыми аргиллитами, глинистыми, обычно серо-зелеными доломитами с рассеянной примесью алевритового и песчаного материала, мергелями с прослоями брекчий, а в отдельных районах гипса, ангидрита, каменной соли. По сульфато- и солёности установлены два типа разреза [44]. Сульфатонесный разрез свиты, прослеживается от восточного побережья оз. Пясино до бассейнов рр. Тальми, Кумга, Микчангда и Имангда, где имеет максимальную мощность 160 – 165 м. На левобережье Самоедской Речки мощность свиты по данным бурения уменьшается до 20 – 23 м. Сульфатонесность и мощность свиты уменьшаются также на юге площади. В районе Хантайского водохранилища свита представлена пестроцветными аргиллитами, мергелями и глинистыми доломитами с рассеянной терригенной примесью кварца и кремня гравийно-псаммитовой размерности. Мощность свиты здесь не превышает 30 м.

Данные возраста по обломкам костей рыб и спорово-пыльцевому комплексу из мергелей, а также стратиграфическое положение нахохозской свиты между палеонтологически охарактеризованными свитами юктинской и каларгонской позволяют относить её к низам франского яруса.

Мощность нахохозской свиты составляет от 20 до 165 м.

Каларгонская свита выделена Г.Д. Масловым в 1958 г. по руч. Каларгон вблизи г. Норильск, где без видимого несогласия залегает на нахохозской свите, на восточной части площади наблюдается её залегание с размывом на среднедевонских отложениях, нахохозская свита выпадает из разреза.

Отложения свиты характеризуются трёхчленным делением и двумя типами разрезов: карбонатным (западнее и юго-западнее оз. Пясино) и сульфатно-карбонатным (восточнее и северо-восточнее от оз. Пясино) [44].

Нижняя пачка свиты сложена серыми, зеленовато-серыми алевролитистыми мергелями, глинистыми доломитами, доломитами с прослоями доломитовой брекчии и включениями кремня. В сульфатоносных разрезах присутствуют пласты гипса и ангидрита, а иногда и каменной соли. Верхнюю часть пачки слагают сероцветные доломиты и мелкосугустковые известняки с остатками трубчатых фораминифер *Earlandia* sp., *Paratikhinella* sp., пелеципод *Pteria* (*Leptodesma*) *lishes* Hall, рыб *Glossilepis* sp. и харовых водорослей *Umbella* ex gr. *bella* Masl. Эти формы характерны для средней части франского яруса. Мощность нижней пачки составляет от 35 – 80 м. и до 120 м. в сульфатоносных разрезах.

Средняя пачка известна на Каларгонском руднике как «известняковый горизонт». Это известняки, доломитизированные известняками с пластами карбонатной брекчии и единичными прослоями глинистых доломитов и мергелей. Эта часть каларгонской свиты содержит многочисленные ископаемые остатки и является возрастным репером всей свиты. Наиболее распространенными являются: фораминиферы *Moravammia* cf. *fragilis* E. В у к., *M. (Nodozinella)* aff. *tatarstanica* Antz., *Evlania prava* Tchuv., *E. camerata* Tchuv., брахиоподы *Pugnax plicatus* Kryl., *P. menneri* Kryl., *Adolfispirifer jeremejewi* (Tschern.), *Spinatrypa* ex gr. *aspera* (Schloth.), остракоды *Moelleritia crassa* Abusch., *M. tennus* Abusch., харовые водоросли *Umbella baschkirica* E. В у к., онколиты, синезеленые водоросли. По комплексу ископаемых остатков средняя пачка относится к среднему и низам верхнего подъяруса франского яруса. Мощность средней пачки составляет до 50 м, в сульфатоносных разрезах от 80 до 175 м.

Верхняя пачка сложена преимущественно глинистыми доломитами. В нижней части пачки в бассейне Фокиной и в районе оз. Пясино содержатся включения гипса. Доломиты серые, коричнево-серые, иногда битуминозные с линзами карбонатной брекчии. В керне скважин в районе оз. Пясино и в нижнем течении р. Дудинка установлены фораминиферы *Erlandia norilskense* Reitl., *E. elegans* (Raus. et Reitl.), *Parathurammia suleimanovi* Lip., *P.* cf. *cushmani* Sul., *Moravammia tatarstanica* Antr., *Evlania* ex gr. *prava* Tchuv., мелкие остракоды *Moelleritia tenue* Abusch., желваки синезеленых водорослей и харовые *Umbella*, характерные для верхов франского яруса. Мощность верхней пачки от 35 до 65 м в зависимости от присутствия сульфатоносных пород.

Мощность каларгонской свиты составляет от 120 до 360 м.

Суммарная мощность нахохозской и каларгонской свит составляет от 110 до 740 м.

Фокинская свита (D₃fk) выделена Г.Д. Масловым в 1964 г. по р. Фокина. В качестве её стратотипа принят разрез по скважине С-12 вблизи станции Тундра на железной дороге Дудинка – Норильск. Отложения свиты согласно залегают на каларгонской свите [44].

Нижняя часть разреза (до 225 м) сложена доломитами, карбонатной брекчией и мергелями, переслаивающимися с ангидритами. К самым низам свиты

на западном берегу оз. Пясино, и в бассейне р. Имангда приурочены залежи каменной соли, суммарной мощностью до 30 м. На северном побережье оз. Кета в разрезе отмечаются пачки ангидритов мощностью до 55 м., с мало-мощными прослоями мергелей и доломитов.

Верхняя часть фокинской свиты (420 м) начинается маркирующим пластом (от 7 до 25 м) доломитизированных известняков с остатками брахиопод (спириферид, ринхонеллид) *Yunnanellina* ex gr. *triaequalis* (Nal.), остракод *Eridoconcha* sp., фораминифер *Parathurammina cushmani* Sul., *P. concisa* Tchuv., *P. obnata* Tchuv., *P. cf. monstrata* Tchuv., *Paratikhinella vizhaica* Tchuv., *Cribrosphaeroides ovalis* Pojark., *Uralinella ? ovatus* Tchuv., *Bisphaera elegans* Viss., *Erlandia norilskense* Reitl., *E. minima* Raus. et Reitl., *Vicinesphaera squalida lobata* Reitl. Здесь же обнаружены зубы рыб, харовые и синезеленые водоросли. Комплекс органических остатков позволяет отнести фокинскую свиту к фаменскому ярусу.

Выше пласта с фауной залегают доломиты, ангидриты, мергели и карбонатная брекчия. По сравнению с нижней частью в составе пород увеличено содержание глинистого и песчано-алевритового материала.

Общая мощность фокинской свиты от 175 м до 645 м.

Нерасчленённые отложения верхнего отдела (D₃) показаны на геологической карте на западном побережье озёр Кета и Хантайское, где, возможно, разрез верхнего девона представлен отложениями франского и фаменского ярусов [44]. Состав отложений верхнего девона преимущественно терригенно-карбонатный, представлен пачками мергелей и аргиллитов с прослоями ангидритов, доломитов, известняков и карбонатно-глинистых брекчий, иногда отмечаются прослой каменной соли.

Мощность нерасчленённых отложений верхнего девона достигает 400 м.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Каменноугольные отложения представлены двумя толщами различными по условиям осадконакопления. Это морские осадки нижнего отдела и лагунно-континентальные отложения среднего и верхнего отделов. Выходы свит закартированы в бассейнах рек Фокина, Серебряная Имангда, а также вскрыты скважинами под более молодыми образованиями (Ар-105, Ар-125, ВП-124, ВГ-26, ВГ-34, НМ-5, ССВ-7, ЮП-7 ЮП-10 и др.).

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Отложения нижнего карбона на севере и западе Сибирской платформы залегают на размытой поверхности разновозрастных образований и разреза нижней части турнейского яруса не установлено. Стратиграфия каменноугольных отложений Норильской СФЗ наиболее обоснована, здесь выделены ханельбиринская, серебрянская свиты турнейского яруса и тундринская свита визейского яруса. На геологической карте свиты нижнего карбона из-за их малой мощности показаны объединёнными.

Ханельбиринская, серебрянская и тундринская свиты объединённые (C₁hn+tn).

Ханельбиринская и серебрянская свиты выделены в 1967 г. Н.Н. Лапиной по одноименным притокам р. Фокина как горизонты, которые впоследствии стали рассматриваться в ранге свит.

Ханельбиринская свита с размывом залегает на отложениях верхнего девона и представлена карбонатными и терригенно-кабонатными породами, часто мраморизованными с остатками разнообразной морской фауны и желваками кремня. В стратотипическом разрезе ханельбиринской свиты на р. Фокина выделено четыре пачки [44, 97]: 1) нижняя, залегающая на размытой поверхности верхнедевонских отложений (4 – 4,5 м) – известняковая брекчия с обломками бурых и серых мергелей, известняков в глинисто-карбонатной массе; 2) средняя (10 – 12 м) – известняки светло-серые органо-генно-детритовые, с прослоями криноидно-брахиоподовых, с редкими стяжениями кремня; 3) средняя (8 – 9 м) – известняки серые, светло-серые с многочисленными остатками брахиопод (фузеллы, атирисы, хонетиды), ругоз, фораминифер и большим количеством кремней; 4) верхняя (7 – 12 м) – известняки тонкозернистые, псевдооолитовые, иногда органо-генно-детритовые, с редкими кремнями. В верхней части известняки строматолитовые. Мощность стратотипического разреза составляет от 29 до 37,5 м.

В средней части ханельбиринской свиты в бассейне Фокиной обнаружены брахиоподы *Fusella ussiensis* (T o l m.), *Rhipidomella altaica* (T o l m.), *Rugosochonetes hardrensis* P h i l., *Tomiproductus elegantus* (T o l m.), *Camarotoechia biplex* (T o l m.), фораминиферы *Plectogyra tuberculata* L I p., *Chernyschinella* ex gr. *glomiformis* (L I p.), *Tournayella discoidea* D a I n., редкие кораллы *Syringopora ramulosa* G o l d f., *S. parallela* (F I s c h.), свидетельствующие о поздне-тундринском возрасте [44, 97].

Серебрянская свита в разрезе на р. Фокина согласно залегает на ханельбиринской и расчленена на три пачки [44, 97]: нижняя (4,5 м) – брекчия известняковая (1,2 – 1,5 м.), постепенно сменяется известняками оолитовыми и органо-обломочными темно-серыми; средняя (8,5 – 9 м) – известняки темно-серые оолитовые обломочные, с желваками серого кремня и брахиоподами *Punctospirifer jennissei* L a p., *Camarotoechia biplex* (T o l m) и фораминиферами *Endothyra* ex gr. *taimyrica* L I p.; верхняя (4,5 м) – известняки светло-серые средне-слоистые с редкими остатками фораминифер и иглокожих, в верхней части доломитовые известняки и доломиты. Мощность разреза составляет 17,5 – 18 м.

На основании палеонтологических остатков возраст серебрянской свиты принят поздне-тундринским.

Тундринская свита выделена Г.Д. Масловым в 1953 г. вблизи г. Норильска и позднее подробно описана по керну скважин [97]. Свита расчленена на три пачки [44, 97]: нижняя (45 м) – доломиты глинистые серые и зеленовато-серые, рассеянным гравийным материалом, с прослоями (0,3 м) брекчевидных доломитов и голубовато-серого ангидрита; средняя (33 – 36 м) – мергели пестроцветные с прослоями песчаников, линзами ангидрита, включениями кремней и доломитовой брекчией в верхней части; верхняя (42 – 59 м) – мергели серые, зеленовато-серые, внизу алевролитистые, с прослоями доломитов и

известняков, содержащих желваки кремня, по всему разрезу присутствуют обломки карбонатных пород и песчаных зёрен кварца, выделение кристаллов целестина. Мощность разреза составляет от 120 до 137 м.

В устье р. Джангы, на восточном берегу оз. Пясино, на водоразделе рр. Таловой и Тальми нижняя и средняя пачки тундринской свиты мощностью 76 м. имеют доломитово-ангидритовый состав, а верхняя пачка мощностью 91 м сложена известняками с желваками кремня и мергелями. Мощность свиты здесь составляет 167 м.

Визейский возраст тундринской свиты установлен по положению в разрезе [44].

Мощность свиты составляет от 90 до 167 м.

Суммарная мощность ханельбиринской, серебрянской и тундринской свит составляет до 270 м.

Нерасчлененные отложения нижнего отдела (C_1) показаны на геологической карте на западном побережье озёр Глубокое, Кета, Хантайское в пределах Ламско-Хантайской структурно-формационной зоны. Они представлены известняками, доломитами и мергелями с редкими прослоями песчаников алевролитов, ангидритов, гипсов и брекчий в верхней части разреза. Мощность отложений составляет до 200 м.

СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Отложения слагают основание верхнепалеозойской угленосной тунгусской серии и закартированы по обрамлению Норильского, Хараелахского и Сыверминского плато, а также вскрыты скважинами под более поздними образованиями. В пределах Норильского плато отложения среднего и верхнего карбона выделялись под названием адылканской или норильской свит, а на изданных Госгеолкартах масштаба 1 : 200 000 показаны как катская свита. В серийной легенде (2004 г.) для образований данного возраста закреплено название адылканская свита.

Адылканская свита (C_{2-3ad}) выделена Ю.Г. Гором, в 1975 г. и названа по ручью Адылкан. Голостратотип определён на Кайерканском угольном месторождении и в естественных обнажениях по руч. Далдыкан. Свита залегает на эродированной поверхности отложений девона и нижнего карбона с базальными конгломератами мощностью до 0,5 м. [58, 186]. Для свиты характерным является средне-ритмичное строение разреза, выделено 3 – 4 ритма, начинающихся с конгломератов, гравелитов или грубозернистых песчаников, сменяющихся вверх по разрезу песчаниками, алевро-глинистыми породами линзовидно-полосчатыми, а верху преобладают алевролиты и аргиллиты. 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 отмечается мало-мощные прослои каменного угля и растительный детрит, иногда, определенные растительные остатки.

Растительные остатки собраны на р. Фокина: *Angaridium finale* Neub., *Noeggerathiopsis* ex gr. *subangusta* Zal., на Кайерканском и Далдыканском месторождениях в Норильском районе – *Gondwanidium sibiricum* (Pet.), *Angaropteridium cardiopteroides* (Schm.), в бассейне р. Чангада — *Ruffloria theodorii* (Tschirk, et Zal.) S. Meyen, *Ruffloria subangusta* (Zal.) S. Meyen, *Ruffloria* sp., *Cordaites* sp., *Samaropsis* sp. [44, 49, 50].

Комплекс органических остатков позволяет отнести адылканскую свиту к катскому горизонту унифицированной региональной стратиграфической схемы Сибирской платформы, мазуровскому и алыкаевскому горизонтам Кузбасса.

Максимальная мощность адылканской свиты вскрытая скважинами бассейна рек Фокина и Дудинка составляет 135 м. В пределах Хантайско-Рыбнинского палеоподнятия мощности сокращаются до первых десятков метров и до полного выклинивания.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Пермские образования представлены тремя отделами и слагают верхнюю часть позднепалеозойской лимно-паралической угленосной тунгусской серии. Угленосные образования перми перекрываются вулканогенной толщей пермско-триасового возраста, характер границы имеет признаки катастрофического уничтожения пермской флоры, прежде всего кордаитовой тайги, являющейся основной составляющей палеозойской экосистемы в пределах материка Ангариды [51]. Максимальная мощность угленосных отложений в центральных частях Норильско-Хараелахского прогиба и в северо-западной части Тунгусской синеклизы оценивается до 500 м., минимальная до 20 м на склонах Дудинского и Хантайско-Рыбнинского валов [186].

В пределах Норильской структурно-формационной зоны пермские отложения на поверхности обнажены в бассейнах рек Фокина, Серебряная, Дудинка, Южный Ергалах Ямная и Косая и вскрыты многочисленными скважинами (Ар-105, ВГ-34, ВСП-1, ДС-42, КЗ-1107, МД-26, НМ-6, НП-31, П-31, ТК-42, ЮП-9 и др.). На западных склонах Норильского плато они залегают без видимого несогласия на подстилающих средне-верхнекаменноугольных отложениях. Восточнее в пределах Норильского района отмечается скрытое стратиграфическое несогласие их залегания, а в обрамлении Хантайско-Рыбнинского палеоподнятия несогласие становится явным. На восточном склоне Норильского плато и юго-восточном склоне Хараелахских гор нижнепермские образования залегают на девонских, силурийских и ордовикских отложениях [186].

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Нижнепермские отложения в ходе геологоразведочных работ выделялись под различными местными стратиграфическими названиями и относились к бургуклинскому горизонту: быстринская свита, состоящая из нижней и верх-

ней подсвит [186], бургуклинская свита [25 – 30, 31, 32], талнахская и далдыканская свиты в серийной легенде (2004 г.).

Отложения, соответствующие бургуклинскому горизонту нижней перми на площади, имеют сходный состав, характер строения разрезов и близки по мощности, в данной работе представлены под названием быстринская свита.

Быстринская свита (P₄bs). Нижняя часть свиты (нижнебыстринская подсвита) соответствует мезоритму 3 по А.Б. Гуревичу [143, 186], который начинается песчаниками, конгломератами с рассеянной галькой кварца, кварцитов, халцедона или плоскими окатышами аргиллитов и оканчивается алевролитами, углистыми аргиллитами, реже пластами каменных углей мощностью до 0,8 м. не выдержанных по простиранию. В разрезе преобладают песчаники, алевролиты и их углистые разновидности. В западной части Хараелахской мульды отмечается преобладание алевролитов и аргиллитов, а в юго-восточной – неравномерно чередуются алевролиты, аргиллиты и песчаники. В некоторых разрезах в песчаниках отмечаются прослои конгломератов мощностью от 0,5 до 1 м. и маломощные прослои известняков, конкреции известково-сидеритового состава. Песчаники кварц-полевошпатовые, реже полимиктовые преимущественно мелкозернистые серого и темно-серого цвета. Песчаники и конгломераты содержат обломки кремней, яшмы, эффузивов среднего и кислого состава.

В породах установлен комплекс остатков флоры и комплекс пелиципод соответствующий нижнебургуклинскому подгоризонту нижней перми или талнахской свите Норильского района по схеме Ю.Г. Гора [48 – 50].

Мощность нижней части свиты изменчива, в пределах Норильской мульды она составляет 81,5 м. В Хараелахской мульде максимальная её мощность составляет 122 м в западной части – до 36 м, в северо-восточной – до 36 м, а в юго-восточной – 44 м.

Верхняя часть разреза (верхнебургуклинский подгоризонт, или далдыканская свита по схеме Ю.Г. Гора) соответствует мезоритмам 4, 5, 6, 7 по А.Б. Гуревичу и подразделяется на 2 пачки пород [143, 186]. Скважинами верхняя часть свиты вскрыта как в прогибах, так и на разделяющих их поднятиях. При этом в сторону поднятия постепенно выклинивается нижняя пачка пород. Состав верхней части свиты алевролитопесчаниковый, в разрезе содержится до шести промышленных пластов каменного угля средней мощности и мощных пластов сложного строения (Кайерканское, Далдыканское, Листвянско-Вальковское месторождения). В бассейне р. Фокина по скважинам установлен мощный (до 30 м) пласт каменного угля [44, 187].

Отнесение нижней части разреза к нижнебургуклинскому подгоризонту подтверждено находками отпечатков флоры. Наиболее полный комплекс приведен для Норильского района Н.Г. Вербицкой: *Martjanowskia angarica* Radcz., *Taimyria longifolia* Chachl., *Paracalamites crassus* Gorel., *Neuropteris pulchra* Neub., *Angaridium daldykanensis* Gor., *A. finale* Neub., *Zamiopteris schmalhauseni* Schv., *Glottlofillum usjalense* Gorel., *Cordaites singularis* (Neub.) S. Meyen, *C. ensatus* Verb., *Rufioria theodorii* (Zal. et Tschirk.) S. Meyen, *R. derzavini* (Neub.) S. Meyen, *Crassinervia kuznetskiana* (Chachl.) Neub., *Angarocarpus oviformis* Radcz., *Samaropsis triquetra* Neub [30, 107].

Соответствие верхней части разреза нижней перми верхнебургуклинскому подгоризонту обосновано по флоре [31, 143], спорово-пыльцевым данным и пелелиподам.

Мощность верхней части свиты колеблется от 40 до 140 м.

Мощность быстринской свиты на поднятиях от 25 до 50 м., максимальная мощность отложений составляет до 170 м. [44] и до 325 м. [186].

СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Отложения средней перми (уфимский – казанский ярусы) на территории образуют пеляткинский горизонт, закартированный, как кайерканская свита. К верхнему отделу перми (нижняя часть татарского яруса) относится амбарнинская свита дегалинского горизонта и ивакинская свита (верхняя часть татарского яруса) гагарьеостровского горизонта [44, 186].

Кайерканская и амбарнинская свиты объединённые ($P_{2-3}kr+am$).

Кайерканская свита установлена В.А. Хахловым, Н.Н. Урванцевым в 1956 г. на Кайерканском месторождении, позднее уточнена по объёму и введена в практику геолого-поисковых и разведочных работ на уголь Ю.Г. Гором [48 – 50] и А.Б. Гуревичем [58, 143, 216]. Кайерканская свита отвечает всему пеляткинскому горизонту, она с размывом залегает на различных горизонтах быстринской свиты, в нижнем контакте в большинстве разрезов установлены конгломераты, гравелиты, разнозернистые песчаники с галькой. По составу кайерканская свита соответствует двум мезоритмам А.Б. Гуревича [143] и достаточно уверенно прослеживаются практически по всем разрезам [186]. Для кайерканской свиты характерна значительная изменчивость литологического состава, широкое развитие полимиктовых песчаников средне- и крупнозернистых с галькой и прослоями конгломератов в основании разреза.

Нижний ритм, (от конгломератов до углистых аргиллитов и каменного угля) имеет мощность от 20 до 50 м, а на юге Норильского плато до 80 м. В составе пород нижнего ритма преобладают полимиктовые песчаники, чередующиеся с алевролитами, углистыми аргиллитами и каменным углём, образующем пласты рабочей мощности.

Верхний ритм, также начинается конгломератами или грубо-среднезернистыми полимиктовыми и полевошпатово-кварцевыми песчаниками с галькой. Выше чередуются песчаники, алевролиты, аргиллиты, каменный уголь в пластах рабочей мощности от 8 до 15 м. Мощность этой части разреза от 15 до 40 м на севере Норильской мульды и от 20 до 70 м – на юге мульды. Уменьшение мощности связано с размывом пород свиты в познепермское время. В конгломератах и гравелитах обломочный материал представлен собственными породами, а также кварцем, кварцитами, кремнями, порфиритами. В породах присутствуют конкреции анкерит-сидеритового состава [186].

Кайерканская свита является наиболее угленосной из всего продуктивного разреза. Однако угольные пласты в большинстве случаев имеют сложное

строение, непостоянны по мощности, а по простиранию замещаются углистыми аргиллитами.

Соответствие свиты пеляткинскому горизонту средней перми установлено систематическим изучением Ю.Г. Гором остатков флоры [48 – 51], фауны пелеципод и отпечатков флоры Н.Г. Вербицкой при исследованиях угленосности Норильского района А.Б. Гуревича [58, 143, 216].

Мощность кайерканской свиты непостоянна и изменяется в пределах Норильского плато от 35 до 90 м на юге, от 40 до 110 м на севере, а на севере Хараелахского плато увеличивается до 130 – 170 м.

Амбарнинская свита выделена Н.Н. Урванцевым в 1956 г. на Кайерканском месторождении. Она залегает на кайерканской свите с размывом, а на правобережье Енисея на образованиях девона. Разрез свиты представляет собой мезоритм по А.Б. Гуревичу [216], обычно начинающийся конгломератами, гравелитами, реже разнозернистыми песчаниками с рассеянной галькой, переходящими вверх по разрезу в чередующиеся песчаники, алевролиты и аргиллиты, часто углистые. Песчаники полимиктовые и олигомиктовые, реже кварцевые. Галька конгломератов представлена кварцитами, кварцем, яшмами, переотложенными конкрециями сидерита. В средней и верхней частях разреза в терригенных породах наблюдается примесь пирокластического материала, вплоть до образования туфопесчаников, туфоалевролитов, туфоаргиллитов. Присутствуют мелкие известковые конкреции и сферолиты сидерита. Свита слабоугленосная, отмечены единичные пласты каменных углей. Разрез часто заканчивается пестроцветными (красно-бурыми, красно-коричневыми) алевролитами и аргиллитами, обогащенными пирокластическим материалом и сидеритом (Кайерканское и Далдыканское угольные месторождения) [44, 186].

Соответствие свиты дегалинскому горизонту по пелециподам и флоре установлено Ю.Г. Гором с соавторами [48 – 51], позднее подтверждено детальным изучением флористических остатков Н.Г. Вербицкой [216].

Мощность амбарнинской свиты в строении мульды изменяется от 33 м в Норильской, до 38 м в Вологочанской, а в пределах Хараелахской мульды достигает 43 м.

Суммарная мощность кайерканской и амбарнинской свит составляет до 180 м.

Нерасчленённые отложения перми (P_{1-3}) закартированы в бассейне р. Болгохтох и на юго-восточном склоне Хараелахских гор. По составу и строению разреза отложения соответствуют быстринской, кайерканской и амбарнинской свитам, которые раздельно отражены на картах масштаба 1:200 000 [32, 186]. В данном случае, из-за малой суммарной мощности свит (менее 200 м), крутых склонов гор, и фрагментарности выходов на дневную поверхность, они показаны нерасчленёнными.

Ивакинская свита (P_3iv) выделена Г.Д. Масловым в 1958 г. по руч. Ивакин вблизи месторождения Норильск-2, как свита субщелочных базальтов, андезибазальтов и их туфов. Те же породы Я.И. Полькин в 1959 г без верхней пачки андезибазальтов описал в составе ергалахской свиты. Согласно серийным легендам (1993, 2004 гг.), используется наиболее распространённое название свиты.

Ивакинская свита слагает основание вулканогенной толщи в пределах Норильско-Хараелахского прогиба, где залегает со стратиграфическим несогласием на пермских угленосных образованиях, а в западной части Вологодчанской мульды с угловым несогласием на девонских отложениях. Строение свиты весьма изменчиво, выделено 6 пачек пород [25 – 29, 44]: нижняя (10 – 50 м) – титан-авгитовые трахибазальты в одном или двух покровах; вторая (до 16 м) – туфопесчаники, вулканомиктовые песчаники и алевролиты; третья (26 – 30 м) – субщелочные базальты в одном или двух покровах; четвертая (до 75 м) – базальты плагиофировые (лабрадоритовый порфирит) в мощном покрове; пятая (до 4 м) – песчаники, часто гравелитистые, гравелиты, мелкогалечные конгломераты, углистые аргиллиты, пласты каменных углей мощностью до 0,4 м. (пласт «Заметный»); шестая (до 70 м) – трахибазальты (до четырёх покровов).

Обломочный материал в гравелитах, конгломератах и гравелистых песчаниках слоя представлен кварцем, полевыми шпатами, кварцитами, базальтами и гиалобазальтами.

Трахибазальты характеризуется низкой кремнекислотностью, высокой щелочностью и высокими содержаниями железа, титана и фосфора. По содержанию микроэлементов они также резко отличаются от других базальтов пониженными значениями меди, хрома, никеля, ванадия, кобальта и повышенными – бария и циркония [186].

Соответствие свиты гагарьеостровскому горизонту верхней перми установлено по находкам отпечатков флоры *Todites evenkensis* R a d c z., *Cordaites insignis* (R a d c z.) S. M e y e n, *Javorskia mungatica* R a d c z., пелециподы *Najadita* sp., *Esteria* sp. и др. По данным изотопного датирования методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Renne, Basu, 1991) возраст базальтов ивакинской свиты раннетриасовый – $248,4 \pm 0,5$ млн. лет.

Мощность ивакинской свиты в разрезах не превышает 160 – 170 м и довольно часто составляет всего 10 – 30 м. [44].

МЕЗОЗОЙ

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

В юго-восточной горной части территории широко распространены триасовые вулканические образования, они слагают Норильское, Хараелахское и Сыверминское, плато, а также вскрыты скважинами под юрско-меловыми и кайнозойскими отложениями Северо-Сибирской низменности (ВГ-26, ВГ-8, ССВ-4, ССВ-6).

В соответствии с решениями Третьего Межведомственного регионального стратиграфического совещания (1981 г.), серийной легенде (2004 г.) вулканогенные образования считаются нижнетриасовыми (без разделения на ярусы), все выделяемые свиты отнесены к региональным стратиграфическим горизонтам. Самая верхняя часть разреза вулканитов условно отнесена к нижнему – среднему триасу, к верхнему триасу терригенные отложения, вскрытые скважинами на Северо-Сибирской низменности.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Вулканическая толща нижнего триаса в районе представлена преимущественно лавами основного состава, в подчинённом объёме выделены субщелочные и ультраосновные разновидности базальтов. Стратиграфические подразделения вулканической толщи соотнесены с уровнями тутончанского, двурогинского и путоранского горизонтов [25 – 32, 41 – 44 и др.].

Тутончанский горизонт представлен сыверминской, гудчихинской, хақанчанской, туклонской и надеждинской свитами, двурогинский – моронговской и аянской, путоранский – мокулаевской, хараелахской, кумгинской и самоедской свитами. По дополнению к серийной легенде (2004 г.), условно к границе нижнего и среднего триаса отнесена таловская толща. В соответствии с «Опорной легендой геологической карты масштаба 1:50 000, серия Норильская, 1993» [207], и дополнением к серийной легенде, в настоящей работе учтён принцип цикличности формирования туфолоавовой толщи. В начале каждого цикла выделяются периоды интенсивного извержения лав, а в конце длительные перерывы с образованием туфогенно-осадочных толщ, часто содержащих палеонтологические остатки. Поэтому, возраст свиты определяется только по палеонтологическим комплексам туфогенно-осадочной пачки верхней части разреза.

Сыверминская свита и нижнегудчихинская подсвита объединённые (T_1sv+gd_1).

Сыверминская свита выделена Я.И. Полькиным в 1959 г. на плато Сыверма в районе оз. Хантайское в виде пачки офитовых и пойкилоофитовых базальтов залегающих между отложениями тунгусской серии и туфогенными породами хақанчанской свиты. Сыверминская свита распространена в пределах Норильского, Хараелахского и Путаранского плато, где прослеживается в разрезах от северных склонов Хараелахских гор до южного побережья Хантайского озера. Она залегает на различных стратиграфических уровнях ивакинской или амбарнинской свит верхней перми и представлена довольно однородной пачкой толеитовых и пойкилоофитовых базальтов. В настоящей работе туфогенная пачка пород, выделяемая ранее в подошве свиты, отнесена к кровле ивакинской свиты.

Гудчихинская свита выделена Г. Д. Масловым в 1959 г. Название дано по горе Гудчиха на севере Норильского плато. Свита сложена оливиновыми и пикритовыми базальтами порфиристого, толеитового и пойкилоофитового облика, туфами, туффитами.

Разрез гудчихинской свиты состоит из трёх пачек, которым в опорной легенде масштаба 1:50 000 придаётся ранг подсвит [207]. В объединённое подразделение настоящей работы (T_1sv+gd_1) включена нижняя подсвита гудчихинской свиты (gd_1), которая называется в данном случае нижнегудчихинская подсвита. Это базальты оливинофиристые, пикробазальты, прослои туфов и туффитов.

По химическому составу породы подразделения принадлежат к нормальному ряду, содержание меди, никеля, кобальта, хрома, ванадия в породах значительно возрастает по сравнению с концентрацией их в субщелочных базальтах ивакинской свиты. По частным разрезам свиты наблюдается отчет-

ливая зависимость изменчивости коэффициентов концентраций меди, никеля, кобальта [186]. Химический состав значительного объема базальтов гудчихинской свиты отличается низким содержанием кремнекислоты (40 – 44%), минимальным содержанием глинозема и щелочей при высокой концентрации окиси магния, что приближает их к пикритам. Мощные потоки пикритовых базальтов часто неоднородны по своему строению, наблюдается их дифференциация, содержание окиси магния меняется сверху вниз от 9,5 до 18,3%. Наибольшая магнезиальность пород установлена вблизи зоны Норильско-Хараелахского разлома на севере Норильской и юге Хараелахской мульды, а минимальная на севере Хараелахской мульды [186]. По химическому составу нижнегудчихинские базальты аналогичные сыверминским. В целом, породы гудчихинской свиты обогащены всеми редкими элементами, особенно крупноионными литофильными и характеризуются высоким Gd/Yb отношением (> 2) по сравнению с базальтами других свит [81].

Согласно Решениям 3-го межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири (Новосибирск, 1981), вулканогенные образования сыверминской свиты относятся к раннему триасу. Датировки по цирконам базальтов сыверминской свиты (SIMS SHRIMP) Pb/U охватывают временной интервал (млн. лет): от $241,4 \pm 2,4$ до $261,3 \pm 5,0$ и Pb/Pb составляют $243,0 \pm 1,9$ (поздняя пермь – средний триас) [241].

В основании гудчихинской свиты горизонт туфов содержит остатки флоры: *Cladophletis* sp., *Pecopteris julii* R a d e z и фауны: *Micredentella subevata* (J o n e s), что не противоречит отнесению её к тутончанскому горизонту [44]. Изотопная датировка (Rene and Basu..., 1991) величиной $247,5 \pm 1,1$ млн. лет указывают на нижнетриасовый возраст.

Мощность сыверминской свиты в целом уменьшается с севера на юг: на Хараелахском плато она составляет 240 – 330 м, на Норильском плато и по берегам озёр Лама, Глубокое от 140 до 280 м, а на юге, в районе озёр Кета и Хантайское составляет от 110 до 240 м. [44]. Мощность нижнегудчихинской подсвиты составляет от 30 до 160 м.

Суммарная мощность сыверминской свиты и нижнегудчихинской подсвиты достигает 460 м.

Верхнегудчихинская подсвита и хаканчанская свиты объединённые (T_{gd₂}+hk). В состав подразделения включены средняя и верхняя подсвиты гудчихинской свиты в объёме указанном в опорной легенде масштаба 1:50 000 и хаканчанская свита в полном объёме [207]. В состав верхнегудчихинской подсвиты входят базальты пойкилоофитовые и субщелочные, толеитовые, оливинофировые, гломеропорфиривые, маломощные прослои туфов.

Хаканчанская свита выделена Я.И. Полькиным в 1959 г. со стратотипом на р. Хаканча, впадающей в Хантайское озеро. Ранее слагающие её пирокластические породы были описаны В.Н. Рожковым (1938) в качестве маркирующего горизонта в туфолоавовой тощи. Это разнообломочные (от псаммитовых до агломератовых) туфы основного состава, туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты и редкие маломощные потоки базальтов.

Облик туфов и их мощность весьма изменчивы. Так, на Норильском плато свита сложена в основном псаммитовыми туфами, туффитами, туфоалевро-

литами мощностью от нескольких до 20, редко до 50 м. К востоку, на склонах Сыверминского плато, в районе озер Хантайское и Кета она сложена грубообломочными гравийными, агломератовыми, лапиллиевыми туфами, туфогравелитами, содержит подчинённые покровы базальтов, иногда имеющих шаровую отдельность. Грубообломочный характер туфов и увеличение их мощности свидетельствуют о существовании в этом районе центров эксплозивной деятельности, которые устанавливаются в районе южного берега оз. Хантайское, южного берега оз. Кета, в среднем течении р. Ирбо и в нижнем р. Хаканча. Мощность свиты достигает 250 м, а иногда (реки Ирба, Хаканча) до 290 м. [44].

Содержание элементов-примесей в породах хаканчанской свиты резко отличается от ниже- и вышележащих образований гудчихинской и туклонской свит соответственно: спектры их распределения аналогичны надеждинским базальтам. Состав туфов и базальтов хаканчанской свиты практически идентичен [81].

Раннетриасовый возраст хаканчанской свиты установлен по отпечаткам растений и спорово-пыльцевым данным в туфопесчаниках вблизи Хантайского озера: *Cladophlebis kirjamkensis* P r y n., *Cladophlebis adnata* G o e r p., *C. denticulata* B r o n g n., *Retinosporites sibirica* N e u b., *Podozamites lanceolata* L i n d l., *Elatides curvifolia* D u n k e s., *Fieldenia nordenskioldi* N a t h. [31, 44].

Суммарная мощность объединённого подразделения достигает 460 м.

Сыверминская, гудчихинская и хаканчанская свиты объединённые (T_1sv+hk). На геологической карте объединённое подразделение показано часто из-за сокращённой мощности свит и их выходах на крутых склонах Норильского, Хараелахкого и Сыверминского плато. Состав объединённых свит весьма не постояен в силу изменчивости набора пород и мощностей разрезов. В целом, это базальты пойкилоофитовые, толеитовые и порфиоровые, гломеропорфиоровые, пикробазальты оливинофировые, гломеропорфиоровые, туфы, туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты.

Суммарная мощность свит колеблется от 100 до 500 м.

Туклонская и надеждинская свиты объединённые (T_1tk+nd).

Туклонская свита выделена Я.И. Полькиным в 1965 г. по руч. Тукло на плато Сыверма. Свита закартирована на Норильском, Сыверминском плато, на северном и южном склонах Хараелахского плато, где согласно залегает на хаканчанской свите [44].

В состав туклонской свиты включены базальты пойкилоофитовые, толеитовые с маломощными прослоями туфов и туфопесчаников, а так же, дифференцированные потоки высокомагнезиальных базальтов (микчандитов) с высоким содержанием кремнезёма, что является основным отличием от собственно пикритовых базальтов [207].

Наиболее полные и мощные разрезы свиты установлены в пределах Сыверминского и Хараелахского плато [44]. В пределах Норильского плато в составе свиты присутствуют до 5 покровов базальтов мощностью от 5 – 8 до 16 м, в единичных случаях до 20 м. Между покровами изредка встречаются маломощные (до 2 м) слои туффитов, туфоалевролитов, туфопесчаников, а в районе оз. Чибичете горизонт (2 м) вулканомиктовых песчаников, алевроли-

тов с известковым цементом и органогенными известняками с остатками пеллеципод *Abiella* R a g. [28, 44].

Химический состав туклонских базальтов принадлежит нормальному ряду, содержание меди никеля, кобальта и хрома в породах, по сравнению с сыверминскими и гудчихинскими базальтами повышены, а циркония, стронция и бария – понижены [186]. Спектр распределения редких элементов располагается несколько выше гудчихинского, в нем отчётливо проявлена положительная стронциевая аномалия и отличается более пологим наклоном в области тяжёлых редких земель [81].

Раннетриасовый возраст туклонской свиты установлен по спорово-пыльцевому комплексу с северо-западного берега оз. Лама и по положению в разрезе между хаканчанской и надеждинской свитами [44].

Мощность туклонской свиты, как и количество покровов в её составе, увеличивается с запада и юго-запада на восток и северо-восток. В пределах Норильского плато она составляет от 30 до 65 м, на склонах Сыверминского плато достигает 230 м, на западной оконечности Хантайского озера до 270 м. На Хараелахском плато мощность свиты возрастает в восточном направлении от 40 м на северо-восточном побережье оз. Пясино до 160 м на реках Верхняя Таловая и Мастах-Сала [238] и до 195 – 210 м. на Самоедской Речке [44].

Надеждинская свита выделена Г.Д. Масловым в 1958 г. на горе Надежда Норильского плато. Она прослежена на склонах и по долинам рек в пределах Норильского, Хараелахского и Сыверминского плато. Свита согласно залегает на туклонской, граница между ними постепенная. В местах выклинивания туклонской свиты надеждинская свита перекрывает хаканчанскую свиту [44].

Строение свиты характеризуется наличием трёх пачек пород в большинстве изученных разрезов [207]: нижняя (до 150 м) – базальты порфириновые и полифириновые, в верхней части толеитовые; средняя (130–250 м) – базальты порфириновые, гломеропорфириновые, афириновые, пойкилоофитовые с прослоями туфов, туфопесчаников и туффитов; верхняя (до 110 м) – базальты гломеропорфириновые.

Внутреннее строение свиты непостоянно, в пределах Норильского и Хараелахского плато в её составе преобладают покровы (15 – 30 м) порфириновых базальтов, содержащие до трёх прослоев (1,5 – 10 м) туфов и туфогенно-осадочных пород. На юго-востоке Хараелахского плато плагиофириновые базальты чередуются с афириновыми. На склонах Сыверминского плато (Ламско-Хантайская СФЗ) разрез сложен преобладающими порфириновыми базальтами. Они постепенно сменяются афириновыми базальтами в направлении на восток и юг. В южном направлении увеличивается количество прослоев туфов и туфогенно-осадочных пород (оз. Хантайское). Иногда здесь (озера Кета и Хантайское) в низах разреза наблюдаются лавы с шаровой отдельностью мощностью от 10 до 50 м. [44].

Базальты надеждинской свиты характеризуются повышенными содержаниями кремнезёма (до 53%) и щелочей (особенно, $K_2O > 1wt\%$), пониженными – титана ($TiO_2 < 1wt\%$), повышенными отношениями $La/Sm > 4$ и $La/Yb > 7$. Содержание меди в породах нижней пачки составляет 20 ppm, средней – менее 80 ppm, а верхней – более 80 ppm [241].

Породы нижней пачки надеждинской свиты (порфиновые базальты) отличаются от базальтов туклонской свиты более низкой концентрацией меди, никеля, кобальта, хрома, ванадия, циркония и стронция, а также низким отношением содержаний никеля к кобальту и хрома к ванадию. В породах средней и верхней пачек закономерно увеличивается содержание меди, никеля, кобальта, ванадия и бария, а так же увеличивается отношение никеля к кобальту и уменьшается отношение хрома к ванадию [186].

Отнесение свиты к нижнему триасу обосновано определениями отпечатков листовой флоры: *Schisoneira altaica* V l a d. et R a d c z., *Todites korvunchanica* V l a d., *Pecopteris (?) pseudotchichatchevii* V l a d. и др., а также по спорово-пыльцевым данным [31].

Мощность надеждинской свиты на склонах Норильского плато, на северном побережье оз. Лама, в бассейнах рек Тальми – Кумга и Имангда составляет от 350 до 600 м. [26 – 28]. На южных склонах Норильского плато мощность свиты составляет от 250 до 300 м [29].

Суммарная мощность свит колеблется от 280 до 600 м.

Моронговская свита (*T₄mr*) выделена Г. Д. Масловым в 1958 г. Стратотип свиты расположен в центральной части Норильского плато на г. Моронго. Строение свиты характеризуется изменчивостью объёма туфогенных пород от 10-15% в районе Хараелахской мульды и значительное увеличение их доли до 85% в Вологочанской и Норильской мульдах. Свита условно подразделяется на две пачки или подсвиты, граница между которыми, в районах с широким развитием в разрезе туфогенных, проводится по подошве наиболее мощного (до 100 м) горизонта туфогенных пород [186, 207]. В разрезе обеих пачек преобладают афировые и пойкилоофитовые базальты, порфиновые разности имеют подчинённое значение. Туфы представлены витрокластическими или витролитокластическими грубо обломочными разновидностями. Мощные горизонты туфов сложены алевропсаммитовыми и псефитовыми разностями с прослоями алевропелитовых, пепловых и агломератовых туфов.

На северо-западе Норильского плато в разрезе свиты содержится до 14 покровов базальтов мощностью от 4 до 30 м [25], а на юге плато Хараелах и в Ламских горах присутствует от 12 до 25 покровов мощностью от 5 до 40 м [26]. Среди них содержится 10 пачек туфов и туфогенно-осадочных пород мощностью от 1 до 45 м. При этом количество покровов базальтов и их мощность увеличиваются к востоку, а роль обломочных вулканических пород падает.

На восточном склоне Норильского плато на участке от горы Острая до р. Чибичете в составе свиты выделены четыре пачки [28, 44]: нижняя (50 – 80 м) – базальты афировые (2 – 3 покрова) разделённые слоями (10 – 20 м) вулканомиктовых песчаников и алевролитов; средняя (60 – 105 м) – туфопесчаники, туфоалевролиты, туфоаргиллиты, реже туфогравелиты с карбонатным и цеолитовым цементом, прослой туфов и туффитов; средняя (100 м) – базальты афировые толеитовые (4 – 5 покровов), среди них 2 – 3 слоя туфов (1 – 7 м); верхняя (40 – 110 м) – вулканомиктовые породы с редкими прослоями туфов с 1 -2 покровами плагиофировых базальтов. Мощность разреза составляет от 250 до 395 м.

По сравнению с составом базальтов надеждинской свиты базальты моронговской свиты отличаются несколько повышенными содержаниями титана ($\text{TiO}_2 > 1 \text{ wt}\%$, типичными для Сибирских траппов) и низкими концентрациями калия (в среднем $- 0.4\% \text{ K}_2\text{O}$) [241].

Породы свиты по сравнению с более ранними вулканитами имеют повышенные содержания меди, никеля, кобальта, ванадия и одно из самых больших отношений никеля к кобальту [186].

По отпечаткам флоры и положению в разрезе, свита отнесена к нижнему триасу, а так же, по сопоставлению с аянской свитой, палеонтологическая характеристика которой более полная [28, 44, 207]. Для базальта моронговской свиты получена изотопная датировка в 246 млн. лет, что соответствует раннему триасу [68].

Мощность свиты моронговской свиты изменяется от 250 – 590 м.

Аянская свита (T_{an}) установлена А.А. Межвилком в 1959 г. на оз. Аян. Она является возрастным аналогом моронговской свиты и выделена только в районе озёр Кета, Хантайское и р. Хаканча, где без видимого несогласия залегает на надеждинской свите [186]. Свита сложена двумя пачками базальтов афировых, пойкилоофитовых, разделённых горизонтом туфов агломератовых, псефито-псаммитовых с прослоями туффитов, туфопесчаников и туфоалевролитов. В составе свиты базальтов отмечаются потоки трахибазальтов, анкарамитовых базальтов. Количество обломочных вулканических пород в разрезе меняется и достигает 20 – 30 % (оз. Хантайское) в виде прослоев или пачек мощностью от 0,2 до 20 м.

По отпечаткам растений и спорово-пыльцевым данным аянская свита отнесена к нижнему триасу: *Tersiella* ex gr. *serrata* S r e b r., *Cladophlebis* sp., *Coniopteris* sp., *Cladophlebis lobifera* P r y n., *C. chantaica* S t e b r., *Cladophlebis* sp., *Retinosporites* (?) *sibirica* N e u b., *Neuropteridium angustatum* S r e b r., *N. tunguskanum* P r y n., *Elatocladus cylindrica* P r y n., *Voltzia* aff. *heterophylla* B r o n g., *Paracalamites* sp. [44].

Мощность аянской свиты составляет от 240 до 350 м.

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, который подробно описан Н.Н. Нагайцевой в 1973 г. В целом, свита сложена базальтами гломеропорфирированными, афировыми, пойкилоофитовыми с редкими горизонтами туфов и туффитов. Строение свиты характеризуется наличием четырёх пачек пород [207]: Нижняя (75 – 130 м) – базальты олигогломеропорфирированные и порфирированные с единичными горизонтами туфогенных пород алевро-псаммитовой структуры, в основании пачки 1 – 2 покрова гломеропорфирированных базальтов (116 м), относящихся к надаянскому маркирующему покрову; средняя (80 – 150 м) – базальты гломеропорфирированные; средняя (170–240 м) – базальты в нижней части порфирированные и гломеропорфирированные, в верхней – олигогломеропорфирированные и пойкилоофитовые с редкими горизонтами туффитов алевро-псаммитовой структуры; верхняя (170–240 м) – базальты в нижней части афировые, в верхней – пойкилоофитовые, в основании и кровле горизонты алевропсаммитовых туффитов, в одном из которых найдены отпечатки костей децинодонта: *Lystrosaurus* C o p e.

Надьяанский маркирующий покров (горизонт) прослеживается во всех разрезах. На севере Хараелахского плато базальты гломеропорфиновые, мощность горизонта составляет 50 – 60 м. На Норильском плато, как правило, базальты плагиофиновые, в верхах покрова часто миндалекаменные, мощность его колеблется от 50 до 85 м. Для базальтов характерна столбчатая веерообразная отдельность, в бассейне р. Ергалах и на западном побережье оз. Пясино в верхней части горизонта наблюдаются лавобрекчии мощностью до 20 м. [44].

По составу породы мокулаевской свиты отличаются повышенными (по сравнению с моронговскими базальтами) содержаниями титана (выше 1.2 wt%), что позволяет выделять их при картировании даже при отсутствии надьяанского горизонта, выделяемого в основании мокулаевской свиты и имеющего широкое распространение на Сибирской платформе [241]. Содержание меди, никеля, кобальта, ванадия в породах мокулаевской свиты наиболее высокие относительно концентраций этих элементов в вулканитах всех нижележащих свит [186].

Мокулаевская свита отнесена к нижней части пунанского горизонта на основании отпечатков растений *Cladophlebis borealis* P r u n., *C. jeniseica* P r u n., *Anomopteris mongeotii* B r o n g n., установленных в прослоях вулканогенно-осадочных пород из низов разреза, а также по спорово-пыльцевым данным.

Мощность мокулаевской свиты наибольшая в пределах Хараелахского плато на р. Мокулай до 675 м. На Норильском плато верхняя часть мокулаевской свиты эродирована и её видимая мощность не превышает 400 м.

Хараелахская свита (T₄hr) выделена В.С. Голубковым, Д.А. Додиним в 1964 г. на Хараелахском плато. В её составе преобладают базальты олигогломеропорфиновые афировые, пойкилоофитовые, порфиновые, гломеропорфиновые, образуя от 15 до 30 покровов, среди которых залегают от двух до семи маломощных горизонтов туфов, туффитов, туфобрекчий.

Строение свиты характеризуется наличием четырёх пачек пород в разрезе [207]: нижняя (25–175 м) – базальты олигогломеропорфиновые, в кровле иногда пойкилоофитовые; средняя (6 – 92 м) – базальты гломеропорфиновые, 1 – 4 покрова; средняя (170–250 м) – базальты афировые и пойкилоофитовые, в центральной части 1 – 3 невыдержанных горизонта туффитов алевропсаммитовой структуры, линзы хемогенных известняков; верхняя (170 – 280 м) – базальты в подошве и кровле олигогломеропорфиновые, в центральной части – афировые и пойкилоофитовые, в основании, кровле и центральной части – горизонты туффитов алевропсаммитовой структуры.

Отнесение свиты к средней части пунанского горизонта определяется положением её в разрезе. Датирование пород свиты K-Ar методом дали величины от 222 до 237 млн.лет. [68].

Мощность свиты составляет от 475 м вблизи южной оконечности оз. Пясино и возрастает в северо-восточном направлении до 600 м на реках Тальми и Кумга.

Кумгинская свита (T₄km) выделена Е.Н. Ленкиным и В.А. Марковским в 1964 г. по р. Кумга на Хараелахском плато. Свита залегают на хараелахской свите без видимого несогласия и сложена базальтами гломеропорфиновыми,

афировыми, порфиrowыми и пойкилоофитовыми с горизонтами туффитов в верхней части разреза. В разрезе больше всего гломеропорфиrowых базальтов, образующих до 15 покровов мощностью от первых метров до 20 м. Им подчинены покровы плагиофиrowых базальтов пойкилоофито-интерсертальной структуры.

Фаунистические и флористические остатки в породах не обнаружены. Кумгинская свита отнесена к нижнему триасу, исходя из межрегиональных сопоставлений всего вулканического комплекса [44].

Мощность свиты на Хараелахском плато составляет 150 – 220 м.

Самоедская свита (T_4sm) выделена Е.Н. Ленькиным в 1961 г. на севере Хараелахского плато по р. Самоедская, где залегает на кумгинской свите без видимого несогласия. Свита сложена базальтами афировыми, порфиrowыми, гломеропорфиrowыми с подчинёнными прослоями туфов, реже туффитов и известняков. Туфы и туффиты образуют в разрезе свиты 5 – 8 маломощных прослоев и линз. Наиболее значительный из прослоев (до 6 м) залегает в средней части разреза.

Свита подразделяется на три пачки [207]: нижняя (80 – 122 м) – базальты олигогломеропорфиrowые, афировые, реже пойкилоофитовые и гломеропорфиrowые, редкие линзы туффитов; средняя (265–300 м) – базальты в нижней части гломеропорфиrowые и олигогломеропорфиrowые, в верхней олигогломеропорфиrowые, афировые и пойкилоофитовые, в основании, кровле и центральной части 6 выдержанных горизонтов туффитов; верхняя (280 м) – базальты пойкилоофитовые и афировые, в основании покров гломеропорфиrowых базальтов.

В ранее изданных геологических картах [32, 44] и в серийной легенде (2004 г.) возраст свиты условно принимается как раннетриасовый, с учётом палеомагнитных данных, которые свидетельствуют о формировании самоедской свиты в ту же палеомагнитную эпоху, что и нижележащие свиты (Линд, 1998). Вместе с тем, в её верхней пачке широко развиты и средне-верхнетриасовые споро-пыльцевые комплексы.

В настоящей работе в состав самоедской свиты раннетриасового возраста включены две нижние пачки пород общей мощностью до 420 м., а верхняя пачка рассматривается в качестве отдельной таловской толщи.

НИЖНИЙ – СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Таловская толща (T_{1-2tl}) выделена В.А. Радько в 2014 г. из состава самоедской свиты в объёме её верхней пачки пород представленной базальтами пойкилоофитовыми и афировыми с покровом гломеропорфиrowых базальтов в основании толщи. Толща представлена разрезом лавового типа, характерного для начала нового цикла. Данные отложения лишены палеонтологической характеристики, в связи с отсутствием туфогенных пород, тем не менее, датировку толщи предлагается произвести методом магнитостратиграфии [112], по факту наличия в них отрицательнонамагниченных базальтов. По петрохимии базальты толщи характеризуются наиболее высоким после надеждинского минимума содержанием окиси титана до 1,64%, для отдельных покровов

отмечено содержание окиси магния более 8%. Отмечается повышенные содержания меди, никеля, кобальта, ниобия и пониженное содержание рубидия.

На геологической карте толща показана только в центральной части Хараелахского плато, как завершающая вулканогенный разрез раннего триаса.

Эти данные, с некоторой долей условности, позволяют отнести таловскую толщу к границе раннего и среднего триаса и сопоставлять с интрузиями далдыканского комплекса имеющими отрицательную намагничённость и сходную петрохимическую характеристику.

Мощность таловской толщи составляет не менее 260 м.

Тампейская серия (Тtm). Нерасчленённые триасовые отложения вскрыты нефтегазоразведочными скважинами на левобережье Енисея в районе Усть-Порта (Семеновская, Тампейская и Точинская площади). Наиболее полный разрез этих отложений (тампейская серия) вскрыт скважинами на Тундровой площади в пределах Енисейско-Хатангского регионального прогиба [1, 44]. Толща нерасчленённых триасовых образований залегает с резким угловым несогласием на верхнепермских угленосных отложениях. По составу это существенно терригенная толща, представленная аргиллитами, песчаниками, подчинёнными конгломератами и гравелитами мощностью до 260 м.

По спорово-пыльцевым данным толща безусловно является триасовой и большая часть её относится к верхнему триасу. Возраст подстилающих отложений не уточнён [44].

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Юрские отложения распространены в пределах Северо-Сибирской низменности и Западно-Сибирской равнины, где они на большей части площади перекрыты меловыми и четвертичными отложениями. Естественные выходы юрских образований встречены только на западном берегу оз. Пясино и в береговых обрывах крупных рек. Глубокими скважинами вскрыты все три отдела юрских отложений на валообразных поднятиях и в краевых частях прогибов (Глч-1, Хб-1, Оз-6, Оз-5, Млх-1, Млх-10, Длг-1, ВГ-23, ВГ-26, ССВ-4, ССВ-17, ССВ-18, ССВ-23). Поэтому изучение юры выполнялось преимущественно по данным бурения, нередко с малым выходом керна. Широко использовались анализ каротажных диаграмм и микропалеонтологические методики [44].

Юрская система представлена всеми тремя отделами полифациального терригенного комплекса пород, который в полных разрезах без видимого несогласия залегает на осадочных образованиях тампейской серии триаса.

НИЖНИЙ И СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Отложения нижнего и среднего отделов юры (J_{1-2}) установлены в наиболее погруженных частях Енисейско-Хатангского прогиба. Они не имеют выхода на дневную поверхность и показаны только на разрезе. Наиболее полная характеристика отложений с расчленением на свиты и фаунистическим обоснованием возраста приведена в предыдущем издании Госгеолкарты-1000 под

редакцией Е.К. Ковригиной по скважине Семеновская-1-Р [44]. По данным бурения установлено трансгрессивное залегание отложений нижней юры на образованиях триаса и палеозоя.

В данной работе приведена обобщённая характеристика отложений нижней и средней юры, выделенных ранее по керну глубоких скважин. Нижне-среднеюрские отложения представлены преимущественно песчаниками, алевролитами, алевролитами, глинами с прослоями и линзами конгломератов, углефицированных растительных остатков, а так же, конкрециями сидерита, пирита, фрагментами раковин пелеципод и фораминифер.

Суммарная мощность отложений по сейсмическим данным достигает 1900 м.

Малышевская и точинская свиты объединённые ($J_2m/t\check{c}$).

Малышевская свита выделена в 1967 г. Н.И. Байбородских и др. близ с. Малышевка в низовьях Енисея. Стратотип свиты принят по разрезу скв. Малохетская-10-Р в интервале глубин 1629 – 1470 м. Свита согласно залегает на нижележащих образованиях и вскрыта большинством глубоких скважин в Енисейско-Хатангском прогибе. В пределах сводовой части Малохетского вала она полностью или частично размыта в предваланжинское время [44]. Малышевская свита сложена ритмично переслаивающимися песчаниками, песками, алевролитами, алевролитами, мощности слоёв составляют до 10 м. Песчаники интенсивно каолинизированные, иногда известковистые. В породах присутствуют пиритизированные растительные остатки, растительный детрит и стяжения сидерита, наблюдаются ходы илоедов, линзы углей.

Позднебайосский-батский возраст малышевской свиты установлен по комплексам фораминифер и двухстворок родов *Astarte*, *Arctica*, а также аммонитов родов *Arctocephalites*, *Oxycerites* [44].

Мощность свиты изменяется от 315 до 410 м.

Точинская свита установлена в 1967 г. Н. И. Байбородских, и др. со стратотипом по разрезу скв. Малохетская-10, в интервале 1470 – 1425 м. В центральной части Енисейско-Хатангского прогиба свита залегает согласно. На некоторых участках валов и поднятий точинская свита выпадает из разреза, или с размывом перекрыта верхнеюрскими образованиями. По составу точинская свита близка к нижележащей малышевской свиты. В основном это алевролиты от буровато-серых до серовато-зеленых, всегда с примесью глауконита. В средней и верхней частях разреза наблюдаются маломощные прослои алевролитов и песчаников. Среди пород присутствуют остатки раковин моллюсков и микрофауны.

Свита охарактеризована только келловейской фауной, среди которой установлены нижнекелловейские аммониты *Cadoceras* (? *Arcticoceras*) sp. indet. и верхнекелловейские *Longaeviceras* cf. *nikitini* (S o k.), *L.stenolobum* (S o k.), *L. cf. novosemelicum* (B o d.), комплексы фораминифер *Kutzevella memorabilis* — *Ammobaculites borealis* (нижний келловей), *Dorothia insperata* — *Trochammina rostovzevi* (средний, верхний келловей). В отдельных случаях определены келловей-оксфордские спорово-пыльцевые спектры [44].

Мощность свиты от 14 до 80 м.

Суммарная мощность отложений на разрезе оценивается до 600 м.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхнеюрские отложения залегают трансгрессивно на образованиях средней юры, и установлены на большей части площади по данным глубокого бурения. Выходы пород поздней юры и раннего мела на дневную поверхность установлены по южному борту Енисейско-Хатангского прогиба от западного берега оз. Пясино к бассейну Самоедской Речки и в восточной части Западно-Сибирской плиты на левобережье Енисея. В составе отделов выделены сиговская свита оксфордского – кимериджского ярусов, и яновстанская свита титонского яруса верхней юры – берриасского яруса нижнего мела.

Сиговская свита (J_3sg) впервые выделена в 1966 г. Н.П. Байбородских и др. в окрестностях оз. Сиговое вблизи пос. Ермаково на левобережье Енисея. Стратотип установлен по скв. Малохетская-1 в интервале 1240 – 1315 м. Свита часто имеет сокращённые мощности вследствие размыва, иногда вовсе отсутствует в сводовых частях Рассохинского и Танамско-Хетского валов. В строении свиты участвуют алевролиты, алевроиты, пески, песчаники с высоким содержанием глауконитовых и лептохлоритовых зёрен, конкреций известковистых разновидностей, реже отмечаются линзы конгломератов и фосфориты. Для песчаников характерна серовато-зелёная до черно-зелёной окраска, присутствие конкреций сидерита и пирита, обломки древесины и крайне низкая сортировка кластического материала [44].

Оксфорд-кимериджский возраст сиговской свиты определён по многочисленной фауне: аммониты – *Amoeboceras (Prianodoceras) regulare* S p a t h., *A. (P.) ravni* S p a t h., *A. (P.) freboldi* S p a t h., белемниты – *Lagonibelus cf. sarygulensis* (K r i m h), *Pictonia cf. involuta* M e s e z h n. [44].

Мощность сиговской свиты на Рассохинском валу она составляет 85 – 100 м., в прогибах до 360 м.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ ЮРСКОЙ СИСТЕМЫ – НИЖНИЙ ОТДЕЛ МЕЛОВОЙ СИСТЕМЫ

Яновстанская свита (J_3-K_1jas) впервые описана Н.И. Байбородских и др. в 1967 г. в среднем течении р. Турухан вблизи селения Янов Стан. Она является переходной от юры к мелу (титонский – берриасский ярусы).

Свита широко распространена в западной части Енисейско-Хатангского прогиба, где с размывом перекрывает отложения точинской, сиговской и более древних образований. Она представлена алевролитами, алевроитами с подчинёнными прослоями мелкозернистых песчаников. В нижней части разреза породы грубозернистые до конгломератов, вверху — преимущественно глинистые, содержат примесь глауконита и лептохлоритов, конкреции пирита, мелкий растительный детрит и конкреционные линзы мергелей с осколками ростров белемнитов, раковин аммонитов и другой фауны [44].

Титон-берриасским возраст яновстанской свиты установлен по многочисленным аммонитам *Craspedites laevigatas* (B o d u l.), двустворчатых моллюсков и комплексам фораминифер, доказывающие присутствие слоёв низов берриаса.

Мощность яновстанской свиты от 53 до 127 м. на валах и до 450 м. в прогибах.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Меловые отложения охватывают значительные площади Северо-Сибирской низменности, на большей части территории они перекрыты четверичными образованиями и обнажены, в основном, в долинах рек, а также вскрыты скважинами (Глч-1, Хб-1, Оз-6, Оз-5, Млх-1, Млх-10, Длг-1, ВГ-23, ВГ-8, ВГ-19, ВГ-26, ССВ-4, ССВ-6, ССВ-7, ССВ-17, ССВ-18, ССВ-23 и др.). В прогибах и впадинах меловые отложения залегают согласно без перерыва на юрских осадочных образованиях, и только на отдельных наиболее контрастных поднятиях фиксируются размывы значительной амплитуды до нижних горизонтов валанжина, а на сводовой части Рассохинского вала они смыты полностью [44]. Отложения меловой системы представлены сложным полифациальным комплексом терригенных пород, в наиболее полных разрезах в центральной части Енисейско-Хатангского прогиба мощность мела превышает 3 км.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

В составе отдела выделены нижнехетская и суходудинская свиты валанжина – готерива, малохетская свита готерива – баррема, яковлевская свита апт – альба.

Нижнехетская и суходудинская свиты Н.И. Байбородских, Е.Г. Бро и др. в 1967 г. в низовьях р. Енисей, на рр. Малая Хета – Сухая Дудинка [44].

Нижнехетская свита (*K₁nh*) согласно залегают на яновстанской свите или с размывом на различных горизонтах юры, возможно, триаса и палеозоя. Стратотип её установлен в разрезе скв. Малохетская-10-Р, в интервале 855 – 690 м. Отложения представлены глинами, алевролитами, песками, реже встречаются прослойки песчаников. Окраска их серовато-зеленоватая, иногда голубоватая. Присутствуют пиритизированные растительные остатки, ходы илоедов, конкреции сульфидов железа и сидерита. В нижней части разреза встречаются фрагменты раковин аммонитов, пелеципод и фораминифер. Мощности песчаных прослоев изменяются от первых метров до первых десятков метров. В песчаниках присутствуют прослойки, обогащённые лептохлоритами.

Возраст нижнехетской свиты принят ранневаланжинским по остаткам аммонитов *Polyptychites stubendorffi* (P a v l.), *Temnoptychites suzranicus* (P a v l.), и пелециподам *Buchia inflata* (L a h.).

В составе спорово-пыльцевого комплекса преобладают споры *Coniopteris* и *Leiotriletes*. Пыльца представлена преимущественно сосновыми. Много спор сфагнума, глихениевых, селлагинелл, *Klukisporites* sp. и подокарпусовых [44].

Мощность нижнехетской свиты колеблется от 77 – 260 м на сводах и склонах положительных структур, до 570 м в прогибах.

Суходудинская свита (K_{sd}) согласно залегает на нижнехетских образованиях. Стратотип свиты установлен в разрезе скв. Малохетская 10-Р в интервале 690 – 389 м. Отложения представлены глинами, алевритами, песчаниками и песками, часто алевритистыми. Песчанистые породы образуют пачки мощностью от 10 до 80 м. Содержание глин постепенно нарастает снизу вверх. Песчаники обычно среднезернистые, серые и зеленовато-серые. Присутствуют прослои каолинизированных песков, в которых заключены крупные углефицированные обломки древесины. Более мелкозернистые породы буровато-серые до зеленовато-серых, иногда содержат маломощные прослои бурого угля, обломки раковин пелеципод [44].

Отложения свиты отнесены к валанжинскому и самым низам готеривского яруса по комплексу фораминифер содержащему *Pseudolemarckina latarica* R o m., широкого стратиграфического диапазона: валанжин – готерив. В верхней части определена *Buchia* ex gr. *sublaevis* (К е у s.), характерная для верхов валанжина – низов готерива.

Мощность свиты значительно изменяется за счёт предбарремского регионального размыва. На Рассохинском валу она составляет 82—146 м., в наиболее погруженных частях прогиба достигает 700 м [44].

Малохетская свита (K_{mh}) выделена в 1957 г. В.П. Маркевичем на р. Малая Хета в низовьях Енисея. Стратотип свиты установлен по скв. Малохетская-1-Р в интервале 698 – 383 м. На подстилающих отложениях суходудинской свиты малохетская свита залегает согласно, и только на Рассохинском валу фиксируется незначительный стратиграфический перерыв. В составе свиты преобладают песчаники слабо сцементированные и каолинизированные, в подчинённом положении находятся песчанистые алевролиты, аргиллиты и глины, редко встречаются линзы бурых углей (до 0,2 м). В основании свиты встречаются линзы мелкогалечных конгломератов и гравелитов (до 0,1 м). Отличительной особенностью малохетской свиты является наличие в её составе многочисленных маломощных прослоев и линз углей, обугленных растительных остатков, конкреций глинистого сидерита, окатышей глин.

Возраст малохетской свиты принят как готерив – баррем на основании валанжин-готеривских и аптских спорово-пыльцевых комплексов [44].

Мощность малохетской свиты на Рассохинском валу от 195 до 290 м. и постепенно нарастает к западу до 550 м. в прогибах.

Яковлевская свита (K_{jak}) впервые описана В.Н. Саксом и З.З. Ронкиной в 1957 г. по р. Яковлевка, притоку Енисея. Стратотип свиты установлен в разрезе скв. Яковлевская-1-Р. в интервале 1310 – 752 м., где она согласно залегает на малохетской свите. В строении свиты выделены чередующиеся пачки (20 – 30 м.) алевритовых глин и алевролитов с пластами песков, песчаников и бурых углей. Мощности угольных пластов достигают 6 м. Среди песчаников преобладают мелкозернистые разновидности, обычно светло-серого цвета. В отложениях присутствуют известковистые песчанистые конкреционные линзы и многочисленные включения разнообразного по размеру и сохранности растительного детрита [44].

Возраст яковлевской свиты принят апт-альбским на основании остатков фораминифер *Ammobaculites fragmetarias* и пелеципод *Inoceramus* sp. В верхах разреза установлено два спорово-пыльцевых комплекса: нижний – пере-

ходный от неокома к альбу и вышележащий по разрезу с характерными видами альба и сеномана Западной Сибири [44].

Мощность свиты на рассохинском валу составляет от 210 до 270 м, в наиболее глубоких частях прогиба до 580 м.

НИЖНИЙ – ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Долганская свита ($K_{1-2}dl$) описана В.Н. Саксом и З.З. Ронкиной в 1957 г. по одноименному поднятию в бассейне р. Большая Хета. Стратотип свиты установлен по разрезу скв. Долганская-117-К в интервале 227 – 502 м. В центральных частях Енисей-Хатангского прогиба она согласно залегает на яковлевской свите, а в его краевой юго-западной части перекрывает более древние образования вплоть до среднепалеозойских. [44]. Долганская свита сложена преимущественно песками и песчаниками с редкими прослоями (от 1,5 до 10 м) алевролитов и глин, в основном в верхах разреза. Пески мелко-среднезернисты, серые и зеленоватые, глауконитовые, часто каолинизированные. Глины имеют темно-серую окраску, иногда сменяются углистыми породами. По разрезу отмечается значительное количество песчаных, алевролитовых, сидеритовых и известковистых конкреций, обугленная древесина и зерна янтаря.

Возраст свиты принят альб-сеноманским по остаткам фораминифер и трём спорово-пыльцевым комплексам [44].

Мощность свиты на Рассохинском валу изменяется от 160 до 372 м., а в прогибах достигает 600 м.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхнемеловые характеризуются региональными подразделениями, близко соответствующими ярусам: дорожковская свита – туронскому, насоновская свита – туронскому, коньякскому и сантонскому, салпадинская свита – кампанскому, танамская – маастрихтскому.

В начале туронского века началась масштабная трансгрессия в Западной Сибири и формирование позднемеловых образований происходило в условиях расширяющегося морского бассейна. Поэтому доля отложений морского генезиса в составе рассматриваемого стратиграфического интервала велика [44].

Дорожковская свита (K_2dr) впервые выделена в 1955 г. А.А. Булыниной и др., в районе оз. Дорожка и р. Турухан. Стратотип установлен по разрезу скв. 23-К, в интервале 250 – 365 м. пройденной в районе оз. Дорожка. Свита согласно перекрывает долганскую свиту или с размывом залегает на более древних отложениях в краевых частях прогибов. В сводовой части Танамско-Хетского вала и в восточном его борту свита частично или полностью размывта [44].

В составе свиты преобладают глины и алевролиты, часто глауконитовые, и крайне редко присутствуют прослои песков и песчаников мощностью до 1,5 м. Песчаники имеют серую и серо-зеленоватую окраску и известковистый

или фосфатно-лептохлорито-глауконитовый карбонатный цемент, присутствуют обломки раковин, конкреции сидерита и пирита. Песчаники с фосфатным цементом залегают в основании свиты и фиксируют первый фосфоритовый горизонт разреза верхнего мела региона.

Туронский возраст дорожковской свиты установлен по многочисленным остаткам фауны: В слоях желваков фосфоритов установлены аммониты родов *Proplacenticer*, *Borissiakoceras*, комплекс фораминифер и пелециподы *Inoceramus labialis* Schloth. [44].

Мощность свиты на рассохинском валу в разрезах не превышает 76 м., а в прогибах составляет от 128 до 300 м.

Насоновская свита (K₂ns) выделена в 1969 г. Г.Н. Карцевой и др., у пос. Насоновск, в низовьях р. Енисей. Стратотип свиты установлен по разрезу скв. Большехетская-2-Б, в интервале 64 – 476 м. В большинстве разрезов свита согласно залегают на образованиях дорожковской свиты. Отложения свиты занимает значительные площади в западной части Енисейско-Хатангского прогиба, обрамляя рассохинский вал. Разрозненные естественные выходы свиты наблюдались в бассейне р. Пясины.

Насоновская свита сложена пачками алевритов, глин, песков, песчаников глауконитовых, образующими ритмичное чередование. Пески серые, зеленоватые мелкозернистые глауконитовые преобладают в нижней части разреза. Песчаники, часто известковистые, образуют линзовидные прослои и конкреции. В разрезе присутствуют горизонты фосфоритов и прослои ракушняков [44].

В наиболее полных разрезах выделены пять пачек пород мощностью от 30 до 160 м с многочисленными остатками моллюсков среднего – верхнего турона, коньяка, сантона. Свита охарактеризована спорово-пыльцевыми комплексами, микрофитопланктоном и микрофауной. Спорово-пыльцевые комплексы свидетельствуют о существовании значительного числа видов покрытосеменных растений, характерных для туронского, коньякского и сантонского веков. Фораминиферы образуют несколько комплексов и привязаны к руководящим формам других групп фауны [127, 43, 44].

Фосфоритовые горизонты состоят из фосфатных конкреций до 25 см в перечнике. Содержание фосфоритов в конкрециях достигает 70%. Заполнителем являются глауконитово-лептохлоритовые глинисто-алевритовые пески. Эти горизонты выдержаны на площади и включают руководящие виды аммонитов и пелеципод.

Возраст насоновской свиты установлен по многочисленным остаткам фауны в диапазоне от позднего турона до позднего сантона [43, 44].

Мощность насоновской свиты в Агапском прогибе достигает 600 м., а на поднятиях она сокращается до 315 – 480 м.

Салпадинская свита (K₂sl) выделена в 1978 г. Г.Н. Карцевой и др. вместо средней и верхней подсвит мессояхской свиты. Стратотип свиты выделен по скв. Большехетская-2-БХ в интервале 38 – 64 м на Танамско-Салпадинском междуречье в низовьях Енисея. Для западной части Енисейско-Хатангского прогиба в качестве гипостратотипа может быть принят разрез скв. Южно-Носковская-318, в интервале 220 – 339 м. Согласно залегание свиты изучено в разрезе по р. Большая Лайда.

Салпадинская свита согласно залегает на насоновских отложениях и представлена глинами, алевролитами, песками с конкрециями песчаников и пластами фосфоритов. Глины темно-серые и буровато-зеленые, иногда светло-серые, обогащённые бобовинами и оолитами лептохлоритовых железных руд. В верхах разреза глины содержат линзы и прослои песчаников, зёрна кварца и кремней, стяжения сидерита. Фосфориты в основании свиты образуют горизонт мощностью 0,5 м. Алевролиты имеют светло-серую окраску, локально зеленоватые, слюдистые и содержат глауконит. Пески мелкозернистые светло-серые, иногда с небольшим количеством зёрен глауконита.

Салпадинская свита датирована кампанским веком на основании определений остатков аммонитов *Scaphites hippocrepis* D a k a y и *Baculites obtusus* M e e k, а также и фораминифер с *Ammobaculites dignus* и *Pseudoclavulina hastata admota*, указывающих на раннекампанское время [43, 44].

Мощность свиты составляет от 55 до 190 м., в центральных частях прогибов достигает 300 м.

Танамская свита (K₂tn) выделена в 1969 г. Н.И. Байбородских и др., в разрезе по р. Танама, стратотип свиты установлен по Большехетской скважине 14-БХ в интервале 83,4 – 184 м. и на подстилающей салпадинской свите залегает согласно [43, 44].

Танамская свита сложена песками, алевролитами и алевролитами с прослоями глин и шаровидными конкрециями песчаников. Пески мелкозернистые от светло-серых до желтовато-бурых, хорошо сортированные, внизу разреза с включениями конкреций сидеритизированных песчаников, в которых содержатся раковины аммонитов и пелеципод. Алевролиты желто-зеленые, иногда глауконитовые и сидеритизированные. Глины темно-серые, образуют линзы в песках и тяготеют к низам разреза. В верхних пачках пород появляются линзы гравия с галькой долеритов. В основании разреза установлен фосфоритовый горизонт мощностью 0,8 – 1 м. По всему разрезу рассеян углефицированный растительный детрит.

Возраст свиты принимается маастрихтским по находке аммонита *Baculites anceps leopoliensis* N o w. и пелеципод рода *Tancredia*. и подтверждён фораминиферами *Spiroplektamina variabilis*, *S. Kasanzevi*, спорово-пыльцевым комплексом, в составе которого преобладают споры сфагнума и полиподициевых, а среди пыльцы хвойных *Pinus* и таксодиевых, при преимущественном развитии (до 87%) покрытосеменных [44].

Мощность свиты составляет от 30 до 130 м.

КАЙНОЗОЙ

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Палеогеновые отложения распространены ограничено, они установлены под четвертичными образованиями в бассейне р. Пясины и в юго-западной части территории на левобережье Енисея.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ — ПАЛЕОЦЕН

Кэтпарская свита (P₁kt) выделена в 1969 г. А.А. Булытниковой и др. по р. Кэтпарка в Усть-Енисейском районе.

Свита несогласно залегает на танамской свите, на контакте присутствует маломощный слой конгломерата. Кэтпарская свита сложена каолинизированными песками, песчаниками, алевролитами с подчинёнными 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 [44].

Датский возраст кэтпарской свиты установлен по спорово-пыльцевому комплексу: голосеменных *Taxodiaceae*, среди покрытосеменных доминируют *Orbiculapodis globosus* Chl o n. и *Aquilapollenites regularis* (Chl o n.) Bond. [44].

Мощность кэтпарской свиты в полных разрезах достигает 100 м.

СРЕДНИЙ – ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ – ЭОЦЕН И ОЛИГОЦЕН

Отложения среднего и верхнего отделов (P₂₋₃?) залегают несогласно на кэтпарской свите и представлены глинами, песками, часто с галькой кремней, кварца, долеритов, обломками обугленной древесины. Они изучены в низовьях р. Чангады и вскрыты под средне- и верхне-четвертичными глинами скважиной на северном берегу оз. Оспа в интервале 20 – 43 м. [44]. В северной части площади мощность эоцен-олигоценых отложений составляет от 30 до 60 м. Это глины каолинит-диккитовые, с примесью гидрослюд, пески кварцево-полевошпатовые с ильменитом, рутилом, лейкоксеном, цирконом в тяжёлой фракции [42, 44].

Спорово-пыльцевой комплекс: пыльца *Cedrus*, *Pinus*, *Cupressaceae*, *Glyptostrobus*, *Salix*, *Alnus*, *Betula*, *Corylus*, *Carpinus*, *Custanea*, *Juglans*, *Pterocarya*, споры *Sphagnum*, *Bryales*, *Polypodiaceae*, *Rosaceae* и др., датируется верхами олигоцена. За пределами площади листа, по р. Котуй выделены близкие по составу и гипсометрическому положению отложения (котуйская свита), которые содержат пыльцу и споры эоцена – олигоцена. На основании приведённых данных, отложения условно отнесены к эоцену и олигоцену [44].

Мощность отложений среднего и верхнего отделов палеогена составляет 60 м.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные образования почти сплошным чехлом покрывают участки Северо-Сибирской и Западно-Сибирской низменностей и сквозной Хантайско-Норильской долины. Они широко развиты в древних долинах горной части района и погребенной долине р. Енисей. В отдельных скважинах мощность отложений превышает 340 м (скв. АС-31 в районе г. Дудинки), а суммарная мощность четвертичной толщи составляет не менее 700 м [85].

Сводный разрез представляет собой чередование морских отложений с образованиями ледникового комплекса – мореной, лимногляциалом и флю-

виогляциалом. Эта последовательность является закономерным отражением климатической ритмичности в четвертичном периоде и позволяет уверенно использовать климатостратиграфические принципы для сопоставления картографируемых объектов с подразделениями общей стратиграфической шкалы.

Расчленение четвертичных образований проведено с использованием унифицированной региональной стратиграфической схемы четвертичных отложений Средней Сибири, утвержденной МСК в 2009 г. [163], решений Все-союзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе 1979 г. [128] и Легенды Норильской серии листов Госгеолкарты-1000/3, утвержденной НРС Роснедра в 2004 г.

Принципиально изменилась корреляция установленной ранее стратиграфической последовательности картируемых объектов с общей стратиграфической шкалой (ОСШ). Благодаря новым данным о климатической обстановке последнего ледникового цикла Сибири выяснилось, что образования второй половины верхнего неоплейстоцена не могут быть отнесены к каргинскому горизонту, как это принято в региональной стратиграфической схеме и серийной легенде. Начиная примерно с 50 тыс. лет назад в сибирской Арктике господствовал климат ледниковья – либо с покровными ледниками, либо с резко континентальными криоаридными условиями при отсутствии ледников [176, 179, 178, 8, 174, 169]. Отложения в стратотипе на мысе Каргинский в низовьях Енисея содержат противоположный палеоклиматический сигнал. Они обладают межледниковой палеонтологической характеристикой [132, 133] и могут быть отнесены лишь к первой ступени верхнего неоплейстоцена [7, 8], что подтверждается ЭПР возрастом 122 тыс. лет [5] и ОСЛ возрастом 111 тыс. лет (по 6 датам) [177].

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

Кроме того, в региональной схеме и серийной легенде в нарушение статей IV.4 и VIII.4 Стратиграфического кодекса [148] сохранены каргинский и сартанский горизонты и их корреляция с ОСШ, несмотря на «отсутствие» у таковых горизонтов стратотипов согласно существующим региональным схемам [5, 163 и Унифицированная..., 2010].

По указанным причинам в легенде не используются горизонты региональной схемы и корреляция местных картируемых подразделений проведена со ступенями ОСШ. В качестве геохронологической привязки использованы интервалы морских изотопных стадий.

Районирование на территории листа проведено в соответствии с районированием региональной стратиграфической схемы Средней Сибири [163]. Территория листа расположена в пределах двух структурно-фациальных областей (СФО) – Северо-Сибирской, которая во многом соответствует области распространения морских трансгрессий в четвертичном периоде, и Средне-сибирской. В пределах последней выделяется Приенисейская структурно-фациальная зона (СФЗ), которая является зоной развития континентальных образований, покровных и горно-долинных оледенений.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

НИЖНЕЕ ЗВЕНО

Первая – пятая ступени. Варомыяхинская свита. Мариний (mIvr). Выделена в ранге слоев О.В. Суздальским и В.Я. Слободным [139] в Усть-Енисейской впадине. Стратотипом служат пески, глины и галечники, залегающие на верхнемеловых породах в интервале 151–186 м разреза скважины 31–БХ на абсолютных высотных отметках от –77 до –102 м. Скважина находится примерно в 20 км на запад от рамки листа на междуречье рек Соленая и Варомыяха – правых притоков р. Бол. Хета.

Аналогичные отложения, в основании четвертичной толщи были впервые описаны В.Н. Саксом [130] по разрезам скв. 47 и 54 в низовьях рек Сухая Дудинка и Мал. Хета. Здесь мощность толщи колеблется от 20–30 до 120–160 м. Как правило, она вскрывается скважинами в интервале 14–154 м ниже уровня моря.

В стратотипическом разрезе скв. 31-БХ, а также в скважинах по р. Бол. Хета (28-БХ и 27-БХ), которые также находятся непосредственно к западу от края листа, варомыяхинская свита представлена мелкозернистыми песками, алевритами и песчанистыми глинами, немymi в нижней части и с морскими остракодами *Acantocythereis dunelmensis* (Norv.), *Elofsonella coneinna* (Jones) в верхней [92]. В скв. 47 и 54 в низовьях Енисея, 83 метровая толща песков содержит остатки *Larix* sp. и немногочисленную пыльцу древесных пород (ели, сосны, лиственницы, берез, ивы). Базальный галечный горизонт с валунами траппов, принимался В.Н. Саксом [130, 132] за размытую морену древнего оледенения. В.А. Зубаков полагал, что приуроченность варомыяхинских слоев к древним погребенным долинам и отсутствие в них в большинстве случаев остатков морской фауны и флоры дает основание относить нижнюю грубообломочную часть к аллювию плиоценового Пра-Енисея [71].

«В Норильском районе варомыяхинская свита вскрыта рядом скважин на западном побережье оз. Пясино. Подошва осадков располагается на отметках от –110 до –40 м, кровля – от –43 до –12 м. Мощность изменяется от 25 до 70 м. В составе отложений преобладают мелкозернистые алевритовые пески. Характерно наличие большого количества углистого материала, углефицированной и сидеритизированной древесины, переотложенной из подстилающих меловых пород. Встречаются стяжения песчаников и известковистых аргиллитов. Породы характеризуются повышенной слюдистостью. На некоторых

участках отмечаются гравий и галька (от 5–20% до 50% объема породы). Для минералогического состава тяжелой фракции характерно низкое содержание пироксенов (от полного отсутствия до 34%)» [85, стр. 67].

Палеонтологические остатки в песчаных отложениях, залегающих в основании вскрытого разреза скважины АС-31 (на абсолютной высоте менее –330 м) на р. Енисей, в районе г. Дудинка, и вероятно также относящихся к варомыяхинской свите, представлены немногочисленными *Elphidium florentinae*, *E. clavatum*, *E. cf. incertum*, *Protelphidium orbiculare* и *Criboelphidium goesi*. В разрезе скважины П-2 отмечен единичный экземпляр *Criboelphidium goesi* (*Stschedrina*). Палеокарпологический анализ одного из образцов намывного угля по скв. П-2 показал наличие мегаспор меловых растений, а также побегов *Bryales*, по-видимому, четвертичных (заклчение А.И. Поломошковой). Спорово-пыльцевые спектры представлены исключительно мезозойскими, в основном меловыми формами [85].

По палеомагнитным данным варомыяхинская свита относится к неоплейстоцену. Для ее отложений характерно наклонение прямой намагниченности значительно более низкое, чем для вышележащих устьсоленинских и кочоских образований [80]. Последние соответствуют картируемым вологодчанской, яминской и коевской толщам [139; 71].

Состав, строение и наличие морских остракод и фораминифер позволяют предположить морской генезис варомыяхинской свиты. Однако сами переуглубленные долины вероятно были сформированы эрозией и экзарационной деятельностью покровных и горно-долинных оледенений и талых ледниковых вод.

Мощность варомыяхинской свиты достигает 83 м.

Шестая – восьмая ступени. Болгохтохская свита. Морена (gIbg). Выделена В.Д. Крюковым и В.В. Рогожиным [84]. В качестве стратотипа принят разрез скважины, пробуренной в районе р. Болгохтох, вблизи железной дороги Дудинка – Норильск (скв. Б–7, глубина 36,0–100,0 м ниже уровня моря). Породы представлены несортированной смесью песков, алевритов и глин с гравийно-щебенчатым и валунным материалом. В скв. Б–7 болгохтохская толща залегает непосредственно на породах палеозойского фундамента.

Верхняя, преимущественно песчаная часть толщи ранее обособлялась В.Д. Крюковым в пачку боганидских песков [83]. Последующие исследования показали, что она не имеет широкого распространения и поэтому может рассматриваться в качестве невыдержанного по простиранию песчаного прослоя в составе болгохтохской свиты. Гравий, галька и валуны, встречаются по всему разрезу как в рассеянном виде, так и в виде скоплений. Сравнительно редко и в небольшом количестве в отложениях присутствуют фораминиферы. Они представлены в основном эльфидами – *Elphidium subelavatum*, *E. obesum*, *Criboelphidium goesi*, *Cr. granatum*, *Elphidiella groenlandica* и др. Единичны представители других семейств – *Islandiella islandica*, *Cassandra inflata*, *C. teretis*, *Cassidulina subacuta*, *Stainforthia loeblichii*, *Alabaminoides mitis* и др. Этот комплекс фораминифер на отметках минус 49,5–100 м был выделен В.И. Гудиной под названием болгохтохского [54]. Близкий к нему комплекс отмечается в нижнем Приобье, где он выделен В.И. Гудиной как тильтимский [53].

Болгохтохские слои выделялись В.Д. Крюковым и в естественных обнажениях по рекам Фокина и Дудинка на отметках до 73–23 м, где содержат единичные раковины фораминифер и морского моллюска *Astarte cf. compressa*. Ранее они описывались в качестве санчуговских отложений [71] и на наш взгляд в Норильском районе относятся к яминской ледниковой толще. Редкие находки морской фауны позволили ряду исследователей относить образования болгохтохской свиты к морским и ледниково-морским образованиям [83, 71, 85].

Споры и пыльца во всех изученных разрезах содержатся лишь в единичных зернах, среди которых преобладают споры, затем по содержанию следует пыльца деревьев, а пыльца трав почти совсем не отмечается. Везде наблюдается большой процент (66–100%) переотложенных пыльцы и спор, главным образом мезозойского возраста.

Смешанный литологический состав, отсутствие сортировки и признаков седиментационной слоистости вместе с многочисленными рассеянными валунами и галькой убедительно свидетельствуют о ледниковом происхождении болгохтохской толщи. Таким образом, она является нижней мореной в разрезе четвертичных отложений на территории листа. В качестве морены болгохтохская толща была закартирована и в ходе крупномасштабных съемочных работ в Норильском районе (Стулов, 1978ф). В.В. Комаров относил валунные пески, глины и алевроиты первой снизу морены к лебедскому горизонту нижнего звена неоплейстоцена, отмечая в ней большое количество отторженцев нижележащих песков [186]. Мощность болгохтохской свиты 25–70 м.

СРЕДНЕЕ ЗВЕНО

Первая – третья ступени. Туруханская свита. Мариний (mIIIr). Выделена С.А. Архиповым в разрезе скв. 9–Т в приустьевой части р. Турухан непосредственно к западу от Туруханска в интервале минус 175–120 м абс. [4]. Позднее к свите были отнесены пески, алевроиты и глины с «туруханским» комплексом фораминифер [65, 54], который был выделен в ряде скважин на реках Турухан, Болгохтох, Дудинка, и описан в обнажении у пос. Новорыбное на р. Хатанга в Северо-Сибирской низменности.

На севере листа к туруханской свите отнесены крупно- и среднезернистые косослоистые преимущественно кварцевые желто-серые пески видимой мощностью до 14 м. Единственный их выход зафиксирован на левом берегу среднего течения р. Агапа между притоками Удоверьяха и Сиен. Здесь они перекрыты с резким угловым несогласием северосибирской мореной и сильно деформированы – разбиты многочисленными надвигами и взбросами, смяты в складки волочения, ориентированные с северо-запада на юго-восток и затянuty в вышележащий диамиктон отдельными языками текстур захвата. Таким образом, подморенные пески в значительной степени входят в состав низов ассимиляционной полосчатой песчано-алевритистой морены среднего неоплейстоцена.

Из приподошвенной части перекрывающей пески морены, было отобрано несколько образцов на микрофауну. В каждом образце Н.Ю. Аникиной определено от 4 до 14 видов и от 6 до 47 экземпляров фораминифер. Преобладают эльфидииды *Retroelphidium atlanticum* и *R. hyalinum*. Присутствуют единичные раковинки *Asterigerinata pulchella*, *Cribrononion obscurus*, *Nonionelina labradorica*, *Cassidulina subacuta*, *C. reniforme*, *Criboelphidium goesi*, *Quinqueloculina sp.*, *Globulina glacialis*, *Buccella frigida*, *Haynesina parvum* и др. В двух образцах присутствуют единичные раковинки *Toddinella lenticulare*. Сохранность полученного материала средняя и плохая, большая часть раковинок мелкорослые. На раковинках отмечаются «марганцовистые звёздочки», что вероятно связано с увеличением марганца в осадках, из которых выделены комплексы. Кроме раковинок фораминифер в шлихах образцов присутствуют растительные остатки, угольная крошка, единичные радиолярии, геммулы и спикулы губок. Комплекс формировался в неглубоком морском бассейне с несколько пониженной солёностью воды. Мы уверены, что фораминифер полностью переотложены из песков туруханской свиты и являются единственной на данный момент палеонтологической характеристикой среднеплейстоценовых морских песков в бассейне р. Агапа.

Вероятно, морские пески туруханской свиты вскрываются в основании береговых обрывов верховьев р. Пясины. Здесь их видимая мощность составляет не более 10–15 м [186], подошва уходит ниже уреза реки, а перекрываются пески северо-сибирской мореной.

Из туруханских песков и нижней части ассимиляционной морены разреза в 8 км выше р. Удоверьяха нами получено пять ОСЛ возрастов со средним значением 210 тыс. лет (230 ± 7 , 220 ± 10 , 210 ± 10 , 200 ± 10 и 190 ± 9).

Возраст песков туруханской свиты определяется ОСЛ датами и их положением под северо-сибирской мореной, которая слагает водораздельные пространства в бассейнах рек Агапа и Пясины. Предполагаемая мощность песков туруханской свиты достигает 60 м при видимой мощности 14 м.

Первая – третья ступени. Устьсоленинская свита. Мариний (mPlus). Выделена О.В. Суздальским и В.Я. Слободным [139] в качестве слоев в разрезе скв. 31–БХ в интервале 107–151 м (абсолютная высота от –33 до –77 м). Представлена свита глинистыми алевролитами и глинами с тонкими прослоями песка и незначительной примесью гравия и щебня. Аналогичные образования были впервые описаны В.Н. Саксом в разрезе скважин Усть-Порта в качестве «27 метровой пачки глин с морскими диатомеями» и в бассейне р. Бол. Хета в качестве осадков «северной трансгрессии». В бассейне р. Бол. Хета устьсоленинская свита содержит фауну морских моллюсков: *Joldiella lenticular* Möll., *Macoma calcarea* Chemn., *Saxicava arctica* L., *Astarte borealis* Chemn. и др. [71].

В.Я. Слободным с соавторами из устьсоленинской свиты выделен богатый комплекс донных фораминифер (51 форма) с руководящими *Glandulina laevigata* Orb. (= *Tappanella arctica* Gud. et Said.), *Alabama* sp., *Cassidulina limbata* Cusch. et Hughes, *C. translutens* Cush. et Hughes, *Elphidium* sp. Для комплекса характерно присутствие разнообразных миллиолид: *Milliolina trihedra* (Loeb. et Tapp.), *M. subrotunda* (Mont.), *M. seminulum* (L.), *M. oblonga* (Mont.), *M. pyriformis* (Schl.), *M. circularis* (Born.); многочисленных, но не

разнообразных эльфидиид (*Elphidium clavatum* Cusch.) и кассидулинид (*Cassidulina islandica* Norv. var. *norvangi* Thal.) и др. [139]. Из остракод (17 видов) показательны для устьсоленинской свиты *Normonicythere leioderma* (Norm.) (требует солености не менее 26‰) и *Palmella limicola* (Norm.), живущая при температурах не выше 10°C [Лев, 1968].

Средняя часть устьсоленинской свиты стратотипического разреза скв. 31–БХ представлена прослоями и линзами песка из которых О.Н. Станищевой выделен флористический комплекс с *Oxyria digina* (L.) Hill., *Dryas octopetala* L., *Potentilla* cf. *nivea* L., *Larix sibirica* Ldb., *Picea* cf. *obovata* Ldb., *Betula* sec., *Albae*, *Alnus fruticosa* Rупr., *Betula nana* L., *Rubus idaeus* L., *Bunias sukaczewii* (Nikit.) Kipiani [71]. Эта часть устьсоленинской свиты, по-видимому, представлена прибрежно-морскими и дельтовыми осадками.

Устьсоленинская свита в понимании В.Д. Крюкова, выделяемая в Норильском районе, соответствует лишь верхней трети устьсоленинских слоев стратотипического разреза скв. 31–БХ [71]. Здесь ее нижняя граница проводится по появлению в разрезе многочисленных фораминифер и по резкому переходу несортированных разностей пород в слоистые алевроиты и глины [85]. В качестве местного гипостратотипа может быть использован разрез скв. Б–7 на р. Болгохтох, между городами Дудинка и Норильск.

Отложения устьсоленинской свиты известны по данным бурения в долинах рек Болгохтох, Фокина, Дудинка и на западном побережье оз. Пясино. Они, как правило, подстилаются породами варомыяхинской или болгохтохской свит, иногда (материалы Г.И. Щеткиной и С.А. Демина по скв. АС-3 и П-4) ложатся на дочетвертичные породы. Гипсометрическое положение подошвы изменяется от –110 м до +10 м, кровли – от –75 до +40 м. Местами устьсоленинская свита выходит на дневную поверхность. Например, к югу от поселка Потапово, где отложения слагают правый берег р. Енисей и располагаются на абсолютных отметках до 40 м.

«В подавляющем большинстве разрезов устьсоленинская свита сложена однородными тонкослоистыми алевроито-глинистыми породами с небольшим количеством гравия и гальки. Встречаются глинисто-карбонатные конкреции, изредка отмечается растительный детрит» [85, стр. 68]. В районе р. Дудинка, относящемся к краевой части Западно-Сибирской низменности, обнаружены конгломератоподобные породы состоящие из гравия, галек и реже – валунов, сцементированных мелко- и крупнозернистым песком желтовато-серого, оранжевого цвета, в котором отмечаются обломки раковин морских моллюсков. Возможно, это прибрежные фации устьсоленинской свиты. Раковины моллюсков встречаются в большинстве разрезов устьсоленинской свиты, однако видовое их соотношение не остается постоянным, что позволило выделить глубоководный и мелководный комплексы. Первый встречен только в скв. Б–7. Для него характерно присутствие таких видов, как *Ioldiella fraterna*, *Bathyarca glacialis*, *Thyasira gouldi* и *Dentalium entalis*. Среди моллюсков, собранных в низовьях р. Фокина, все эти виды отсутствуют. Здесь, наряду с общими видами *Nucula tenuis*, *Macoma calcarea* и *Ioldiella lenticula*, появляются *Thyasira flexuosa*, *Saxicava arctica*, *Astarte compressa*, *A. montagui*, *A. borealis*, *Portlandia arctica* и вымерший вид *Cyrtodaria jenisseae (angusta)*. Большая часть моллюсков из этого комплекса может указывать на глубины

бассейна не более 100 м. В предгорных районах к этому комплексу прибавляются такие мелководные, выдерживающие опреснение виды, как *Axinopsis orbiculata* и *Macoma baltica*.

В комплексе фораминифер насчитывается до 40 видов, некоторые из них представлены большим числом особей (350–600 экз.). Основную массу комплекса составляют разнообразные элфидииды: *Elphidium subclavatum*, *E. obesum*, *Protelphidium lenticulare*, *Pr. orbiculare*, *Cribrorhynchium goesi*, *Cr. granatum*, *Stainforthia loeblichii* и нониониды: *Cribrononion obscurus*, *Nonionella labradorica*. Несколькими видами представлены исландиеллиды: *Islandiella islandica*, *Cassandra inflata*, *C. terretis*, *Planocassidulina norcrossi* [85]. Значительное число особей насчитывает *Cassidulina subacuta*. В целом представители этих семейств составляют 85–95% всего комплекса. Видовое разнообразие его образуют представители таких семейств, как милиолиды, полиморфиниды, нодозарниды, дискорбиды, булиминиды и др. Из полиморфных очень показательным видом является *Tappanella arctica* Gudina et Saidova (= *Glandulina laevigata* Orb.), который только здесь встречается в количестве до 100 экземпляров. Этот комплекс известен под названием туруханского [65, 54] или устьсоленинского [139].

По спорово-пыльцевым данным нижняя часть разреза может характеризовать фазу существования на суше заболоченного березового редколесья с отдельными участками занятыми ценозами гелиофитов; а верхняя – фазу сосново-еловых лесов, отражающих существенное улучшение климатической обстановки.

Максимальная известная мощность устьсоленинской свиты 58 м.

Четвертая – шестая ступени. Северосибирские слои. Морена (gIIss). Выделены С.М. Андреевой и Л.Л. Исаевой в качестве отложений максимальной стадии муруктинского оледенения в Северо-Сибирской низменности [3, 128]. Представлены северосибирские слои переуплотненным глинистым и песчаным диамиктоном со значительным содержанием крупнообломочного материала достигающим 24–35%. Авторами введенного подразделения указывается лишь его ареальный стратотип и отмечается, что северосибирские слои прослеживаются в пределах низменности практически повсеместно, но погребены под более молодыми осадками. Они вскрываются в депрессиях по долинам рек и в основании водораздельных гряд залегающих на неровном ложе меловых, ниже- и среднеолейстоценовых отложений.

На территории листа северосибирские морены перекрыты водноледниковыми образованиями среднего и верхнего неоплейстоцена и межледниковой морской каргинской свитой. Основная часть выходов северосибирских слоев на поверхность расположена в северной части территории на водоразделах рек Енисей, Агапа, Янгода и Пясины. Здесь, среднеолейстоценовая морена слагает возвышенности с абсолютными отметками до 210 м. Наиболее высокие участки приурочены к Джангодской (Янгодской) гряде, которая является восточной частью ярко выраженного в рельефе пояса краевых ледниковых гряд. Гряды протягиваются вдоль всей Северо-Сибирской низменности с запада на восток-северо-восток [3]. В пределах Джангодской гряды детально описаны выходы меловых слоев, которые собраны в систему линейных субпараллельных антиклинальных складок. На отдельных участках – 10 км к

западу от устья р. Сырута-Бигай, серия крутопадающих слоев хорошо читается на аэро- и космофотоснимках в виде параллельно грядового рельефа. Установлено, что верхнемеловая толща Джангодской гряды является надвинутой и представляет собой гигантский гляциощарьяж [15]. Его ориентировочные минимальные параметры составляют: ширина по фронту – 6 км, длина – 8 км, амплитуда – 100 м.

Один из крупных надвигов отмечен на правом берегу р. Янгода, в 3 км ниже впадения р. Сырута-Бигай. Здесь выделяется практически сплошной блок пород мощностью 25–30 м, шириной по фронту не менее 3 км, поднятый наступающим ледником с глубины ниже современного уреза воды р. Янгода и надвинутый на подстилающие породы. Некоторые блоки надвинуты повторно, образуя своеобразные «двухэтажные» надвиги, удваивая разрез и образуя складки волочения. Кроме данных изучения нескольких десятков обнажений, существование крупного надвига подтверждается и косвенными данными. Прежде всего это подковообразная форма Янгодской гряды в плане и строгая приуроченность ее к единой Джангодо-Сынтабульской гряде, что само по себе не может быть случайным. Показательно и то, что мезозойские породы не прослеживаются по простирацию за пределами описанных участков. Гряда обследована А.Л. Бейзелем (1990) на протяжении 30 км от р. Депталику на западе до р. Сюда-Бигай на востоке. Установлено, что верхний мел заключен в четвертичные отложения гряды двумя отдельными пластинами.

Подошва северосибирской морены часто уходит ниже уреза реки, но местами поднимается до абсолютных высот 25–30 м вдоль р. Агапа и доступна для наблюдения в естественных обнажениях. Один из таких выходов находится в обрыве по левому берегу р. Агапа в 8 км выше устья р. Удоверьяха напротив ручья Еновой. В обрыве высотой 47 м вскрывается цокольная морская терраса. Основание разреза сложено крупно- и среднезернистыми песками туруханской свиты с косыми и желобообразными сериями видимой мощностью 12–14 м. Верхняя часть песков смята в многочисленные однонаправленные лежачие складки волочения, верхние крылья которых сливаются с кровлей. Пески перекрыты сильно песчанистым полосчатым диамиктоном с рассеянными валунами и галькой, который вверх по разрезу постепенно переходит в глинисто-алевритистый диамиктон. Контакт между песками и диамиктоном резкий с угловым несогласием и многочисленными пламевидными текстурами захвата нижележащих песков в перекрывающий их диамиктон. Захваченные в виде языков пески, растаскиваются формируя отдельные линзы и ксенокласты, развальцовываются и создают характерный полосчатый облик ассимиляционной основной морены. В полосчатом диамиктоне рассеяны многочисленные валуны, вокруг которых, на контакте с вмещающей породой ясно видны треугольники теней деления. Подобные текстуры характерны для милонитов и подчеркивают метаморфическую природу ассимиляционной части северосибирской морены.

Известный разрез средненеоплейстоценовой морены находится в протянувшемся на более чем 8 км обнажении Никитинский яр между Косым ручьем и р. Зырянкой, чуть выше пос. Усть-Порт на р. Енисей. Часть обнажения была описана В.Н. Саксом [133] в 1,5 км выше Косого ручья в качестве парастратотипа при выделении санчуговской свиты, а в 3,6–3,8 км ниже устья р.

Зырянки – В.Я. Слободиним и О.В. Суздальским как парастратотип санчуговских слоев (в суженном объеме) и стратотип вновь выделяемых ими усть-портовских слоев.

С 1945 г. таксономический ранг, объем и генетическая интерпретация санчуговских образований неоднократно менялись, часто в нарушении стратиграфического кодекса [148]. Поэтому уже в 1972 г. была отмечена неопределенность названия «санчуговский», а его использование признано неоправданным [71]. Затем на стратотипических разрезах ВСЕГЕИ были поставлены специальные методические работы, показавшие континентально-ледниковый генезис санчуговской толщи [74] (Каплянская, Тарноградский, 1975ф). В нашем тексте понятие «санчуговская толща» используется в объеме, в котором его понимали Ф.А. Каплянская и В.Д. Тарноградский. В этом объеме мы коррелируем санчуговскую толщу с северосибирскими слоями, показанными на карте.

Подошва санчуговской толщи у Никитинского Яра вскрыта на глубине 8 м ниже уровня моря, в скв. 9 у устья Косого ручья, а кровля на расстоянии несколько километров прослеживается на высоте 40–45 м над Енисеем, то есть в обнажении можно видеть почти весь ее разрез. В нескольких местах в кровле санчуговской морены имеются глубокие размывы, выполненные вышележащими породами. Перекрывающие санчуговскую толщу никитинские пески с параллельными косыми и желобообразными сериями имеют обычно мощность около 10 м, достигая в промоинах 40–50 м. В приподошвенной части они нарушены затухающими кверху конседиментационными деформациями, связанными с неглубоким протаиванием верхних горизонтов морены. Никитинские пески перекрыты по большей части тонким (2–3 м) плащом ермаковской морены, которая иногда резко увеличивается в мощности (до 20–25 м). В этих случаях никитинские пески выпадают из разреза.

В 3,7 км ниже устья р. Зырянка, видимая мощность санчуговской морены составляет 42 м. Она имеет сложное строение и представлена несколькими пачками. Верхняя пачка – темно-серый мелкооскольчатый слабо песчаный диамиктон с галькой и мелкими валунами. Диамиктон содержит отторженцы мощностью до 1,5 м слоистых светло-серых мелко- и среднезернистых песков с темными иловатыми прослойками. Породы в отторженцах всюду отчетливо нарушены, слоистость деформирована, местами ориентирована вертикально. Характер трещиноватости отторженцев указывает на то, что подвергавшаяся деформациям порода находилась в мерзлом состоянии. В то же время внешние контуры отторженца плавные, довольно ровные, не конформные внутренним деформациям, из чего следует, что породы отторженца уже будучи брекчированными, продолжали движение в массе мореносодержащего льда; при этом отторженец постепенно обтесывался с поверхности и уменьшался в размерах. Кроме крупных глыб во вмещающем их моренном суглинке здесь много мелких округлых гнезд рыхлого песка и удлиненных развальцованных песчаных включений с длинными волнисто-изогнутыми субгоризонтальными «хвостами» в виде тонких, сходящих на нет пропластков [74].

Средняя пачка состоит главным образом из нагромождения различных по форме крупных глыб разнородных осадочных пород. Здесь особого внимания

заслуживают текстуры песчаных включений. Пески, образующие сложную складку волочения и расположенное под ней веретенообразное тело имеют четкую полосчатость, конформную границам. Разделение на псевдослои часто обусловлено не дифференциацией материала по крупности, а прослаиванием песков тонкими пластинками моренного диамиктона. Очевидно, такого рода «слоистость» является не седиментационной, а динамометаморфической и сформирована в результате послойно-пластического движения при постепенном растаскивании песчаного материала.

Нижняя пачка имеет сложное строение и в верхней части представлена буровато-желтоватым очень песчаным диамиктоном со значительной примесью рассеянного в нем каменного материала. В виде мелких включений присутствует много мелких кусочков чистой глины. Диамиктон включает субгоризонтальные прослои длиной в несколько метров светло-серых рыхлых мелко- и среднезернистых песков с пропластками гравийно-галечного материала, со слабо заметной, главным образом, параллельной слоистостью, участками гофрированной. В средней части диамиктон становится крупнооскольчатый глинисто-алевритовым желтовато- и зеленовато-серым с небольшой примесью песчаного материала и редкой галькой кристаллических пород. Он содержит единичные створки и обломки тонкостенных раковин и изредка – дендровидные известковистые конкреции.

«Ниже залегают темные, почти черные, участками отчетливо слоистые глины с тончайшими присыпками мучнистого алеврита по поверхностям раздела слоев. В них много дендровидных известковистых конкреций. Эти породы содержат несколько линзовидных пропластков с давленными створками, обломками и раковинами морских моллюсков, среди которых С.Л. Троицким определены: *Joldiella lenticula* (Möll.), *Joldiella* sp., *Bathyarca* sp., *Propeamussimum* (?), *Astarte compressa* (L.), *Macoma* sp., *Gastropoda* gen. sp. Наилучшей сохранностью отличаются мелкие створки и раковинки *Joldiella lenticula* (Möll.), а остальные, более крупные, практически превращены в раковинный детрит. Интересно отметить, что обломки одной створки иногда вдавлены в другую, а на обломках раковин *Macoma* sp., выполненных плотной глиной, можно видеть вдавленные в них зерна крупного песка» [74, стр. 80]. На глубине 45,8 м в темных глинах была обнаружена линза песка с обломками лигнитизированной древесины, покрытой порошковидным налетом ярозита.

«Подошва этого пласта ассимиляционной морены с залегающими в ее основании чуждыми перенесенными морскими глинами с фауной представляет собой ровную (горизонтальную) линию и четко отделяется от подстилающих пород. В горизонтальной расчистке подошва – это отчетливое зеркало скольжения – блестящая отполированная поверхность гляциошарьяжа с тонкой еле заметной штриховкой северо-северо-западного направления. Темные глины с известковистыми конкрециями прослеживаются по обнажению то полностью выклиниваясь, то вновь появляясь примерно на одной высоте на расстоянии около 3 км. Их мощность в разных пунктах колеблется в пределах от 1–2 до 5–7 м» [74, стр. 80].

Из указанных глин и перекрывающей их морены происходит богатый комплекс фораминифер, выделенный В.Я. Слободным и О.В. Суздальским [138] под названием усть-портвовского. С ними также, скорее всего, связаны

находки раковин *Portlandia (Joldiella)* около устья р. Зырянки на высоте около 20 м над рекой [152]. С.А. Архипов относил алевритистые глины и алевриты данной части разреза к морским образованиям и потому говорил о трехчленном строении санчуговской свиты в стратотипе [6].

Никаких следов седиментации на глубине в спокойной обстановке морского дна с постепенной сменой гранулометрии и изменениями фациального состава здесь не обнаружено. Напротив, налицо все признаки транспортировки уже отложенных морских пород и разного рода динамического воздействия на них с нарушением седиментационной слоистости, возникновением динамических контактов, переработкой материала осадочной породы в морену и смешиванием ее у нижнего контакта с материалом ранее отложенной морены. Очевидно, перенесенная плоская глыба морских отложений с фауной первоначально имела много большие размеры, но постепенно сверху была переработана в ассимиляционную морену. Меньшему преобразованию в процессе транспортировки подверглись породы в нижней части, содержащие определенную фауну.

В основании нижней пачки залегает монолитный массивный очень плотный бурый диамиктон с большим содержанием беспорядочно рассеянного галечного и мелковалунного материала. Он содержит включения рыхлого мелко- и среднезернистого песка и редкие обломки толстостенных раковин. Этот моренный пласт представляет собой нижний член разреза санчуговской морены в Никитинском яру и по своим литологическим особенностям и другим признакам [138] хорошо сопоставляется с санчуговскими отложениями в стратотипическом обнажении на р. Санчуговке.

По своему строению и текстурам описанная санчуговская морена Никитинского яра принадлежит, таким образом, к двум группам фаций основных морен: монолитным моренам, которые образуются при преобладании полойно-дифференцированного вязко-пластического течения льда, сопровождающегося возникновением многочисленных внутренних поверхностей среза и скольжения, и чешуйчатым моренам, связанным с преимущественным движением льда по круто наклоненным поверхностям разрывов (надвигов).

Грубообломочный материал северосибирской морены представлен преимущественно основными эффузивами трапповой формации (диабазы, долериты), различными песчаниками и сланцами, кварцитами, кварцем и т.д. По данным гранулометрического анализа [152, 153], это глинисто-песчано-алевритистая порода с типичной для ледниковых отложений – морен – двухвершинной кривой распределения терригенного материала. Микроструктура породы также характеризуется беспорядочным (перемешанным) распределением частиц всех размерностей.

Мощность северосибирских слоев достигает 60 м.

Четвертая – шестая ступени. Ямнинская свита. Морена (gПjm). Выделена В.Д. Крюковым и В.А. Федоренко в разрезе скв. Б–7 на р. Болгохтох и интервале глубин минус 18,5 м – +10,0 м [85]. Представлена песчано-алевритоглинистым диамиктоном с валунами и галькой. Нижняя граница свиты отмечается по резкому увеличению в породах обломочного материала. Местами, например, в днищах древних долин рек Талнах, Хараелах и Ергалах свита сложена исключительно валунно-галечными отложениями. Редкие угловато-

окатанные обломки раковин моллюсков плохой сохранности отмечены только в отложениях, обнажающихся на р. Фокина. Среди них определены: *Macomia calcarea*, *Saxicava arctica*, *Portlandia arctica* и *Serripes* sp. Также редко обнаруживаются фораминиферы, которые представлены немногочисленными видами и встречены в нижней части свиты в интервале глубин 108 и 112 м скв. Б–7. Количество экземпляров каждого вида обычно невелико и составляет 1–2, редко до 4 штук. В составе фораминифер встречаются: *Protoelphidium orbiculare* (Br.), *Elphidium subclavatum* Gud., *Elph. obesum* Gud., *Criboelphidium goesi* (Stschedrina), *Islandiella islandica* juv., *Stainforthia loeblichii* (Fail.-Hans.).

В отличие от более древних частей разреза отложения насыщены диатомовыми водорослями, в основном палеогеновыми морскими и единичными четвертичными – морскими и пресноводными. Резкое возрастание содержания пироксенов в тяжелой фракции до 88% [85], петрографический состав валунов, представленных в основном базальтами и габбро-долеритами, свидетельствуют о значительном разрушении и переотложении пород Средне-Сибирского плоскогорья во время формирования яминской свиты. Таким образом, перечисленные особенности строения и состава – грубозернистость, отсутствие сортировки, значительное содержание грубообломочного материала и отсутствие слоистости, позволяют уверенно относить яминскую свиту к морене. Тем не менее, некоторые из исследователей предполагали ледниково-морской генезис яминской свиты [71, 85], а целый ряд – относил ее даже к нормальным морским образованиям [65, 86, 149]. Мощность яминской свиты достигает 70 м.

Четвертая – шестая ступени. Селякинская свита. Гляциолимний (IglIs). Выделена С.Л. Троицким в качестве временного стратиграфического подразделения местного значения [160]. Название происходит от местного типового разреза на м. Селякин, по правому берегу Енисея в 13,5 км ниже пос. Усть-Енисейский порт (Усть-Порт). Ранее включалась в состав санчуговской свиты [133, 131, 132, 158]. Подстилается песками туруханской свиты, либо северо-сибирскими диамиктонами, перекрывается песками каргинской свиты.

В типовом разрезе, в основании 30–40 м обрывов м. Селякин от уровня Енисея (+3 м абс. выс.) до высоты 26 м над ним (29 м абс. выс.) обнажены серые и светло-бурые глинистые алевриты с превосходно выраженной ленточной параллельной слоистостью. Слоистость в нижней части многопорядковая: 15–25 см слои тонкого алеврита, отделенные один от другого тончайшими пропластками более грубого алеврита, подразделяются на 2–5 см слои, внутри которых заметна более тонкая слоистость. В верхней части преобладает нормальная градационная слоистость с чередованием лент желтоватобурого алеврита и серого глинистого алеврита по 2–3 см; иногда ленты последнего расширяются до 10–15 см. Верхние 3,0–3,5 м разреза сложены желтовато-бурым алевритом с тонкими прослоями бурого глинистого алеврита. Эта часть отличается практически массивной текстурой и ярко выраженной оскольчатостью от нижележащих алевритово-глинистых лент. Тем не менее, в коричневых алевритах верхней части угадываются тонкие слои серых алевритов с рябью течения и четко виден градационный переход от алевритов к сизым глинам в пределах отдельной ленты мощностью от 3 до 10 см.

В нижних 12–15 м пачки рассеяны послойно ориентированные эллипсоидальные мергельные конкреции от 3–5 до 15–20 см, встречаются жеоды – полости, ограниченные вогнутыми сфероидальными поверхностями, покрытыми щетками мелких розоватых кристаллов кальцита, кальцитовые корки и пластинки по внутренним трещинам. В отдельных слоях есть тонко измельченные обрывки растительной ткани, распределенные послойно. Максимальная видимая мощность селякинской свиты 26 м.

Четвертая – шестая ступени. Коевская свита. Гляциолимний (lgШкv). Выделена В.Д. Крюковым и В.А. Федоренко в скважинах на западном побережье оз. Пясино и в Болгохтохском районе [85]. Представлена коричневатобурными глинистыми алевритами с большим количеством мелкого растительного детрита, конкреций, редкими пресноводными моллюсками и диатомовыми водорослями, и практически полным отсутствием обломочного материала. Самое низкое положение подошвы отмечено в скв. П–13 – минус 87 м, кровля поднимается до отметки +39,6 м. Отложения либо подстилаются, либо фациально замещаются яминскими породами.

В большинстве разрезов севера Западной Сибири (западное побережье Ямала, Нижняя Обь, Надымская Обь, побережья Тазовской губы, Енисейский залив, низовья Енисея), где можно наблюдать отложения среднелепестового ледникового комплекса [10, 105], диамиктоны основания видимого разреза перекрыты песчано-алевритисто-глинистыми ритмитами видимой мощностью до 40 и более метров. На Ямале ритмиты относятся к марресальской свите, на Нижней Оби входят в состав салехардской свиты, а в Усть-Енисейском районе известны как селякинские алевриты. Для всех подобных ритмитов западносибирской Арктики, равно как и для коевской свиты характерны общие признаки, которые объединяют их друг с другом: 1) залегание непосредственно на диамиктонах среднелепестовой морены без существенных перерывов в осадконакоплении; 2) выдержанное гипсометрическое положение в интервале абсолютных высот от 0 до 35–40 м; 3) существенные мощности в пределах одного обнажения, редко менее 25 м; 4) полное отсутствие макрофауны на Ямале [24] юго-западе Гыдана и Тазовском [205], единичные фораминиферы и пресноводные диатомовые на западе Ямала [24], единичные диатомовые в низовьях Оби (Архипов и др., 1977) и единичные пресноводные остракоды на Нижнем Енисее [104, 160]; 5) однотипный литофациальный облик с преобладанием ленточной слоистости. Большая часть ритмитов сложена грубыми алевритово-глинистыми лентами мощностью до 10 см. Подобное сходство не может быть случайным для всего севера Западной Сибири при крайней изменчивости четвертичного покрова и позволяет предположить синхронность образования мощной толщи с характерным обликом.

Характер взаимоотношения коевской свиты с ледниковыми образованиями яминской свиты вместе с палеонтологической характеристикой и геохимическими данными позволяют предполагать озерно-ледниковый генезис первой. Положение коевской свиты в разрезе свидетельствуют о формировании ритмитов в обширном подпрудном водоеме у фронта среднелепестового покровного ледника. В.А. Федоренко [165] коррелировал коевскую свиту Норильского района с пресноводными алевритами селякинской свиты.

Мощность коевской свиты колеблется в широких пределах от 9 до 80 м.

Четвертая – шестая ступени. Никитинская пачка. Гляциофлювиал (fInk). Никитинскими песками С.Л. Троицкий назвал песчаные породы, которые обычно перекрывают санчуговскую морену (Бузулуцков, 1971).

Стратотип никитинской пачки расположен на правом берегу р. Енисей, ниже г. Дудинка в обрывах Никитинского Яра и описан впервые Ф.А. Кап-лянской и В.Д. Тарноградским (1975ф). Здесь пески залегают между санчуговской (в нашем варианте северосибирской) и ермаковской моренами в интервале высот 43–53,5 м над рекой. Пески мелко- и среднезернистые, реже крупнозернистые светлые, серые и желтовато-серые, прослоями ржаво-желтые, хорошо сортированные. Большей частью пески представлены пологопадающими косыми сериями мощностью 10–30, реже 40–60 см. Серии часто срезают друг друга в противоположных направлениях. Нередко в основании серии встречаются желобообразные промоины с косой слоистостью мощностью до нескольких десятков см. Встречаются прослои заиления с тонкой перистой слоистостью. Гравийный и галечный материал рассеян в песке в виде единичных включений, а в нижней части слоя образует мало-мощные выдержанные ожелезненные прослои толщиной 5–10 см. В нижней же части встречаются небольшие псевдоморфозы по ледяным жилам, связанные с прослоями заиления.

В нижней части пачки в песках был встречен небольшой обломок тонкого древесного стволика хорошей сохранности. В подошве повсеместен базальный горизонт из галек и реже – мелких валунов, чаще в виде тонкого слоя в одну-две гальки. Поверхность подстилающих пород вместе с базальным слоем неровная, извилистая, с изометричными углублениями в виде широких вертикальных или наклонных воронок, выполненных песками. В последних наблюдается облекающая слоистость и следы ссаживания по многочисленным затухающим вверх трещинам. Размах неровностей подошвы слоя достигает 2 м. Эти явления связаны с просадками в подстилающих породах, одновременно накоплению нижней трети никитинских песков и обусловлены, очевидно, неглубоким и неравномерным протаиванием верхних горизонтов подстилающих пород под отепляющим влиянием водного потока, отложившего пески.

Повышенная до 30 м мощность песков, представленных исключительно русловыми фациями вместе с рассеянной галькой и многочисленными просадками в приподошвенной части позволяют предполагать флювиогляциальный генезис никитинской пачки. Стратиграфическое положение определяется тем, что пачка в стратотипе расположена между двумя моренами – северосибирской (ямнинской) и ермаковской и относится, таким образом, к верхнему криомеру среднего звена неоплейстоцена. Из песков в обнажении Никитинский Яр было получено две ОСЛ даты 190 ± 11 и 135 ± 8 тыс. лет. [Nazarov, Henriksen, 2010].

За пределами распространения ермаковского (путоранского) оледенения, никитинские пески слагают части водораздельных пространств на междуречьях рек Енисей, Агапа и Пясины, где перекрывают средненеоплейстоценовую северосибирскую морену. Пески слагают отдельные камовые массивы, узнаваемые на любом фотоизображении благодаря повышенной concentra-

ции мелких гляциокарстовых озер неправильной формы. Корреляция водораздельных песков с межморенными песками Никитинского Яра условна из-за отсутствия удовлетворительных описаний песков на междуречьях. Тем не менее, эта корреляция основана на данных аэрофотогеологического картирования [Николаев и др., 1976ф] и дешифрирования материалов дистанционного зондирования. К никитинским пескам часто относят «малышевские» пески В.А. Зубакова (1972) и «водораздельные» С.Л. Троицкого (1966). Очевидно, что за этими названиями скрываются толщи различного генезиса и возраста [Гусев и др., 2015] и потому под никитинскими песками мы понимаем только те, что описаны в стратотипе Никитинский Яр.

На северо-западе листа к никитинским пескам отнесен флювиогляциал перекрытый морскими отложениями каргинской свиты [Николаев и др., 1976ф]. Мощность никитинских песков достигает 30 м.

ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО

Первая ступень. Малохетская толща. Аллювий (aIII₁l). Впервые описана В.Н. Саксом в разрезах нижнего течения р. Мал. Хета и рассматривалась С.Л. Троицким [1966, 1967] в качестве парастратотипа каргинского горизонта. Как таковая была принята Н.В. Кинд [1974] в ее известной схеме. Опорный разрез расположен в 17 км выше устья р. Мал. Хета, в обрыве правобережной террасы с отметками 25–30 м абс. выс. В нижнем течении р. Мал. Хета, по данным глубоких скважин известно, что основание малохетского аллювия располагается на 30–35 м ниже уреза р. Енисей. Видимая часть разреза вскрывает только верхнюю пачку типично пойменного и отчасти старичного аллювия, имеющего мощность в естественных разрезах от 8–10 до 16–18 м [Сакс, 1953; Троицкий, 1967; Кинд, 1974]. На размытой и неровной поверхности аллювия залегают моренный диамиктон и озерно-ледниковые ленточные глины, относимые нами соответственно к ермаковской толще и ангутихинским слоям.

Выходящие на дневную поверхность пойменные и старичные фации малохетского аллювия представлены темно-серыми, буроватыми параллельно слоистыми плотными глинистыми алевролитами с прослоями песка и растительных остатков в нижней и верхних частях толщи. Многочисленны раковины пресноводных гастропод и двустворчатых, а в торфянистых прослоях встречаются сучья и стволы. Нижние 30–35 м представлены песками русловых фаций с гравийно-галечным материалом в основании.

В пойменных глинах и алевролитах у р. Подъяха на высоте 10–12 м по мнению Н.В. Кинд (1974) найдена фауна пресноводных моллюсков следующего видового состава *Valvata piscinalis* Müll., *Valvata alpestris* Küst., *Valvata proaliena* Schad., *Sphaerium corneum* L., *Sphaerium corneum scaldianum* Norm., *Sphaerium scaldianum westerlundii* Cl., *Pisidium casertatum* Poli, *Pisidium pulchellum* Jeffr., *Pisidium lilljeborgi* Cl., *Pisidium conventus* Cl., *Pisidium amnicum* Müll., *Pisidium amnicum alongatum* Raud., *Radix auricularia lagotis anglaris* Rossm., *Radix pereger elongata* Cl. [Сакс, 1953, стр. 213]. Состав пресноводной фауны указывает на климат теплее современного во время формирования ма-

лохетского пойменного аллювия. К этим же слоям приурочена находка *Rangifer tarandus*.

Из пойменных осадков стратотипа Н.А. Халфиной (1970) изучены 13 проб на содержание диатомовых. Всего было установлено более 170 видов и разновидностей. Особенно большое их разнообразие отмечается для уровня 6 м над урезом реки. Ниже число их составляет 20–30. Здесь преобладают виды *Eunotia* Ehr., *Comphonema* Ag. и *Synedra* Ehr. Большинство видов имеет широкое географическое распространение, в меньшем количестве присутствуют аркто-альпийские виды. Этой части разреза свойственны диатомовые обрастания и стоячих водоемов. На уровне 6 м в массе появляется *Gyrosigma baicalensis* Skv. – эндемичный байкальский вид, а также другие байкальские виды. Большую роль начинают играть планктонные *Melosira* Ag. В целом абсолютное большинство видов диатомовых – пресноводные, но присутствуют и солоноватоводно-пресноводные, а также шесть видов и разновидностей галофилов, особенно в верхней части стратотипа. Согласно Н.А. Халфиной глинистые алевриты нижней части разреза на р. Мал. Хета формировались в зарастающих мелководных водоемах пойменного типа, в сравнительно теплых климатических условиях [Халфина, 1970, стр. 432].

По данным спорово-пыльцевого анализа основанию видимой части аллювия отвечает широкое распространение темнохвойных пород, максимум которых падает примерно на уровень 3–6 м выше уреза воды [Алексеев и др., 1965]. Открытые участки по заключению О.В. Матвеевой, были заняты травянистой, отчасти кустарниковой растительностью болотно-луговых и разнотравно-злаковых ассоциаций с ограниченным распространением лебедовых. Выше по разрезу темнохвойные породы постепенно замещаются березой, в составе травянистых группировок увеличивается содержание лебедовых, а плауны представлены только арктическими видами. Таким образом, климатическая обстановка времени накопления аллювиальной толщи изменялась от сравнительно прохладной и сухой для самого основания пойменной фации к относительно теплой и влажной и затем вновь к более умеренной.

Самым верхним слоям, которые представлены лессовидными алевритами и непосредственно подстилают морену на уровне 12–18 м выше уреза воды, отвечает похолодание, проявившееся в резком увеличении пыльцы березы, которая полностью вытесняет темнохвойные породы. К этому же уровню разреза относится начало сокращения болотных растительных группировок, особенно осок, и увеличение содержания полыни и отчасти лебедовых [Кинд, 1974]. Последнее, вместе со структурно-текстурными и фациальными признаками позволило отнести эту часть разреза к преимущественно эоловым перигляциальным образованиям [Астахов, Мангеруд, 2005].

Близкие палеогеографические выводы сделаны при рассмотрении состава макрофлористических остатков из прослоев торфа в пойменных алевритах с высоты 0,3 м над урезом р. Мал. Хета [Кинд, 1974]. Здесь В.П. Никитиным были определены: *Chara* spp. (7), *Mnium* sp. (3 фрагмента веточек), *Bryales* (много веточек), *Salvinia* sp. (1 микроспорангий, 2 фрагмента мегаспор), *Selaginella selaginoides* (L.) Link. (22 мегаспоры), *Larix* sp. (25 фрагментов хвоинок), *Picea* sp. (1 фрагмент хвоинки), *Typha* spp. (3), *Gramineae* gen. gen (13 семян), *Carex* spp. (60 орешков), *Heleocharis acicularis* (L.) Roem. et Schult (2

орешка), *Heleocharis palustris* R. Br. (54 орешка), *Juncus arcticus* Willd. (60 семян), *Juncus* sp. (6 семян), *Betula humilis* Schrenk (44 орешка), *Betula nana* L. (53 орешка, 1 чешуйка), *Rumex* sp. (1 фрагмент доли околоцветника), *Chenopodium rubrum* L., (3 семени), *Corispermum squarrosum* L. (1 семя), *Amaranthus* sp. (4 семени), *Cerastium* sp. (15 семян), *Melandrium* sp. (1 семя), *Caryophyllaceae* gen. gen (11 семян), *Batrachium* sp. (1 семя), *Papaver* cf. *nudicaule* L. (3 семени), *Rorippa palustris* (Layss.) R. S. (29 семян), *Cruciferae* gen. (3 семени), *Comarum palustre* L. (1 семя), *Dasiphora fruticosa* (L.) Rydb. (5 семян), *Potentilla supina* L. (7 семян), *Potentilla* spp. (9 семян), *Callitriche* sp., (1 семя), *Viola* sp., (1 семя), *Hippuris vulgaris* L. (1 плодик), *Umbrelliferae* gen. (1 фрагмент), *Chamaedaphne calyculata* L. (1 семя), *Vaccinium* cf. *uliginosum* L. (5 семян), *Androsace septentrionalis* L., (1 деформированное семя), *Naumburgia thyrsoiflora* (L.) Reichb. (1 семя), *Scrophulariaceae* gen., (1 семя), *Patrinia rupestris* (Pall.) Yuss. (1 семя).

По заключению В.П. Никитина, в составе флоры наряду с многими видами, свойственными современной тайге и тундре, присутствует ряд форм, типичных для более южных районов. В целом состав отвечает сравнительно теплым климатическим условиям.

На основании конечных радиоуглеродных датировок подморенные малохетский аллювий и субаэральные лессовидные алевролиты в стратотипе на р. Мал. Хета были отнесены Н.В. Кинд к «малохетскому потеплению» с возрастом 43–33 тыс. лет. Однако современные результаты радиоуглеродного датирования с применением масс-спектрометрии на ядерном ускорителе (AMS-метод) показали запредельный возраст для подморенных толщ. ОСЛ возраст для аллювия составил 112–80 тыс. лет, а для золотых алевролитов 98–82 тыс. лет [Астахов, Мангеруд, 2005]. Указанные геохронометрические данные, палеонтологическая характеристика и подморенное положение позволяют отнести малохетский аллювий к межледниковью начала позднего неоплейстоцена.

Предположительно малохетская толща выходит на поверхность в обнажении по левому берегу р. Агапа в 10 км ниже по течению от устья ее левого притока р. Огортыяха. Здесь аллювий вскрывается в цоколе морской террасы с отметками 65–70 м абс. выс., в интервале отметок 23–35 м абс. выс. Представлен аллювий переслаивающимися песками, алевролитами и глинистыми алевролитами. Мощность прослоев варьирует от нескольких см до 1–1,5 м. Вверх по разрезу толща становится более тонкозернистой, частота и мощность алевролитистых прослоев возрастает, а песков становится меньше. В нижней части разреза крупные прослои песка имеют желобообразную слоистость и косые серии до нескольких десятков см мощностью. По всему разрезу рассеяно значительное количество растительного детрита, который местами концентрируется в отдельные прослои и линзы намывного войлока 3–5 см мощностью.

Из верхней алевролитистой части толщи в основании указанного разреза на р. Агапа Г.В. Степановой изучено несколько проб на содержание диатомовых. Комплексы содержат 30 видов и разновидностей пресноводных диатомей, 6 видов переотложенных палеогеновых диатомей и 1 вид силикофлагеллят. Абсолютными доминантами комплекса являются пресноводные планк-

тонные диатомеи – представители рода *Aulacoseira* (*A. granulata*, *A. subarctica*, *A. ambigua* и другие). Это колониальные виды, которые в наших образцах встречены преимущественно в виде цепочек из нескольких соединенных между собой створок, что говорит о благоприятных условиях захоронения и обилии этих видов в водоеме. Бентосные виды и виды обрастатели более разнообразны, но встречаются единично и не играют в комплексе сколько-нибудь значимой роли. Количество бентоса увеличивается вверх по разрезу с 3% до 35%, что свидетельствует о постепенном обмелении водоема. Все определенные в образцах пресноводные диатомеи относятся к широко распространенным ныне видам и известны в пресноводных осадках разных межледниковий плейстоцена, а также в голоценовых осадках. Единично встречены и переотложенные палеогеновые диатомеи, которые, в отличие от пресноводных диатомей, имеют плохую сохранность.

О пониженной солёности водоема свидетельствуют и результаты диатомового анализа, выполненного Е.М. Вишневской [Николаев и др., 1976]. Ею выделены 52 пресноводных и пресноводно-галофильных вида диатомей, 3 морских вида и 5 солоноватоводных. Наибольшим количеством экземпляров отмечена пресноводная планктонная *Aulacoseira granulata* var. *angustissima* (Müller) Simonsen. Преобладают северо-бореальные виды *Aulacoseira distans* (Ehrenberg) Simonsen, *Meridion circulare* var. *constrictum* (Ralfs) Van Heurck, *Eunotia arcus* Ehrenberg и др.

Образцы на содержание микрофаунистических остатков оказались практически немymi. Н.Ю. Аникина отметила в них лишь много растительных остатков, единичную угольную крошку, геммулы и спикулы губок. Палинологические данные свидетельствуют о господстве лесных ландшафтов. В общем составе спектра на долю древесных приходится от 46 до 98% пыльцевых зерен [Николаев и др., 1976]. Споры и пыльца трав находятся примерно в равных соотношениях. Среди древесных резко преобладает пыльца ели, в меньших количествах отмечаются зерна древесной березы.

Нами получено две радиоуглеродные даты по растительному детриту с высот 30 и 32 м абс. выс. соответственно: $42\ 270 \pm 830$ (ЛУ-7699) и $\geq 52\ 540$ (ЛУ-7757) лет. Похожие результаты были получены ранее по стволу дерева, отобранному с высоты около 33 м: $35\ 080 \pm 650$ (СОАН-1054А), $42\ 150 \pm 1\ 250$ (СОАН-1054Б) и $\geq 30\ 700$ (СОАН1054В) лет [Николаев и др., 1976]. Три конечных даты находятся на грани возможностей радиоуглеродного метода, поэтому возраст малохетской толщи на р. Агапа скорее всего древнее 52 тыс. лет.

На р. Агапа малохетский аллювий согласно перекрыт морской каргинской свитой с тепловодной фауной моллюсков, что вместе с палеонтологическими данными позволяет провести корреляцию этого аллювия со стратотипом на р. Мал. Хета.

Максимальная мощность аллювия в нижнем течении р. Мал. Хета достигает 52 м.

Первая ступень. Каргинская свита. Мариний (mIIIkr). Эти морские слои впервые описаны В.Н. Саксом на мысе Каргинский в низовьях р. Енисей между пос. Караул и Усть-Порт в 16 км к западу от рамки листа R-45 и послужили опорным разрезом для обоснования послеледникового потепления и

морской трансгрессии с отметками +25 м [Сакс, 1947; 1953]. Этот разрез впоследствии был принят в качестве типового для каргинского межледникового горизонта с возрастом 25–50 тыс. радиоуглеродных лет [Кинд, 1974]. Свита представлена параллельно переслаивающимися глинами, глинистыми алевритами и песками с тепловодной фауной моллюсков. По новейшим данным каргинские морские слои имеют ЭПР возраст 121,1 тыс. лет по раковине моллюска [Архипов, 1990] и средний оптико-люминесцентный возраст 111 тыс. лет по шести ОСЛ датам [Nazarov, Henriksen, 2010].

Каргинская свита широко распространена в северной части листа и вскрывается повсеместно по берегам рек Агапа, Янгода и Пясины, где ее отложения формируют террасу с абс. выс. 70–80 м. Морские пески и глинистые алевриты с тепловодной фауной вложены в верхнюю в местном разрезе северосибирскую морену, которая слагает обширные водоразделы к северу от оз. Пясино. Древний береговой клиф бореальной трансгрессии выражен в рельефе четким уступом 40–50 м высотой в нижнем течении рек Янгода и Агапа, а контакт с мореной подчеркнут шtrandовой фацией вдоль тылового шва.

Одно из представительных обнажений протяженностью более 2,5 км расположено на левом берегу отшнуровывающегося русла р. Агапа в 10 км ниже впадения в неё р. Огортыяха (опорное обнажение № 6 на карте). В обрыве вскрыт разрез террасы высотой 65–70 м абс. выс. На малохетской толще песков и алевритов в интервале высот 35–48 м абс. выс. согласно залегают параллельно переслаивающиеся тёмно-коричневые и темно-серые глинистые алевриты, и светло-серые пески. Для алевритов характерна линзовидная слоистость, а для песков – флазерная. Мощность прослоев 5–15 см. На высоте около 39 м появляются тонкие прослои растительного детрита. Вверх по разрезу алевриты сменяются параллельно-слоистыми средне- и мелкозернистыми песками с лингоидной рябью течения и мощностью прослоев от 2–3 мм до 20 см. Еще выше по разрезу прослои песков утоняются вплоть до разделения на отдельные дюнки размером 5 на 2 см. Глинисто-алеверитистые прослои коричнево-серого цвета увеличиваются в мощности до 40 см и более. В них появляются линзочки растительного детрита и слабоволнистые прослои (мощностью несколько мм) жёлто-серого песчаного алеврита. Слоистость становится линзовидной. Выше отметки 44 м наблюдается параллельное переслаивание глинистых алевритов с линзовидной слоистостью и мелкозернистых песков с флазерной слоистостью. Присутствуют многочисленные мелкие (первые см) дюнки и лингоидная рябь течения. На высоте около 40 м отмечено значительное количество раковин амфибореального моллюска *Macoma balthica* (Linnaeus) и обломки аркто-бореального *Macoma calcarea* (Gmelin) (определения А.В Меркульева, ЗИН РАН). Алевриты с тепловодной фауной перекрыты с размывом песками и диамиктоном мокориттской морены, которые венчают разрез.

Значительная часть каргинской свиты в указанном обнажении имеет глинисто-алеверитистый состав, флазерную и линзовидную слоистость. Подобные структурно-текстурные признаки характерны для приливно-отливной зоны, т.е. для мелководных участков бассейнов с чередованием режимов застойных и турбулентных вод, несущих недостаточное количество осадочного материала [124]. На приливно-отливные условия указывают и обнаруженные

здесь остатки преимущественно литорального морского моллюска *Macoma balthica* (Linnaeus). Этот моллюск в настоящее время распространён в бореальных провинциях Тихого и Атлантического океанов и крайне редко заходит в арктические воды. Известно, что он встречается в Гудзоновом заливе и Печорском море. Наличие *Macoma balthica* указывает также на пониженную солёность морского бассейна – около 13 ‰ [108].

По всей видимости, морские отложения формировались вблизи эстуария. Об этом, помимо палеонтологических данных, говорит отсутствие базального горизонта между малохетским аллювием и вышележащей каргинской морской свитой.

Еще одно опорное обнажение расположено напротив устья р. Западная у урочища Чугунковые яры. Оно протягивается на 10 км вдоль правого борта долины р. Агапа и вскрывает строение террасы с высотой 50–60 м абс. выс. (№ 3 на карте). На всём протяжении это практически вертикальный обрыв высотой до 27 м при положении уреза воды на уровне 18 м абс. выс. Разрез Чугунковых яров неоднократно изучался многими исследователями [201, 55, 160, 155] (Николаев и др., 1976ф) однако его интерпретация не всегда была однозначной.

Каргинская свита здесь представлена параллельным переслаиванием алевритистых глин, алевритов, песчаных алевритов и тонкозернистых песков видимой мощностью 24 м. Для всего разреза характерно присутствие значительного количества рассеянных раковин моллюсков и следов их жизнедеятельности. Нижняя часть представлена сизыми и темно-коричневыми алевритистыми глинами и глинистыми алевритами с прерывистыми прослоями и линзами серых алевритов. В алевритах повсеместно видна мелкая рябь течения. Осадки сильно биотурбированы, местами в них встречаются линзы растительного детрита размером до 6x4 см. Многочисленны шаро- и валикообразные текстуры взмучивания осадка. В нижней части толщ особенно много раковин беспозвоночных, среди которых присутствуют бореальные и аркто-бореальные виды: *Macoma balthica* (Linnaeus), *Mytilus edulis* Linnaeus, *Neaeromya compressa* (Dall), *Neptunea despecta* (Linnaeus) (определения А.В. Меркульева и Б.И. Сиренко, ЗИН РАН). По раковине *Neptunea hevos* получена ²³⁰Th/U-датировка: 111±32/23 тыс. лет. Вверх по разрезу состав отложений становится более грубозернистым, появляются прослойки и линзы алевритистых песков и мелкозернистых светло-серых песков. Прослойки слабоволнистые с мультислойной слоистостью, характерной для приливно-отливной зоны с обширной сетью мелких русел. Видимые ходы зарывания достигают здесь глубины 2–3 см.

Фауна обнажения Чугунковые яры наиболее многочисленна из всех обнажений на р. Агапе как по общему числу экземпляров, так и по количеству представленных видов. С.Л. Троицким здесь было выделено 43 вида морских беспозвоночных [55]. С учетом наших полевых сборов 2014 г. и сборов В.С. Ломаченкова [201] общее количество видов составляет 50. К списку С.Л. Троицкого добавились двусторчатые моллюски: *Astarte elliptica* (Brown) и *Mya pseudoarenaria* Schlesch, гастроподы: *Ariadnaria borealis* (Broderip & G. B. Sowerby I), *Buccinum ciliatum* (Fabricius), *Buccinum polium obsoletum*

Golikov, *Buccinum terraenovae* (Beck in Mörch), *Bulbus striatus* Golikov & Sirenko, *Neptunea despecta* (Linnaeus).

В верхней части разреза отсутствуют бореальные моллюски, что вероятно говорит о постепенном охлаждении вод морского бассейна. Об изменении условий обитания вверх по разрезу свидетельствует и диатомовая диаграмма. Количество створок на препарат в верхней части толщи уменьшается в 4–5 раз. Полностью исчезают морские виды, сокращается число солоноватоводных и пресноводных видов. Выше 40 м абс. выс. солоноватоводные виды исчезают полностью. Таким образом, верхние несколько метров разреза содержат исключительно пресноводные и пресноводно-галофильные диатомовые водоросли. Описанная картина указывает на постепенное опреснение морского бассейна. А.И. Спиркин связывает сильное обеднение диатомового комплекса в интервале высот 32,5–41,5 м с обмелением бассейна и возникновением проточного гидрологического режима (Николаев и др., 1976ф).

Палинологические исследования, произведённые по данному разрезу Е.С. Малясовой, свидетельствуют о том, что слагаемые его осадки формировались в более благоприятных условиях, чем современные. Спорово-пыльцевые спектры указывают на распространение лесотундровых редколесий, которые вверх по разрезу сменяются ландшафтами кустарниковой (южной) тундры (Николаев и др., 1976ф). Эти выводы подтверждаются результатами карпологического анализа из растительного детрита. По данным В.П. Никитина и А. Поломошновой ископаемая флора соответствует растительности типа березово-елового редколесья с лиственницей и отвечает на этой широте умеренно-прохладному межледниковью.

Среди морских диатомовых доминируют аркто-бореальные виды. Панцири южнобореальных *Coscinodiscus asteromphalus* и *Coscinodiscus radiatus* отмечаются в количествах 0,2–0,6%. Богатый комплекс фораминифер представлен 35 видами, среди которых В.И. Гудиной [54] впервые для Сибири найдены бореальные виды *Hyalinea baltica* и *Discorbis deplanatus*.

На 20-километровом участке между Чугунковым яром и мысом Колхозник С.Л. Троицкий выделил дюрюссские «ленточные» глины и алевриты с *Portlandia arctica* (Gray). По его мнению, они занимают самую верхнюю часть разреза, отделены от подстилающих морских образований с тепловодной фауной базальным горизонтом, представляют собой осадки позднеледниковой трансгрессии и формируют поверхность морской террасы [55]. Основываясь на результатах ревизии нижеагапских разрезов в 2014 г., мы считаем, что обе толщи являются частями единого горизонта и формировались на разных стадиях существования межледникового бассейна в самом начале позднего неоплейстоцена. Установленное нами стратиграфически согласное залегание слоев с тепловодной фауной и вышележащих дюрюссских слоев подтверждают и результаты аэрофотогеологического картирования прошлого века [Николаев и др., 1974ф].

Третье ключевое обнажение каргинской свиты находится у Мыса Колхозник на правом берегу р. Агапы при впадении в неё р. Южная (Бидерамы-Бигай). Здесь, от уреза реки 17 м абс. выс. в обрывах вскрывается около 20 м песков и глинистых алевритов. От бровки территория постепенно поднимается в южном и юго-западном направлении до абсолютных отметок 60 м, где

выполаживается и формирует поверхность морской террасы. Толща песков мощностью чуть более 10 м перекрыта глинистыми алевритами, достигающими мощности 10–12 м. На расстоянии около 600 м вниз по течению кровля песков образует синклимальную и антиклимальную складки с амплитудой в 10 м. Пески светло-серые, мелко- и среднезернистые с восходящей, симметричной шевронной, лингоидной и местами флазерной рябью течения. В песках содержится значительное количество рассеянного растительного детрита, сконцентрированного в отдельных флазерах. Согласно С.Л. Троицкому в песках содержатся остатки бореального моллюска *Arctica islandica* (Linnaeus) [55]. На контакте песков с вышележащими алевритами встречается как согласное, так и несогласное залегание. К участкам с угловым несогласием приурочены линзы гравия, гальки и битых раковин – результат незначительного размыва при смене обстановки осадконакопления. Местами же глинистые алевриты облекают текстуры песков. К контакту приурочены многочисленные вертикальные ходы зарывания моллюсков глубиной до 6 см.

Вышележащие тёмно-коричневые глинистые алевриты содержат тонкие до первых см, линзовидные прослои тонкозернистых песков с перистой рябью течения. В толще содержатся многочисленные раковины двустворчатых моллюсков и гастропод. А.В. Меркульевым определены *Astarte borealis* (Schumacher), *Buccinum scalariforme* Møller, *Buccinum terraenovae* (Beck in Mörch), *Ciliatocardium ciliatum* (Fabricius), *Cryptonatica affinis* (Gmelin), *Cylichna alba* (Brown), *Ennucula tenuis* (Montagu), *Euspira pallida* (Broderip, Sowerby), *Hiatella arctica* (Linnaeus) *Macoma calcarea* (Gmelin), *Mytilus edulis* Linnaeus, *Neptunea heros* (Gray), *Yoldia hyperborea* (Gould). Присутствие раковин амфибореального моллюска *Mytilus edulis*, свидетельствует о положительных придонных температурах во время формирования морских алевритов.

Из песков разреза у Мыса Колхозник нами получено три ОСЛ возраста со средним значением 125 тыс. лет (113 ± 7 , 125 ± 10 и 137 ± 9). Из глинистых алевритов основания видимого разреза по раковине *Hiatella arctica* получен уран-ториевый возраст $101 \pm 13/11$ тыс. лет, а из верхних песчаных алевритов, по раковине *Astarte borealis* – $112 \pm 26/20$ тыс. лет. Кроме того, по раковинам из каргинской свиты в разных обнажениях на субширотном отрезке р. Агапа было получено дополнительно пять уран-ториевых дат близких друг другу по значениям: $124 \pm 26/20$, $111 \pm 16/13$, $101 \pm 9/8$, $99 \pm 31/22$ и $91 \pm 10/9$ тыс. лет.

Согласно данным предшественников морские пески с аркто-бореальной фауной моллюсков и лесными спорово-пыльцевыми спектрами вскрываются в ряде скважин Норильского района (П-13, П-17, Б-7 и др.) и в нижнем течении правого притока р. Дудинка – р. Косая (Стулов и др., 1978ф) [186]. Здесь они залегают в интервале от – 5 до 50 м абс. выс. и представлены песками с прослоями алевритов. Местами отмечается небольшая примесь гравия, гальки и растительного детрита. Редкие фораминиферы распределены по разрезу неравномерно и в видовом отношении немногочисленно. Последнее, вероятно, связано с грубозернистым характером вскрытых скважинами морских фаций.

Мощность каргинской свиты достигает 50 м.

Вторая ступень. Ермаковская толща. Морена (gШег). Выделена в долине Енисея на участке от Игарки до Сухой Тунгуски [2; 70]. Представлена валунными диамиктонами. В стратотипическом разрезе у пос. Ермаково чуть южнее рамки листа, ермаковская толща залегает на песках, охарактеризованных спорово-пыльцевым спектром фазы «верхней ели» и перекрываются ангутихинскими ленточными глинами. Мощность ермаковской толщи 20–40 м. На территории листа ермаковская толща распространена вдоль долины р. Енисей к западу от Норильского плато (хребет Лонтокойский Камень) и слагает чаще всего основание видимого разреза. Морена представлена валунно-галечниковым песчано-алевритистым диамиктоном грязно-бурого цвета.

Отложения ермаковской толщи с резким несогласием залегают на неровной поверхности более древних четвертичных и дочетвертичных пород. Положение подошвы не выдержано и варьирует в широких пределах даже на соседних участках. При этом чаще всего она все же расположена выше 10–15 м абс. выс. Кровля ермаковской толщи в большинстве случаев совпадает с современным положением топографической поверхности и лишь в депрессиях рельефа, выполненных более молодыми осадками, она погребена.

Характер залегания и строения ермаковской толщи отражены на разрезе длиной 115 км вдоль правого берега р. Енисей от устья р. Лузинская на севере до пос. Плахино на юге [186, прил. 41]. Здесь она представлена темно-серыми очень плотными массивными оскольчатыми глинистыми диамиктонами с 10–30% гравия, гальки и валунов. В составе обломочного материала преобладают долериты и базальты, реже встречаются известняки, песчаники, алевролиты и аргиллиты. Количественное выражение состава известно для ермаковской морены чуть выше по течению р. Енисей от южной рамки листа. Здесь петрографический состав определялся по 24 пробам, каждая из которых содержала от 696 до 3883 обломков: долериты (24–63%), известняки (3–59%), осадочные породы (1–30%), туфы (0,2–5%), кварциты (0,2–6%), роговики (0–4,3%), кремни (0–4,4%) [Струнин и др., 1980ф]. Среди валунов преобладает размер 20–30 см, хотя встречаются и валуны до 1–1,5 м в поперечнике.

Диамиктон содержит огромное количество отторженцев самой разнообразной формы, размера и состава. Наиболее крупные отторженцы имеют мощность до 10–20 м и длину в несколько км. Самой распространенной для отторженцев является форма чешуй, погружающихся в северном направлении под углами 10–20–25°. Чешую ограничены динамическими контактами с текстурами захвата и растаскивания материала отторженцев во вмещающем валунном диамиктоне. Хвосты и языки текстур захвата вытянуты к югу и в этом же направлении развальцовываются до полного исчезновения. Полосы растаскиваемого материала почти всегда наклонены к северу под углами до 10–25°.

Возраст ермаковской толщи определяется тем, что она перекрывает межледниковые отложения каргинской свиты и малохетской толщи, а из перекрывающих флювиальных образований к югу от территории листа – между Туруханском и Игаркой, получено 25 AMS и 35 ОСЛ возрастов в интервале от 85 до 25 тыс. лет [Астахов, Мангеруд, 2007, 2014]. Мощность ермаковской толщи составляет более 60 м.

Вторая ступень. Мокориттская толща. Морена (gIII_{mt}). Слагает Мокориттский краевой пояс, который выделен Л.Л. Исаевой как один из основных элементов ледниковой морфоскульптуры Таймыра [3]. Комплекс лопастей не только ярко выражен в рельефе, но и демонстрирует наложенные друг на друга гряды различных генераций, что отражает динамику развития покровного оледенения [Möller *et al.*, 2011; 2015]. Высота валов над прилегающими равнинами от 30 до 100 м при ширине основания 7–12 км. Абсолютные отметки гряд колеблются в пределах от 172 м к северу от листа в бассейне р. Мокоритто, до 90–70 м на самом северо-востоке рассматриваемой территории в низовьях р. Яким. Ширина полей распространения ледниковых образований меняется от 2–4 км до 15–30 км. По составу это преимущественно глинисто-алевритистые диамиктоны с галькой и валунами. Размер валунов достигает 1,5 м при низкой и средней окатанности. В целом ряде обнажений непосредственно к северу от рамки листа, на реках Нижняя Буотанкага, Бол. Люнглефада и др., мокориттская толща перекрывает фаунистически охарактеризованные пески каргинской свиты [Николаев и др., 1976ф].

Петрографический состав обломочного материала из мокориттской морены на р. Нижняя Буотанкага по 100 галькам представлен в следующем виде: базальты – 57%, песчаники – 13%, алевриты – 11%, сланцы зеленые – 4%, граниты – 9%, гварц – 6%. В обнажении на р. Бол. Люнглефада появляется незначительное количество известняков: базальты – 68%, песчаники – 13%, граниты – 11%, кварц – 5%, известняк – 3% [Николаев и др., 1976]. Примечательно, что далее на восток, в долине р. Луктах, известняк в составе валунов достигает 74%. Петрографический состав материала слагающего Мокориттские гряды и их ориентировка с севера на юг свидетельствуют о продвижении ледниковых лопастей с Карского шельфа на юг, в Северо-Сибирскую низменность.

Мощность мокориттской толщи более 50 м.

Вторая ступень. Ангутихинские слои. Гляциолимний (I_gIII_{an}). Выделены В.А. Зубаковым по названию стратотипического яра у сел. Ангутиха несколько выше по течению р. Енисей от южной рамки листа [Зубаков, 1967]. Представлены ленточными и ритмично-слоистыми глинами и алевритистыми глинами. На территории листа они выполняют депрессии вдоль долин рек Енисей, Бол. Хета и Мал. Хета, располагаясь в интервале высот от 10 до 50 м абс. Характерной чертой ленточных глин, вскрывающихся вдоль р. Енисей являются иматовские камни, рассеянные по всей толще [186]. Нередко, верхняя часть разреза сложена параллельно переслаивающимися темно-серыми алевритистыми глинами и серыми тонкозернистыми полимиктовыми песками.

Результаты спорово-пыльцевого анализа глин у сел Ангутиха и Селиваниха свидетельствуют о том, что формирование их падает на первую половину оледенения и проходит в условиях развития тундровой растительности. На широте устья р. Ниж. Тунгуски ангутихинские слои вскрыты скв. 9 в интервале 22–38 м под аллювиальными песками и представлены глинистым песком с редким гравием и галькой и прослоями мохового детрита. Пески содержат комплекс пресноводных диатомовых, в котором теплолюбивые формы, за исключением *Symbella ehrenbergii* Kütz., отсутствуют. В Большешаровском

яру ниже с. Селиваниха ангутихинские слои содержат остатки лесотундровой флоры: *Selaginella selaginoides* Link., *Picea* sp., *Larix* sp., *Oxyria digina* Hill., *Ranunculaceae* gen. (cf. *Genum*), *Potentilla* cf. *niveau*, *Juncus* sp., *Luzula* sp. и др. [Лаврушин, 1961].

Ангутихинский гляциолимний залегает непосредственно на ермаковской морене и перекрыт древним аллювием р. Енисей. Мощность ангутихинских слоев до 40 м.

Вторая ступень. Гляциолимний (IgIII₂). Преимущественно тонкослоистые глины, алевриты и пески. Стратотип не выделен из-за отсутствия достаточного количества признаков в известных обнажениях. Гляциолимний второй ступени верхнего неоплейстоцена широко развит в районе Пуринских озер, в долинах рек Янгода и Пясины, в верхнем течении р. Агапа. Повсеместно озерно-ледниковые отложения слагают террасовидные поверхности с абсолютными отметками от 45 м вдоль бровок до 55–60 м у тыловых швов. Почти везде для этих поверхностей характерно широкое развитие термокарстовых озер. Особенно в долине р. Янгода. Здесь гляциолимний перекрывает морские осадки каргинской свиты и представлен шестиметровой толщей алевритов и глин с ленточной слоистостью [Николаев и др., 1976].

Вторая ступень. Флювиогляциал (fIII₂). Галечники, гравийники и пески, приуроченные к краевым областям распространения ермаковской, ньяпанской и мокориттской морен. Стратотип не выделен из-за отсутствия достаточного количества признаков в известных обнажениях.

На севере, к югу от Мокориттской гряды, вдоль левого берега р. Яким флювиогляциал второй ступени верхнего неоплейстоцена перекрывает каргинскую свиту и представлен желтыми, серыми и темно-серыми мелкозернистыми песками с косыми сериями, рассеянными галькой и гравием. Мощность чуть более 5 м [Николаев и др., 1976].

В центральной части листа флювиогляциальные образования протягиваются полосой вдоль границ распространения ермаковской морены и ньяпанской толщи – в верховьях р. Агапа и вдоль северо-западного уступа плато Путорана соответственно. Как и на севере они представлены косослоистыми песками с гравием и галькой мощностью не более 10–12 м.

Вторая ступень. Ньяпанская толща. Морена (gIII_{np}). Выделена В.Н. Саксом [1953] в качестве образований, слагающих дугообразную Ньяпанскую гряду, обрамляющую с севера оз. Пясино. Гряда шириной до 15 км возвышается над окружающим пространством на 80–100 м, а ее максимальные отметки достигают 160–180 м абс. выс. У северного берега оз. Пясино в оплывающем склоне были вскрыты глинисто-алевритистые диамиктоны с галькой и валунами преимущественно траппового состава, черный гравий и бурые плохосортированные пески общей мощностью 6 м. Маршрутными исследованиями установлено, что такими же отложениями сложена гряда и в приводораздельных ее частях [Николаев и др., 1976ф; Стулов и др., 1978ф]. Характерной чертой рельефа поверхности гряды является высокая заозеренность – результат активного гляциокарста краевой морены.

Около десятка обнажений задокументировано в пределах дугообразной Муксунахской гряды, обращенной выпуклостью на север и имеющей характерный параллельно-грядовый рельеф. Гряда расположена к северу от ши-

ротного течения р. Половинка – левого притока р. Пясины. Здесь вскрывается представительный разрез напорной морены ньяпанского оледенения. На высоте 150–170 м абс. выс. в борту оврага, в 25 м обрыве обнажается толща песчано-алевритовых отложений, смятых в складки и разбитых многочисленными разнонаправленными разрывными нарушениями [Николаев и др., 1976ф]. На южном продолжении Муксунахской гряды, к северу от оз. Половинное вскрыты валунные галечники и рыхлые конгломераты с линзами и прослоями гравелитов. Состав каменного материала по 100 образцам: базальт – 33%, диабазовый порфирит – 19%, диоритовый порфирит – 6%, кварцевый порфир – 6%, кварц – 5%, алевролит – 8%, песчаник – 7%, аргиллит – 40, известняк – 2%, гравелит – 3%, измененные породы – 7%.

Комплекс ньяпанских конечных морен наблюдается на всем протяжении восточного склона Норильского плато. Распространены они в пределах абсолютных высот 350–400 м и представлены беспорядочным нагромождением грубообломочного несортированного материала, в составе которого много окатанных галек, валунов, перемешанных с песком и алевритом. Среди обломочного материала обнаруживаются совершенно неокатанные плиты, размером до 0,5 м, известняков и доломитов нижнепалеозойского возраста. Ближайшие коренные выходы последних располагаются в пределах Хантайско-Норильской долины на более низких гипсометрических отметках. В рельефе данные отложения образуют причлененную к склону Норильского плато холмисто-котловинную поверхность, протягивающуюся вдоль него на многие десятки километров от р. Южный Ергалах на севере до р. Хантайка – на юге [Крюков, Федоренко, 1975].

Краевые образования в направлении к центру оледенения сменяются основной мореной, пятна которой выходят в долине р. Рыбная. Здесь ньяпанская толща представлена глинистым диамиктоном мощностью 1,5 м с большим количеством обломочного материала от гравия до валунов. На поверхности некоторых валунов и даже галек видны борозды ледниковой штриховки [Стулов и др., 1978ф]. В составе обломочного материала преобладают траппы (до 60%) и серые очень плотные известняки (до 35%), 5% составляют песчаники.

Основная морена ньяпанской толщи вскрыта скважинами в районе оз. Пясино и представлена песчано-алевро-глинистыми диамиктонами серого и голубовато-серого цвета с обилием обломков различной величины и окатанности. Количество обломков составляет 30 – 60% от общей массы породы. Обломки совершенно не сортированы и представляют собой смесь глыб (до 1,5 м в поперечнике), валунов и галек, часто имеющих на своей поверхности параллельные борозды глубиной первые мм. Состав обломков соответствует комплексу пород, распространенных в Норильском районе. Это базальты, долериты, известняки, роговики и в меньшем количестве – породы тунгусской серии [Стулов и др., 1978ф]. Подобные отложения вскрыты и в карьерах в районе пос. Талнах. Перекрыта ньяпанская толща глинами и алевритами вальковской свиты.

Общая мощность основной морены ньяпанской толщи достигает более 50 м, краевой – более 100 м.

Вторая ступень. Вальковская толща. Гляциолимний (lgIIIvk). «Наименование «вальковские глины» введено в 1941 г. Ю.М. Шейманом для обозначения глинистых озерных отложений с конкрециями, выполняющих долину р. Норильской. Стратотипом служит интервал 0,0 – 35,8 м скв. С-1 у пос. Валек. Эти глины, наряду с широким распространением, характеризуются большой мощностью (до 50 м) и довольно выдержанным вещественным составом в вертикальном разрезе. Почти повсеместно устанавливается налегание их на перемытые отложения ермаковской толщи, и только на единственном участке, в районе низовьев рек Чопко и Мокутей, они с размывом перекрывают породы яминской свиты. Здесь наблюдается и наиболее высокое их гипсометрическое положение в долине р. Рыбной» [85, стр. 75].

Подошва вальковской толщи обычно располагается вблизи нулевой отметки, а кровля в общем соответствует топографической поверхности, поднимаясь до 100–110 м в краевых частях долины. Здесь она фиксирует положение древней береговой линии и опускается до 30–40 м в центральной части Хантайско-Рыбинской депрессии. Таким образом, к отложениям вальковских слоев относятся глинистые породы с конкрециями наиболее погруженной части долины и синхронные им валунные, нередко косослоистые галечники береговых валов и прибрежные пески. Сложенная этими отложениями терраса четко прослеживается в рельефе на абсолютных отметках +100,0 – +110,0 м вдоль восточного края Норильского плато, а также отмечается у подножья Хараелахского плато. Интересно отметить, что у большинства современных рек, текущих с этих возвышенностей на данном высотном уровне, долины значительно расширяются, а нижняя часть выстлана галечниками. По своей морфологии эти расширения отвечают крупным конусам выноса, приуроченным к устьевым частям рек в береговой зоне бассейна, в котором происходило накопление отложений вальковских слоев. В прибрежных галечно-гравийных отложениях на реках Хараелах и Тулаек-Таас геологами НКГРЭ (Г.И. Щеткина и др.) были найдены костные остатки бизона, овцебыка и мамонта [85]. По заключению Э.А. Вангенгейм, определявшей зуб мамонта, он относится к позднему типу (не древнее верхнего неоплейстоцена).

Похожим образом, но возможно на более ранней стадии покровного оледенения, формировались аналогичные по фациальному облику осадки в долине р. Енисей от мыса Каргинский до пос. Ермаково, в нижнем течении р. Мал. Хета и на р. Пясины. В этих районах ленточные глины и глинисто-алевритовые ритмиты с мелкими фигурными конкрециями перекрывают верхнелепесточную морену. Наблюдаемая мощность их колеблется от нескольких метров до 10–12 м.

Спорово-пыльцевые спектры характеризуются удивительным однообразием, заключающемся в абсолютном преобладании спор над пыльцой трав при незначительном содержании пыльцы деревьев. В травянистой части спектра ведущее значение всегда принадлежит пыльце *Artemisia*, а среди спор основную роль играют споры Bryales, содержание которых в большинстве случаев достигает 90 – 100%. Встречается пыльца кустарников *Salix polaris* и *Betula nana*. Из основания глинистой толщи, развитой на р. Аякли, по растительным остаткам была получена датировка в $19,9 \pm 0,5$ тыс. лет (ГИН-259), которая поменяла в свое время существовавшие представления о продолжительности

этапа формирования рассматриваемых отложений [Межвилк, 1965]. Нам кажется, что единственная ^{14}C дата не может учитываться при условии, что она единственная и противоречит геологическому контексту.

Мощность вальковской толщи достигает 50 м.

Вторая ступень. Тукаландинская толща. Гляциолимний (lgIII_{tk}). Описана А.А. Межвилком [99] в верховьях долины р. Тукаланда в 45 км выше устья и в 80 км к югу от Норильска (опорное обнажение 12 на карте). Стратотип расположен в эрозионном уступе, преобразованном нивальными процессами, и состоит из трех смежных циркообразных нивальных ниш высотой до 56 м над уровнем р. Тукаланда, которая протекает у самой подошвы обнажения.

Разрез четвертичных отложений расположен в интервале 300–360 м абс. выс. и начинается с пачки темно-серых плотных известковистых ленточных глин мощностью 8 м. Выше, над 2 м слоем валунно-галечного и гравийного материала, залегает 6 м пачка параллельнослоистых песков и глин с венчающим ее горизонтом косослоистых разнозернистых песков. В интервале 16–29 м выше уреза реки находится монотонная пачка ленточных глин и мергелей темно-серого цвета. Еще выше залегают бурые пески и алевриты с прослоем серых глинистых мергелей. Пески и алевриты глинистые, пески мелкозернистые алевритовые. Общая мощность пачки 12 м, а прослоя мергелей, заключенного в ней – 3 м. Верхнюю часть разреза тукаландинской толщи слагает песчано-валунно-галечная пачка, мощностью 12 м. На высоте 54 м над урезом реки она перекрыта валунным диамиктоном и почвенно-растительным слоем [104].

В наиболее грубозернистых прослоях были обнаружены редкие обломки раковин четвертичных морских моллюсков, редкие фораминиферы и пресноводные диатомовые плохой сохранности. Обнажение в верховьях р. Тукаланда в 1966 г. посетили А.В. Гольберт, В.И. Гудина и В.В. Рогожин и инициировали детальное изучение толщи всеми доступными на тот момент способами. Были определены петрографический состав и ориентировка галек, состав глин, содержание химических элементов по данным полуколичественного спектрального анализа, построена палинологическая диаграмма и диаграмма химического состава поглощенного комплекса катионов, проведены микрофаунистический и диатомовый анализы, получена радиоуглеродная дата – 34300 ± 500 лет (ГИН-356) [104].

Итогом исследований стал вывод о континентальной природе тукаландинской толщи. На фоне преимущественно озерно-ледниковой обстановки осадконакопления существовали периодические аллювиальные этапы, в течение которых формировались грубозернистые фации толщи. При движении ледников с востока на запад, северо-запад и юго-запад, они пересекали Норильско-Хантайскую долину, захватывая по пути рыхлые отложения и перемещая их на запад. При этом основная масса льда и транспортируемого им материала, обтекая Норильское плато, устремлялась на окраины Западно-Сибирской низменности. Одновременно некоторая часть ледника под напором массы движущегося льда поднималась по восточному склону плато, достигая высоты 300–450 м. Там отлагались конечные морены из материала местных коренных пород и пород, слагающих Средне-Сибирское плоскогорье, а также захваченных по пути рыхлых отложений Норильско-Хантайской долины.

Так, в этапы максимальной активности ледников на водосборной площади р. Тукаланда были созданы предпосылки для последующего размыва и переотложения поверхностными водотоками материала морских четвертичных отложений вместе с содержащимися в них органическими остатками (раковинами моллюсков, фораминифер и др.) в долину реки.

Аналоги тукаландинской толщи вскрыты в долинах рек Омнутах и Лонтоко стекающих с восточного склона Норильского плато на севере и юге от р. Тукаланда. Мощность тукаландинской толщи до 60 м.

Вторая ступень. Большешаровская толща. Флювиогляциал (fПbsh). Выделена в качестве «большешаровских» флювиогляциальных песков В.А. Зубаковым [71] и является, по его мнению, самым молодым членом ермаковского ледникового комплекса. К югу от территории листа R-45 большешаровская толща формирует зандровую равнину, выходящую в долину р. Енисей в районе Туруханска где в нее вложена II надпойменная терраса. Высота равнины около 42–60 м над уровнем Енисея, а отложения представлены чередованием гравийно-галечных косослоистых пачек с песчано-алевритистыми параллельно слоистыми общей мощностью около 11–13 м. Бурый цвет песков связан с обилием обломков основных пород Тунгусской синеклизы. К подошве и кровле осадки становятся более тонкозернистыми и глинистыми. Единичные образцы содержат тундровый спорово-пыльцевой спектр.

На рассматриваемой территории аналогичные образования плащеобразно перекрывают ермаковскую толщу и расположены вдоль долины р. Енисей на отметках от 40 до 75 м абс. выс. и на западном склоне Норильского плато где поднимаются до высот около 300 м абс. выс.

Из большешаровской толщи выше по течению р. Енисей от южной рамки листа, получено 10 ОСЛ дат со средним значением 60 ± 4 тыс. лет (Астахов, Мангеруд, 2007; 2014). Здесь же удалось обнаружить морену, разделяющую ангутихинский лимногляциал и вышележащие флювиогляциальные отложения (Астахов, Мангеруд, 2014). Все вместе позволило этим авторам отнести ледниковые образования к двум разновозрастным комплексам – ермаковскому (около 90 тыс. лет) и более молодому (около 60 тыс. лет). К сожалению, имеющиеся данные не позволяют выделить на территории листа два ледниковых комплекса в пределах второй ступени верхнего неоплейстоцена. Тем не менее, наша корреляция большешаровской толщи не противоречит указанным датам. Мощность достигает 30 м.

Третья ступень. Аллювий второй надпойменной террасы ($a^2\Pi_3$). Представлен песками и алевритами с псевдоморфозами по ПЖЛ. Аллювий слагает вторую надпойменную террасу с относительной высотой 18–25 м. Вторая аллювиальная терраса достоверно установлена на крупных реках района – Агапа, Пясины и Енисей. На последней вторая терраса сложена игаркинскими интерстадиальными слоями [71].

Наиболее представительное обнажение расположено в верхнем течении р. Агапа (опорное обнажение 10 на карте). Здесь нижняя часть аллювия сложена средне- и крупнозернистыми хорошо сортированными светло-серыми песками с косой мультислойной и желобообразной слоистостью. Мощность отдельных серий не превышает 0,7–1,0 м. Углы падения слоев швов, которые несогласно срезают друг друга, меняются от 0° до $12\text{--}20^\circ$, а направление па-

дения слоев может меняться по простираанию вплоть до противоположенного. Часто к косым сериям приурочено значительное количество намывного войлока.

Вверх по разрезу косослоистые пески переходят в параллельно слоистые мелко- и среднезернистые пески и алевриты. Они ритмично переслаиваются через 1–15 см. Каждый ритм начинается с песчаного прослоя с нередко высоким содержанием растительного детрита (до 80%). В песках наблюдается либо пологая восходящая рябь, либо мелкомасштабная лингоидная рябь течения. Местами песчаные прослои полностью замещаются параллельно-слоистыми, темно-коричневыми слоями растительного детрита. Пески облакаются слабоволнистыми массивными прослоями глинистых алевритов мощностью до первых сантиметров, в которых иногда заметна тонкая градиционная слоистость. Мощность прослоев песков иногда увеличивается, глинистая составляющая исчезает, а количество растительного детрита заметно снижается. Мощность отдельных ритмов возрастает вместе с увеличением масштаба осадочных текстур. Прослои сизо-серых мелкозернистых песков со смещенной восходящей рябью мощностью до 0,5–0,6 м переходят вверх по разрезу в прослои параллельно-слоистых светло-серых песков, мощностью 0,1–0,2 м и, затем снова в пески с восходящей рябью.

С незначительными вариациями сходный разрез аллювия второй террасы прослежен на всей территории листа R-45 вне зависимости от гипсометрического положения. Он отражает классическую последовательность от стречневых фаций руслового аллювия до фаций прирусловых валов и поймы. К верхней параллельно-слоистой части разреза часто приурочено несколько горизонтов с песчаными и грунтовыми клиньями. Их глубина редко превышает десяток сантиметров, а ширина обычно несколько мм. Псевдоморфозы по повторно-жильным льдам (ПЖЛ) являются характерным признаком аллювия второй террасы и могут достигать поперечных размеров в первые метры, а вглубь уходить до 5 и более метров. Значительные вертикальные размеры псевдоморфоз по ПЖЛ свидетельствуют о сингенетических ледяных жилах, по которым они были заложены. Образование последних невозможно на дне моря и в прибрежных морских условиях.

Радиоуглеродный возраст аллювия второй надпойменной террасы составляет по нашим данным 46130 ± 1810 (ЛУ-7707), 45970 ± 1430 (ЛУ-7776), 45780 ± 1770 (ЛУ-7754), 41910 ± 910 (ЛУ-7775) и 39080 ± 1030 (ЛУ-7708) лет. Даты получены как по прослоям торфа и намывного растительного войлока из пойменных фаций, так и по крупным бревнам из руслового аллювия. Выше по течению р. Енисей в с. Полой многочисленные ^{14}C AMS даты показали возраст этого аллювия в интервале 37–47 тыс. л.н. (Астахов, Мангеруд, 2007).

Вторая аллювиальная терраса вложена во все вышеописанные ледниковые и морские образования. Перекрывается аллювий второй террасы лишь чехлом субэдрального комплекса преимущественно эолового происхождения.

Характерный набор фаций, растительные остатки и криогенные структуры позволяют безошибочно идентифицировать аллювий по всему северу Западной Сибири и Средней Сибири, от побережий Байдарацкой губы на Югорском п-ове до бассейна р. Хета в Северо-Сибирской низменности. Мощность аллювия достигает 15–20 м.

Третья ступень. Игаркинские слои. Аллювий второй надпойменной террасы (а²Шig). Выделены В.А. Зубаковым [70] в подземелье Игаркинской мерзлотной станции, где вскрывается разрез террасы высотой 25–35 м на которой расположен г. Игарка. Здесь из песков и галечников с древесиной и прослоями торфа получено две ¹⁴C даты 35 тыс. лет, а в подошве найдены кости мамонта.

На территории листа игаркинские слои представлены песками и алевритами с прослоями растительного войлока и торфа. Они слагают вторую надпойменную террасу высотой около 25 м абс. выс, которая развита вдоль левого берега р. Енисей ниже устья р. Хантайка. Представительное обнажение находится напротив о. Липатниковский, где аллювий залегает на цоколе из древних ледниковых образований. Здесь, в интервале высот от 6 до 22 м над урезом реки вскрываются пески темно-серые, промытые, разнородные с преобладанием мелкой фракции, полимикторвые с 30% темноцветных зерен с прослоями крупнозернистого песка с гравием и галькой. В средней части разреза пески замещаются темно-серыми параллельно-слоистыми алевритами с многочисленным намывным растительным войлоком. Венчают разрез параллельно переслаивающиеся светло-серые мелкозернистые пески и темно-серые алевритистые и глинистые тонкозернистые пески с прослоями глин 1–3 см. На возраст игаркинских слоев указывают две радиоуглеродные даты 40300±300 (ГИН 2580) и 39900±800 (ГИН 2579) [186]. Мощность до 25 м.

Четвертая ступень. Мелколамские слои. Морена (gШmk). Выделены В.Д. Крюковым и В.А. Федоренко [85] как отложения распространение которых ограничивается только горной территорией, в пределах тех границ, которые ранее отводились сартанскому оледенению, по представлениям Н.Н. Урванцева, В.Н. Сакса, С.Л. Троицкого. Стратотипической местностью является котловина оз. Мелкого. Свежие формы конечно-моренной аккумуляции образуют холмисто-грядовые поверхности вокруг западных окончаний озер Мелкое, Кета, Хантайское и на отдельных участках продолжают по горным долинам внутрь Среднесибирского плоскогорья. Отложения мелколамских слоев характеризуются весьма изменчивым вещественным составом. На западном побережье оз. Мелкое они вскрыты скважинами в пределах абсолютных отметок 20 – 95 м и имеют максимальную мощность 54 м. Разрезы начинаются с валунно-галечных отложений мощностью 7,0–17,0 м. Валунно-галечка по петрографическому составу отвечают в основном трапповому комплексу пород. Размеры их колеблются от 3 до 20 см. Окатанность обломочно-материала различная, встречаются угловатые обломки, но большинство окатаны водой. Нижняя часть разреза представлена алеврито-глинистым диамиктоном со значительным содержанием окатанных галек и валунов, составляющих вместе 20–25% от объема породы. Здесь же встречаются незначительные по мощности прослои несортированных песчано-алеврито-глинистых пород также с галькой и валунами. К западу от р. Норильская данные отложения выклиниваются и их место в разрезе часто занимают пески, перекрывающие вальковскую толщу.

Однотипными породами сложены и холмисто-грядовые поверхности, окаймляющие в виде полос шириной 6–10 км западные побережья озер Кета и Хантайское. Во внутренних частях горных районов мелколамские слои

имеют ограниченное распространение и встречаются на изолированных участках в днищах некоторых долин, прорезающих Абагалахские, Микчандские и Ламские горы на абсолютных высотах до 400 м. Почти везде они приурочены к дугообразным грядам, ориентированным вдоль склонов долин или выпуклой стороной обращенным вверх по течению боковых притоков первого порядка. Сложены гряды беспорядочно нагроможденным глинисто-дресвяным диамиктоном с большим количеством (до 40–50 %) галек, валунов, плохо окатанных глыб базальтов и их мелких угловатых обломков. Размеры валунов и плохо окатанных обломков базальтов достигают 3 и более метров. На поверхности большинства из них наблюдаются различно ориентированные вмятины вдавливания, борозды, шрамы, штрихи и другие следы ледниковой обработки. За пределами таких гряд в верхних частях долин почти всегда обнаруживаются признаки существования приледниковых подпрудных бассейнов.

Максимальная мощность мелколамских слоев 54 м.

Четвертая ступень. Флювиогляциал (fШ₄). По мере деградации ледников днища долин заполнялись водно-ледниковыми отложениями. Эти образования формируют долинные зандры и флювиогляциальные террасы. По своему составу и фациям напоминающим русловой аллювий, очень сходны с речными осадками. Однако широкое развитие и значительные мощности указывают на несомненную их связь с существенной обводненностью территории, которая наблюдалась в период распада ледниковых покровов. Состав отложений на каждом отдельном участке чрезвычайно разнообразен, хотя в целом для них характерно сочетание в тех или иных соотношениях песков различной крупности и сортированности, гравийно-галечного, а также галечно-валунного материала. Обычным является наличие мощных пачек однопавленных косых серий различной толщины. Встречаются прослои с восходящей рябью течения. Мощность флювиогляциала до 20 м.

Четвертая ступень. Золий (vШ₄). Представлен параллельно слоистыми палевыми, светло-серыми и жёлто-серыми песками и алевритами без признаков водной седиментации, с повторно-жильными льдами морозобойными трещинами и остатками мамонтовой фауны. Имеет плащеобразное залегание на большинстве четвертичных образований. Прослои мощностью от нескольких мм до первых см, слабоволнистые, прерывистые с резкими контактами без постепенных переходов и без выраженной градационной слоистости. Часто встречаются по нескольким горизонтам погребенных тундрово-глеевых почв мощностью не более 10–20 см. Многочисленны рассеянные пятна ожелезнения по ископаемым корнеходам.

Золий прерывистым покровом залегает на равнине на различных формах и элементах рельефа, т.е. совершенно от него не зависит. Часто он венчает разрез аллювия II надпойменной террасы, резко отличаясь от подстилающей водноосадочной толщи. Именно над древним аллювием отмечены максимальные мощности золия. Большая часть золых образований мощностью 4–6 м покрывает водоразделы. Из-за небольшой мощности и практически повсеместного распространения, золые образования показаны на карте лишь в верховьях р. Агапа. В опорном обнажении 10 (на карте) по растительному войлоку из покровных алевритов, перекрывающих II террасу получено два

^{14}C возраста 19510 ± 190 (ЛУ-7705) и 19190 ± 210 (ЛУ-7706) лет. Значимым признаком эолия являются остатки различных представителей мегафауны. В небольшой нивальной нише в пределах развития покровных песков и алевритов был найден зуб мамонта, по которому получен ^{14}C возраст 14140 ± 100 лет (ЛУ-7801).

Формирование эолия относится, таким образом, к последнему криохрону позднего неоплейстоцена, а мощность достигает 10 м.

ГОЛОЦЕН

Лимно-палюстрий (I, рН). Это отложения мелких озерков и болот на террасах крупных рек и на ледниковых равнинах. большей частью выполняют многочисленные термокарстовые впадины глубиной в первые метры. Но на карте в этом масштабе их удалось показать лишь в верховьях долины р. Агапа, где они приурочены к крупным аласам и побережьям больших термокарстовых озер. Сложены торфом, илами, глинами, алевритами, песками. Мощность озерно-болотных образований более 8 м.

Лимноаллювий дельтовый (Ia_dH). Закартирован в широком устье р. Норильская и вдоль р. Лама. берегам озер Бол. и Мал. Нгосовейто и в верховьях долины вытекающей их них р. Нгосовейяха. Формируется в половодья и паводки. Сложен песками, алевритами, глинами со значительным количеством растительного детрита и прослоями торфа общей мощностью не более 5 м.

Аллювий поймы (aH). Присутствует во всех водотоках, за исключением относительно коротких порожисто-водопадных участков узких скальных теснин. На карте как самостоятельное подразделение показан только по крупным и средним рекам в Северо-Сибирской низменности и вдоль р. Енисей. В остальных случаях объединен с отложениями первой надпойменной террасы. Русловые фации представлены полимиктовыми песками, гравийно-галечным материалом и валунами близ плато Путорана. Пойменные фации (пески, алевриты, глины с включениями растительного детрита) венчают низкую (1–4 м) и высокую (от 3–4 до 5–8 м) пойменные террасы. Общая мощность аллювия на мелких реках 1–3 м, на крупных до 6–8 м.

ВЕРХНИЙ НЕОПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕН НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Аяклинские слои. Лимний и аллювий (IaIII–IVak). Выделены В.Д. Крюковым и В.А. Федоренко в качестве образований, сформировавшихся преимущественно в низменных частях территории, а также в районе Норильских озер одновременно с распадом мелколамских ледников [85]. Рассматриваемые отложения залегают на породах мелколамских слоев, а вне пределов распространения последних – непосредственно на вальковской толще.

Стратотип аяклинских слоев находится в нижнем течении р. Аякли в пределах абсолютных высот +62,0 – +68,0 м. «В основании разреза залегают параллельно слоистые глинистые алевриты с большим количеством плохо разложившихся растительных остатков в виде сучков, веточек, стеблей мхов и трав. Этот растительный детрит был использован для определения абсолют-

ного возраста, который оказался равным $10,7 \pm 0,1$ тыс. лет (ГИН-315). Верхняя часть разреза представлена параллельно слоистыми алевритовыми песками с редким рассеянным гравием. Сходные отложения почти непрерывно прослеживаются в обнажениях по рекам Рыбная, Гремяка, Омне, Валек, Вологочан и др. Для них характерно наличие погребенных торфяников мощностью до 1 м. В большом количестве в торфе присутствуют мелкие обломки сучков, листья и стебли мхов и трав, кора березы, а нередко и целые стволы деревьев. Имеющееся определение абсолютного возраста кусков древесины радиоуглеродным методом в $9,14 \pm 0,05$ тыс. лет (ГИН-263) оказалось довольно близким к датировке из отложений на р. Аякли» [85, стр. 76].

Состав аяклинских слоев становится более однородным ближе к центральным частям Норильской долины, где песчаные разности постепенно переходят в алевритовые. «Прослой торфа увеличиваются по мощности до 2 м. В наиболее погруженных частях долины, приуроченных к нижнему течению рек Рыбной, Омнутах, Норильской, Вологочан, разрезы аяклинских слоев представлены практически исключительно пылеватыми пористыми глинистыми алевритами мощностью до 15 м. Одновозрастные отложения образуют I надпойменную террасу рек Фокиной и Дудинки с относительной высотой 8–12 м. Отложения в основном представлены песчаными породами с включениями древесных стволов и тонкими прослоями торфов, датированными по ^{14}C в $10,5 \pm 0,06$ тыс. лет (ГИН-314, р. Дудинка) и $9,5 \pm 0,07$ тыс. лет (ГИН-313, р. Фокина)» [85, стр. 77]. В это же время в верховьях некоторых долин, прорезающих Хараелахские, Ламские и Абагалахские горы, на абсолютных высотах 200–500 м формировались пески и алевриты подпрудных озерных бассейнов.

Благодаря радиоуглеродному датированию ряда палинологически изученных разрезов в Норильском районе была сделана попытка уточнить верхнюю возрастную границу похолодания конца позднего неоплейстоцена и времени потепления при переходе от позднеледниковья к голоцену. Из озерноледниковых отложений, которые залегают непосредственно над мореной мелколамской стадии оледенения получена дата $10,7 \pm 0,15$ тыс. лет. По мнению В.Д. Крюкова и В.А. Федоренко этот возраст указывает на время самого начала древнеголоценового потепления и распада ледника в его краевой части [85]. Указанная ^{14}C дата не стыкуется с современными данными бурения оз. Лама о большой мощности послеледниковых илов, которые стали отлагаться по меньшей мере 17 тыс. лет назад, а до 12 тыс. лет по ним получено двенадцать дат AMS методом (Andreev et al., 2004).

В перигляциальной зоне судя по близкой дате $10,5 \pm 0,06$ тыс. лет (р. Дудинка), начинается формирование I надпойменной террасы. Состав пыльцы и спор в отложениях этой части разреза указывает на распространение заболоченного тундрового редколесья. Граница лесной зоны в первой половине раннего голоцена испытывала колебательное движение. Некоторые растения средней и южной тайги продвинулись к северу. По-видимому, в этот этап, характеризующийся датировками $9,5 \pm 0,07$ тыс. лет и $9,14 \pm 0,05$ тыс. лет, создались условия, благоприятные для накопления торфа в низовьях Енисея. Позже наступает некоторое похолодание, наблюдается сингенетическое промерзание пород. Эти события датированы $7,71 \pm 0,14$ тыс. лет (ЛГ-132). В

среднем голоцене лесная растительность продвинулась далеко на север. В ныне безлесной тундре росли ель и лиственница, которые в отдельные периоды заболачивания вытеснялись древовидной березой. Верхняя часть среднего голоцена охарактеризована датировками $5,3 \pm 0,29$ тыс. лет (ЛГ-145) и $5,14 \pm 0,14$ тыс. лет (ЛГ-144) [85]. В первой половине позднего голоцена началось отступление древесной растительности к югу. В это время увеличилось количество осадков и началось похолодание, фиксируемое образованием в осадках прослоев чистого льда и некоторым уменьшением пыльцы темнохвойных пород в древесной части спектра. Оно может соответствовать «малому ледниковому периоду» [77, 91], начавшемуся около 3000 лет назад. Граница тундровой зоны постепенно сместилась к югу и заняла положение, близкое к современному.

Мощность аяклинских слоев до 15 м.

Лимний (III-N). Алевриты, глины и илы мощностью до 5 м. Большею частью показаны на карте на водоразделах Северо-Сибирской низменности, где приурочены к полям развития гляциокарстовых и термокарстовых озер.

Аллювий первой надпойменной террасы (a¹III-N). Первая терраса уверенно выделяется практически во всех более или менее значимых водотоках Северо-Сибирской низменности, долины р. Енисей и горных долинах плато Путорана. Состав аллювиальных отложений меняется от песчано-гравийно-галечного материала с примесью валунов в горах до песков, алевритов и глин на равнине. Высота первой надпойменной террасы варьирует в широких пределах, но редко превышает 7–10 м над урезом. Возраст определяется тем, что аллювий первой надпойменной террасы вложен в аллювий второй террасы и в часть отложений покровного комплекса. Мощность до 2–4 м на малых реках и до 6–10 м на крупных.

Элювиальные и солифлюкционные образования (e,s). Алевриты с дресвой и щебнем, алевриты с отломами и щебнем. Показаны на карте там, где невозможно изобразить отдельно элювий и солифлюксий. Мощность до 10 м.

Коллювиальные и солифлюкционные образования (c,s). Глыбовники, щебенники, дресвяники и алевриты. Широко распространены в горной части территории. Они выстилают склоны врезанных речных долин и в виде шлейфов залегают у их подножий. Образуются за счет осыпания пород при одновременном крипе и солифлюкционном течении грунта на склонах, осложненных многочисленными структурными террасами и, как следствие, имеющих переменную крутизну. Мощность до 25 м.

Коллювий (c). Глыбовники, отломники и щебень. Залегают в основании крутых склонов преимущественно на плато Путорана. К коллювиальным образованиям отнесены десперсий и дерупций мощностью до нескольких метров и развиты в многочисленных карах и на крутых склонах ложбин ледникового выпаживания. Мощность коллювия достигает 20 м.

Делювиальные и солифлюкционные образования (d,s). Дресва и щебень с алевритами. Развита на пологих склонах возвышенностей, где залегают в виде шлейфов, выклинивающихся вверх по склону. Состав целиком зависит от подстилающих пород. Наблюдается уменьшение размеров обломочного материала вниз по склону и параллельная ему слабоволнистая прерывистая сло-

истость. В нижних частях склонов, где преобладают мелкозернистые разности, появляются солифлюкционные террасы и делли. Мощность до 10 м.

Элювий (е). Глыбовники, отломники, щебенники, дресвяники и алевриты с отломами и щебнем. Выстилает площадки столовых останцов и структурных террас плато Путорана и Норильского плато. Состав целиком зависит от состава подстилающих пород. Сортировка и окатанность полностью отсутствуют. Основным агентом является физическое выветривание. В результате выноса мелкозема ветром, дождевыми и тальными водами на поверхности обычно залегают глыбы и щебень. Для траппов характерна параллелепипедальная отдельность крупнообломочной части, для осадочных – плитчатая. В северной части листа показан в гребневой части Джангодской гряды, где представлен алевритами и песками и развит по меловым пескам, алевритам, глинам, песчаникам и алевролитам. Мощность до 2 м.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Формирование вулканогенных толщ сопровождалось становлением многочисленных гипабиссальных интрузивных тел трапповой (базальт-долеритовой) формации позднепермского – ранне-среднетриасового возраста. Кроме широко распространённых интрузивов основного состава, в пределах площади известен Болгохтохский шток гранитоидов поздне-триасового возраста.

Генетической связи интрузивных и эффузивных образований северо-запада Сибирской платформы посвящены работы В.С. Соболева, В.К. Котульского, И.А. Коровякова, М.Н. Годлевского, Н.Н. Урванцева, Г.Н. Старициной, В.А. Люлько, О.А. Дюжикова, В.А. Федоренко и многих других исследователей.

Интрузивные образования расчленены на 10 комплексов по последовательности магматической деятельности при становлении трапповой формации, с учётом вещественного состава и особенностей внутреннего строения интрузивных тел.

Позднепермские ергалахский и пясинский интрузивные комплексы щелочных, субщелочных долеритов связаны с началом магматической активизации и формированием ивакинской свиты.

Становление раннетриасовых интрузивных тел фокинскинского, нижнеталнахского, курейского, норильского, оганерского базитовых и ультрабазит-базитовых комплексов, обусловлено циклическим развитием магматического процесса с последовательным накоплением нижнетриасовых свит вулкани-тов.

Ранне-среднетриасовые моронговский и далдыканский интрузивные комплексы сформировались в заключительную фазу базитового магматизма и представлены субвулканическими телами, связанными с образованием базальтов таловской тощи.

Болгохтохский шток гранитоидов поздне-триасового возраста является единственным представителем интрузий субщелочно-гранодиоритовой формации.

ПОЗДНЕПЕРМСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Ергалахский комплекс (тВР₃е) объединяет силлы, дайки трахидолеритов идентичных по химическому составу трахибазальтам первой пачке ивакин-

ской свиты. В состав комплекса включены трубки взрыва выполненные магматическими брекчиями. Тела комплекса распространены на склонах Хараелахского, Норильского и Сыверминского плато, в междуречье Хантайки и Убойной. Силлы имеют мощность от нескольких метров до десятков метров и протяжённость – до первых десятков километров. Интрузивы локализованы преимущественно в пермских угленосных толщах, а на юге Норильского плато установлены в отложениях силура и девона. Иногда, силлы и дайки образуют скопления сложного многоярусного строения суммарной мощностью первые сотни метров.

В составе тел преобладают порфиroidные трахидолериты такситовой текстуры, выражающейся в чередовании участков различных структур (пойкилоофитовой, панидиоморфнозернистой, гломерокристаллической и микродолеритовой, интерсертальной в эндоконтактах тел). Для порфиroidных разновидностей пород характерно присутствие крупных ойкокрсталлов титан-авгита, в целом долериты сложены (%): плагиоклаз (основного – среднего состава) от 35 до 60, титан-авгит от 20 до 40, оливин до 13, рудные минералы (титаномагнетит, магнетит, ильменит) от 5 до 15, присутствуют альбит, ортоклаз, апатит, сфен, циркон [207].

В нижних частях пластовых интрузивов породы часто обогащены оливином (субщелочные оливиновые долериты), а в верхних отмечаются маломощные горизонты и шпиры пегматоидных кварцсодержащих долеритов. Воздействие интрузий ергалахского комплекса на вмещающие породы выражено наличием маломощных зон ороговикования. По петрохимическим данным породы соответствуют трахибазальтам первой пачки ивакинской свиты, что и явилось основанием для отнесения интрузий ергалахского комплекса к позднепермским образованиям [186, 207].

Пясинский комплекс (т₃P₃p) представлен силлами, дайками порфиroidных и титан-авгитовых субщелочных долеритов, габбро-долеритов. Интрузивы выделены В.А. Люлько и др. (1975, 1993) на побережье оз. Пясино по результатам поискового бурения (скв. Т-91, П-9 и др.) [207]. Тела установлены в отложениях свит девона и перми, преимущественно в виде силлов мощностью от первых метров до десятков метров и протяжённостью до первых десятков километров. Большинство тел пясинского комплекса сложены порфиroidными субщелочными долеритами. Вкрапленники кислого плагиоклаза часто достигают первых сантиметров в поперечнике. Основная масса пород обычно пойкилоофитовая, офитовая или призматическизернистая, иногда имеет трахитоидную текстуру. Минеральный состав изменяется в широких пределах (%): плагиоклаз 55 – 75, клинопироксен 15 – 35, микропегматит 2 – 7, рудные (титаномагнетит, магнетит, пирит) до 15. Отмечаются апатит, сфен, циркон. По химическому составу породы комплекса идентичны второй и третьей пачкам ивакинской свиты. [186, 207, 233].

Для пород комплекса характерно повышенное содержание титана, калия, кремнезема, фосфора, а так же, циркония, бария, ванадия. Количество никеля и кобальта минимальное относительно средних содержаний для основных пород. Контактное воздействие интрузий на вмещающие породы проявлено в виде ороговикования на расстояние от 1,5 до 5 м. от контакта.

Положение тел в разрезе и их субщелочной состав, сходный с составом субщелочных вулканитов ивакинской свиты, является основанием относить интрузивы к позднепермским субвулканическим образованиям [186, 207].

РАННЕТРИАСОВЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Фокинский комплекс (vT_1f). В состав комплекса включены пластовые и штокообразные тела с заметной дифференциацией. Они сложены преимущественно меланократовыми оливиновыми габбро-долеритами и троктолитами, в подчиненном количестве присутствуют мезократовые и кварцсодержащие долериты. Петротипом комплекса является нижнефокинская интрузия на юго-западе Норильского [186].

Нижнефокинская интрузия обнажена по берегам р. Фокина в виде полого-секущего пластового тела мощностью 135 м. в угленосных отложениях позднего палеозоя и вскрыта скважиной ДП-12 [186]. Нижняя часть интрузива представлена меланократовыми оливиновыми габбро-долеритами и троктолитами (115 м), а верхняя сложена кварцсодержащими долеритами и габбро-пегматиты (20 м). В верхнем и нижнем эндоконтактах развиты порфирировидные микродолериты (до 1,5 м), содержащие до 15% крупных вкрапленников оливина (Fa_{12-16}). В кварцсодержащих габбро-долеритах кварц в сростании с калиевым полевым шпатом составляет до 8%. В меланократовых разновидностях пород содержание плагиоклаза составляет от 15 до 28 %, количество оливина составляет от 25 до 70%, ортопироксена – до 3 % (Fs_{15-20} до Fs_{24}). Клинопироксены характеризуются высоким содержанием хрома. Состав шпинели варьирует в широких пределах независимо от принадлежности к той или иной части разреза, но преобладает хромшпинель, богатая титаном, умеренно обогащённая магнием и глинозёмом [37, 67, 44].

Для химического состава Нижнефокинской интрузии характерна высокая средневзвешенная магнезиальность (до 22%), повышенная роль титана (до 2%) и хрома (до 0,3%), но пониженное содержание глинозёма (около 9 %) [37, 44].

Время становления фокинского комплекса определено по положению в геологическом разрезе и на основании сходства вещественного состава интрузивов с породами гудчихинской свиты.

Нижнеталнахский комплекс ($v-vT_1nt$) объединяет пластовые тела и хонолиты расслоенного внутреннего строения. Основной объём тел представлен оливиновыми, пикритовыми габбро-долеритами и троктолитами, которые в верхнем эндоконтакте интрузива постепенно сменяются лейкократовыми габбро-долеритами и габбро-диоритами.

Петротипом комплекса является Нижнеталнахский интрузив, залегающий гипсометрически ниже Талнахского рудоносного массива в сульфатно-карбонатных отложениях девона и терригенных угленосных образованиях перми [32, 37, 39, 107, 186]. Массив является сложным по форме и внутреннему строению, его мощность меняется от первых десятков метров до 400 м в южной части, где интрузия образует штокообразный выступ, а северная ветвь интрузива расщепляется на несколько сближенных пластин. Основной объём

тела сложен оливиновыми габбро-долеритами и троктолитами, безоливиновые и оливинсодержащие разновидности пород слагают маломощные апофизы интрузива. В целом разрез Нижнеталнахского массива характеризуется 5 частями от кровли к подошве: Гибридно-метасоматические габбро-диориты, лейкократовые габбро-долериты, (до 100 м); оливинсодержащие и безоливиновые габбро-долериты (до 80 м); оливиновые габбро-долериты и троктолиты с линзами оливинитов (до 130 м); троктолиты перемежающиеся с оливиновыми долеритами (до 40 м); троктолиты, с линзами оливинитов (до 20 м).

В состав комплекса отнесён и Нижненорильский интрузив, залегающий под рудоносным интрузивом Норильск-1 в отложениях нижнего и среднего девона. Он представляет собой пластину мощностью до 200 м с многочисленными апофизами. Для Нижненорильского массива характерно преобладание пород, обогащённых оливином (от 25 до 55 %), в которых, отмечается интерстиционная, редкая каплевидная или шпировидная сульфидная вкрапленность существенно пирротинового состава. В верхней части интрузива залегают гибридные сиенитоподобные породы мощностью до 9 м, сложенные плагиоклазом (An_{39-48}), кварцем, микропегматитом, калиевым полевым шпатом, с подчинённым количеством карбонатов, эпидота, магнетита, ильменита. Иногда в верхней части породы обогащены биотитом (до 15 %).

Интрузивы нижнеталнахского типа отличаются от рудоносных массивов норильского типа рядом особенностей: отсутствие такситового горизонта, преобладание в разрезе интрузивов оливиновых и пикритовых габбро-долеритов при очень постепенных переходах между ними, полное отсутствие минеральных фаз протокристаллизации (хромшпинелидов, оливина, анортитовнита), полное отсутствие хромсодержащего авгита.

По петрохимическим и геохимическим характеристикам нижнеталнахский тип отличают самое низкое среди рудоносных интрузий содержание хрома, меди, никеля, платиноидов даже в пикритовых габбро-долеритах, при самом высоком до 1% содержании K_2O и низком до 1% TiO_2 , что сближает их со столь же контрастными характеристиками туклонской и надеждинской свит. Оливин во всех дифференциатах представлен одной разновидностью – магнезиальным оливином первой генерации $F_{a 6-32}$, крайне обеднённым никелем. Во всех породах широко развиты биотит и флогопит и, как следствие этого, интрузии нижнеталнахского типа имеют наиболее высокое относительное содержание калия. В пикритовых габбро-долеритах интрузий нижнеталнахского типа присутствует интерстиционная вкрапленность сульфидов преимущественно пирротинового состава с относительно малым количеством сульфидов меди и никеля, очень редко превышающая 0,1%. Тем не менее, на северо – западе Норильского плато в скважине НП-37 в интервале 1620,6 – 1624,1 м в интрузии, отнесённой к нижнеталнахскому типу, были зафиксированы богатые руды. В рудах, при достаточно высоких содержаниях цветных металлов $Cu - 2,61\%$, $N - 1,16\%$, содержания платиноидов очень низкие, (сумма менее 0,5 г/т), что резко отличает этот тип оруденения от собственно норильских интрузий.

Возраст нижнеталнахского комплекса определён по положению в геологическом разрезе и на основании сходства вещественного состава интрузивов с породами туклонской и надежнинской свит.

Курейский комплекс (uvT_k) объединяет немногочисленные интрузивы на правобережье р. Кулюмбэ, где установлены силлы и тела сложной формы с неясно выраженной дифференциацией пород среди осадочных отложений среднего, позднего палеозоя и вулканитов раннего триаса. Интрузивы мощностью до первых десятков метров сложены преимущественно мезократовыми, иногда такситовыми оливиновыми габбро-долеритами с выделениями меланократовых разновидностей долеритов и троктолитов. В верхнем эндоконтакте часто отмечаются лейкократовые кварцсодержащие габбро-долериты. В меланократовых породах, преимущественно в нижнем эндоконтакте и во вмещающих породах нижнего экзоконтакта присутствуют халькопирит-пирротиновые вкрапленные руды. Мощность вкрапленного оруденения со значимыми концентрациями цветных металлов составляет от 1 до 2 м. Иногда в нижнем эндоконтакте интрузива присутствуют шпиры массивных сульфидных руд.

Типовыми телами комплекса могут служить интрузивы Кулюмбинский и Галельский, обнажающиеся по реке Кулюмбэ и её притоку р. Халиль. Кулюмбинский интрузив мощностью от 25 м до 50-65 м локализован в отложениях тунгусской серии и сложен преимущественно оливинсодержащими габбро-долеритами с горизонтом оливиновых и пикритовых габбро-долеритов и шпирами троктолитов. В нижнем и верхнем эндоконтактах отмечаются такситовые габбро-долериты. Оливинсодержащие (до 6% оливина) и оливиновые (10-15 % оливина, Fe_{50-55}) габбро-долериты характеризуются наличием гломеропорфировых выделений таблитчатых кристаллов плагиоклаза до 35-40%. Пикритовые габбро-долериты (MgO от 10,5 до 12,20 мас.%) сложены оливином (20-30 %), плагиоклазом (40-45%), клинопироксеном (25-30%), присутствуют ортопироксен, биотит и рудные минералы. Троктолиты образуют шпиры среди пикритовых габбро-долеритов и содержат оливина до 20-30%, имеют максимальную для интрузива магнезиальность 15,03 мас.% MgO [162].

Такситовидные габбро-долериты характеризуются присутствием участков, неоднородных по составу, структуре и степени автометаморфизма. Такситовые породы (магматические брекчии) верхнего эндоконтакта сложены «обломками» безоливиновых, оливинсодержащих, оливиновых габбродолеритов, а также троктолитов, которые цементируются метасоматическими образованиями [162].

Контактные ореолы интрузивов являются высокотемпературными метаморфическими полифациальными комплексами, в строении которых участвуют спуррит-мервинитовая, пироксен-роговиковая и амфибол-роговиковая фации, сформировавшиеся на прогрессивном этапе термального метаморфизма по глинисто-доломитистым известнякам, при этом ширина зон контактового метаморфизма в несколько раз превосходят мощность интрузивов [162].

Относительное время становления интрузивов курейского комплекса определено на основании сходства их вещественного состава с базальтами моронговской свиты.

Норильский комплекс дифференцированных интрузивов с сульфидными платиноидно-медно-никелевыми рудами включает три типа интрузивов: но-

норильско-талнахский ($v\sigma-v\delta T_1 n^1$), зубовский ($v\sigma-v\delta T_1 n^2$) и круглогорский ($v\sigma-v\delta T_1 n^3$).

К норильско-талнахскому типу относятся рудоносные дифференцированные интрузивы Норильск-1, Норильск-2, Горы Черная (Норильское плато), Талнахский, Хараелахский, (Хараелахское плато), Имангдинский (бассейн р. Имангда).

Геологические условия образования, морфология и внутренне строение рудоносных интрузий, особенности их породообразующих и рудных минералов рассмотрены во многих работах [20, 23, 31 – 39, 60, 67, 81, 107, 113 – 118, 161, 162, 183, 186 и др.].

В целом, все тела норильско-талнахского типа характеризуются чётко выраженной вертикальной расслоенностью и латеральной зональностью, залегают в сульфатно-терригенно-карбонатных отложениях нижнего – среднего девона, терригенных породах тунгусской серии и в низах вулканических образований (от ивакинской до нижней части надеждинской свиты). Рудоносные интрузивы сложены горизонтами пород, называемыми дифференциатами, от кровли к подошве установленной мощности:

– от 1 до 15 м. – верхние контактовые габбродолериты, как правило, альбитизированные с ксенолитами вмещающих пород;

– от 10 до 35 м. – призматически-зернистые, безоливиновые габбродолериты участками альбитизированные с горизонтами, линзами и шширами лейкогаббро и участками платиноносных хромититов мощностью от 0,1 до 1,5 м;

– от 25 до 220 м. – оливинсодержащие и оливиновые габбродолериты, характеризующиеся массивной текстурой, образующие более 50% разреза рудоносной интрузии норильского типа;

– от 1 до 40 м. – пикритовые габбродолериты, богатые оливином породы, очень редко троктолиты, несущие густую интерстиционную (до 2 мм) и уплощенную каплевидную (до 4 см) сульфидную вкрапленность (2 – 20%), расслоенную на халькопиритовую (вверху) и пирротиновую (внизу) составляющие. В верхней части горизонта, как правило, со шширами лейкогаббро (без сульфидов) и такситов (с сульфидами);

– от 1 до 25 м. – такситовые габбродолериты, состоящие из обособлений различающихся по структуре и вещественному составу – от пикритовых габбродолеритов до лейкократовых габбродолеритов и других автолитов различающихся по структуре, а также ксенолитов с резкими и оплавленными границами. Халькопирит-пирротиновая сульфидная вкрапленность (4 – 20%) более крупная (от 1 до 5 см), резко ксеноморфная;

– от 1 до 15 м. – сидеронитовые габбродолериты, состоящие из оливиновых габбродолеритов с массивной текстурой, интерстиции которых на 20-50% сложены сульфидами, содержащие многочисленные прожилки и пропластками до 0,5 м богатых сплошных руд. Эти породы располагаются в верхней части тела богатых руд или в его кровле, когда оно сохраняет свое положение в теле интрузива, или в непосредственной близости от поля развития богатых руд, расположенного в роговиках нижнего экзоконтакта. По положению относительно других разновидностей вкрапленных руд они всегда залегают ниже пикритовых габбродолеритов, как правило, в теле такситовых габбродолеритов, нередко среди массивных контактовых разновидностей;

– от 1 до 25 м. – нижние контактовые габбродолериты массивной текстуры, часто с отчетливой гломеропорфиновой структурой, содержащие сульфидную вкрапленность (от 2 до 10%) размером от 2 до 6 мм в поперечнике.

Все интрузивы норильского типа имеют ярко выраженную латеральную зональность, чем отличаются от прочих слаборудоносных интрузивов других комплексов. На флангах рудоносных интрузивов развиты контактовые и оливинсодержащие габбродолериты, в которых в сторону осевой зоны интрузива в начале появляются линзы безрудного лейкогаббро и такситовидные габбродолериты с убогой сульфидной вкрапленностью. В сторону осевой зоны интрузива, имеющего хонолитообразную форму, очень постепенно увеличивается мощность фланговых апофиз и их количество, нарастает степень дифференциации и рудоносность. Собственно, такситовые габбродолериты с кондиционной сульфидной вкрапленностью располагаются в осевой зоне интрузива, в ее тыловой, центральной и фронтальной фации [151, 121, 123]. Пикритовые габбродолериты занимают значительно меньшую площадь, они отсутствуют на флангах и в тыловой части осевой зоны. Линзы и залежи богатых сульфидных руд развиты только во фронтальной части интрузива. Они также имеют ярко выраженную латеральную зональность, тыловая их часть сложена рядовыми халькопирит – пирротиновыми рудами, фронтальная богатыми медью и платиноидами пентландит – халькопиритовыми рудами. Тыловые части всех интрузивов норильского типа тяготеют к центрам мульды и содержат убогую пирит – пирротиновую вкрапленность, фронтальные к бортам мульды и в настоящее время все известные интрузивы норильского комплекса значительно эродированы в своих наиболее богатых оруденением частях.

Интрузив Норильск-1 расположен в северо-восточной части Норильской мульды, в зоне Норильско-Хараелахского разлома и залегает на границе эффузивных образований нижнего триаса и терригенных угленосных отложений перми. Буровыми скважинами он прослежен в субмеридиональном направлении на 13 км, его средняя мощность составляет 135 м при максимальной 420 м в южной части.

Талнахский массив расположен в южной части Хараелахской мульды и контролируется дизъюнктивно-пликативными структурами зоны Норильско-Хараелахского разлома, что и определило его хонолитоподобную форму. Интрузив прослежен на 18-20 км при ширине 0,5-1,9 км и максимальной мощности 218 м. В плане он имеет северо-восточную, центральную и юго-западную ветви, в разрезе – ассиметричное поперечное сечение с максимальной мощностью западной части и острым восточным выклиниванием с расщеплением на 1-3 пластовых тела оливинсодержащих габбродолеритов с горизонтом и линзами лейкогаббро, мощностью от 60 до 20 м, прослеженных на восток до истоков р. Валек, то есть на 16 км. Интрузия полого (4-7°) погружается в северо-восточном направлении от подошвы эффузивов верхней перми – нижнего триаса, пересекая пермские, каменноугольные, верхне и среднедевонские отложения.

Хараелахский дифференцированный рудоносный интрузив расположен стратиграфически и гипсометрически (на 200-300 м) ниже Талнахской интрузии и залегает среди отложений нижнего-среднего девона (курейская, развез-

дочнинская, мантуровская свиты). Массив по строению подобен Талнахскому, отличается тем, что основная осевая часть интрузива разделяется на серию сближенных тел разновеликой мощности. Ответвления представляет собой узкие лентовидные тела шириной 0,6-0,8 км, длиной 5-8 км при мощности от первых десятков метров до 150-250 м. Наиболее мощные из них дифференцированы подобно разрезу Талнахского интрузива, которые постепенно сменяются маломощными (10-30 м) слабо расслоенными пластинами оливиновых, оливинсодержащих габбро-долеритов и порфиридных долеритов. Западный фланг интрузива расположен гипсометрически выше в отложениях мантуровской свиты, и состоит из серии обособленных тел, часто дифференцированных, сопровождаемых апофизами, магматическими брекчиями и сульфидной минерализацией.

Имангдинский интрузив является пологосекущей пластиной с крутыми бортами, раздувами и пережимами, разветвлениями и апофизами на контакте силурийских и девонских отложений в зоне Имангдинско-Летнинского разлома. Протяжённость массива составляет 6 км, мощность колеблется от 30 до 100 м. В породах нижнего эндоконтакта (пикритовых и такситовых габбро-долеритах) присутствует сульфидная медно-никелевая минерализация, составляющая до 10% объёма породы. Для Имангдинского интрузива характерны мощные зоны контактово-метасоматических изменений вмещающих пород, в кровле их ширина составляет от 60 до 80 м, а в нижнем экзоконтакте – от 20 до 40 м.

К нижней части интрузий норильско-талнахского типа приурочено богатое вкрапленное, реже жильное комплексное пентландит-халькопирит-пирротинное оруденение с платиноидами, кобальтом, золотом и др. промышленно ценными элементами. В эндо- и экзоконтактах тел развито прожилково-вкрапленное оруденение, крупные линзы и залежи (мощностью до 45 м.) сплошных сульфидных руд того же состава, образующие уникальные промышленные сульфидные платиноидно-медно-никелевые месторождения (Норильск I, Талнахское, Октябрьское).

Особенностью пород данного типа интрузивов является высокая степень основности в меланократовых разновидностях содержание (%): SiO_2 от 32 до 41, MgO до 29, TiO_2 менее 0,7, $(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$ менее 1,5. В мезо – и лейкократовых разновидностях: MgO в среднем 7%, TiO_2 от 1,5 до 3%, $(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$ в среднем 2,5%. Минеральный состав пород норильского комплекса характеризуется наличием кумулятивных минеральных фаз протокристаллизации (оливин, анортит и хромшпинелиды), присутствием ортопироксена в нижних дифференциатах, средней величиной железистости оливина в верхних и нижних частях интрузивов и повышенным содержанием Cr_2O_3 и NiO в магнетитовых оливинах. В меланократовых разновидностях присутствуют: хромит, магнетит, хризолит (Fa_{15-25}) содержащий Cr и Ni , 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 мезо – и лейкократовых разновидностях присутствуют: титанистый авгит (TiO_2 0,7 – 0,9 %, FeO до 8%), геалосидерит (Fa_{30-46} %). В пикритовых габбро-долеритах клинопироксены имеют высококонтрастную цветовую зональность, характерна зелёная, хромистая его разновидность богатая Al_2O_3 , Cr_2O_3 , CaO , MgO .

С интрузиями норильско-талнахского типа связаны интенсивные гидротермально-метасоматические преобразования вмещающих пород. Контактные ореолы по ширине превосходят мощность интрузива и представлены полифациальными контактово-метаморфическими комплексами [38, 162].

В составе контактовых зон интрузива Норильск-1 развиты: 1) Роговики кордиеритовые по углистым сланцам; 2) Скарны диопсид-ферроавгит-амфибол-сфен-альбитовые с волластонитом, везувианом, гранатом; 3) Метасоматиты кварц-полевошпатовые, биотит-полевошпатовые; эпидот-пренит-кальцитовые, хлорит-амфибол-кальцитовые; 4) Жилы – кальцит, цеолит, пренит, кварц, датолит, хлорит, серпентин.

Талнахский и Хараелахский интрузивы сопровождаются магматогенными брекчиями и мощными (до 400 м.) контактными ореолами. В зависимости от состава исходных пород, в них присутствуют различные метасоматические образования: 1) Мраморы бруситовые, апопериклазовые, серпентин-бруситовые и роговики клинопироксеновые с форстеритом, шпинелью, флогопитом, плагиоклазом, ангидритом и кальцитом, гиперстен-кордиерит-биотит-ортоклаз-плагиоклазовые со шпинелью и магнетитом; 2) Скарны фассаитовые, шпинель-фассаитовые, форстеритовые, монтичеллитовые и флогопитовые магнезиальные; кальцифиры, ангидритофиры; 3) Известковистые скарны с волластонитом, везувианом, гранатом, гидрогранатом, кальцитом, ангидритом; 4) Метасоматиты бруситовые, хлоритовые, серпентиновые, с гидрогранатом, ангидритом, кальцитом, биотит-полевошпатовые крупнозернистые, кварц-хлорит-слюдистые, слюдисто-хлорит-альбитовые, хлоритослюдистые с турмалином; 5) Жилы – кальцит, цеолит ангидрит, гипс, серпентин, хлорит, пектолит [162].

Зубовский тип интрузий ($u\sigma-v\delta T, n^2$) представлен дифференцированными телами подобными интрузивам норильско-талнахского типа по морфологии и составу, но характеризуются постепенными переходами между горизонтами оливиновых и пикритовых габбро-долеритов. Отличительной особенностью является небольшой объём горизонта пикритовых габбро-долеритов и троктолитов, которые слагают отдельные неправильной формы тела среди оливиновых габбро-долеритов. Иногда пикритовые габбро-долериты не проявлены в разрезе, а нижний горизонт слагают оливиновые габбро-долериты [37].

К данному типу отнесены интрузивы г. Зуб-Маркшейдерская, Вологочанская, Буркан (Норильского плато), верхняя Тулаек-Тасская (Хараелахское плато), Мантуровская (бассейн р. Имангда) и др. Они сложены пикритовыми габбро-долеритами, троктолитами, оливиновыми габбро-долеритами. В составе верхних горизонтов тел принимают участие габбро-диориты, лейкогаббро, а также гибридные породы вплоть до гранодиоритов и граносиенитов. Нижние части тел, при наличии такситовых и пикритовых габбро-долеритов, содержат сульфидное оруденение. В сравнении с интрузивами норильско-талнахского типа, породы зубовских тел не обогащены кумулятивной минеральной фазой протокристаллизации (хромшпинелиды и битовнит-анортитом). Они отличаются высоким (более 30%) содержанием плагиоклаза в пикритовых габбро-долеритах, малым количеством хромсодержащего авгита, более низким содержанием хрома и более высоким содержанием титана в отдельных дифференциатах [207]. В целом, интрузии зубовского типа менее

основные, чем интрузии норильско-талнахского типа и несут преимущественно вкрапленные, редко сплошные сульфидные руды.

Зуб-Маркшейдерский дифференцированный интрузив, открыт в 1940 г. Ю.М. Шейнманном и детально изучен М.Н. Годлевским (1959 г.) и И.А. Коровяковым (1963 г.). Массив расположен в зоне Далдыканского разлома среди глинисто-сульфатно-карбонатных отложений нижнего-среднего девона и представляет собой сложную пластовую залежь с раздувами, пережимами и ответвлениями. Мощность тела колеблется от первых десятков метров до 220 м., протяжённость более 6 км, при ширине до 2,5 км в северной его части. Расслоенность Зуб-Маркшейдерского интрузива выражена в разрезе четырьмя горизонтами пород от (кровли к подошве) [186]: 1) Габбро-диориты и гибридные породы изменчивые по составу (10 – 60 м.); 2) Габбро-долериты призматически-офитовой, офитовой структуры (30 м); 3) Оливиносодержащие и оливиновые габбро-долериты (60 м.); 4) Оливиновые и пикритовые габбро-долериты с подчинённым количеством их такситовой разновидности (23 – 29 м.). Мощность Зуб-Маркшейдерского интрузива составляет от 123 до 180 м.

Кварцевые диориты, габбро-диориты и гибридные породы в различной степени обогащены биотитом, содержат наряду с плагиоклазом ортоклаз, кварц и микропегматит. Вторичные процессы выражены в амфиболитизации и хлоритизации клинопироксена.

Оливиновые и оливиносодержащие габбро-долериты имеют офитовую и пойкилоофитовую структуру. Количество оливина увеличивается вниз по разрезу от 7 до 20%. Плагиоклаз преобладает над клинопироксеном, постоянно присутствует ортопироксен, биотит, реже встречаются кварц, амфибол, калиевый полевой шпат.

Пикритовые габбро-долериты не образуют отчётливо локализованного горизонта, но тяготеют к нижней части разреза, где чередуются с оливиновыми и такситовыми габбро-долеритами. В породах присутствуют сульфиды, которые иногда достигают значительных содержаний в такситовых разностях. Такситовые породы не всегда проявлены в разрезе и заметно отличаются по своему облику от аналогичных образований в телах норильско-талнахского типа за счёт преобладания пойкилоофитовой структуры и неясно выраженной атакситовой текстуры.

Главные разновидности пород в сравнении с породами интрузивов норильско-талнахского типа, отличаются более высокой железистостью темноцветных минералов и меньшей основностью плагиоклаза. В целом, для них характерно повышенная кремнеземистость, железистость и титанистость и низкая магнезиальность в сравнении с интрузивами норильско-талнахского типа. Заметно повышена сумма щелочей при существенной роли натрия в породах [162].

Интрузивы зубовского типа оказывают интенсивное контактово-метаморфическое воздействие на вмещающие породы. Для центрального тела Зуб-маркшейдерского интрузива мощность верхнего экзоконтактового ореола достигает 100 м., а нижнего от 25 до 55 м. В сравнении с контактовыми ореолами интрузий норильско-талнахского типа им свойственно заметное распространение метаморфитов амфибол-роговиковой фации за счёт сокра-

щения объёма пироксен-роговиковой фации, а также, меньшее распространение метасоматитов послемагматической стадии [162].

Круглогорский тип интрузий ($v\sigma-v\delta T_1 n^3$) представлен пластовыми и линзовидными телами, дифференцированными от оливиновых, оливинсодержащих габбро-долеритов до лейкогаббро. К данному типу относятся интрузивы г. Круглой, руч. Заячьего, гряды Лесной, р. Олор и др., имеющие не большую мощность (15 – 20 м, реже до 40 м). Обычно, в составе тел преобладают порфировидные, крупнозернистые лейкократовые габбро, состоящие на 40 – 60% из крупных таблитчатых кристаллов анортит-битовнита (An_{85-95}). В ядрах кристаллов анортита установлено наличие реликтов магнезиального оливина (Fa_{10}) и шпинели. Основная масса лейкогаббро имеет пойкилоофитовую структуру и сложена более кислым плагиоклазом, пироксенами и оливином двух генераций. Тела лейкогаббро пространственно связаны с рудоносными интрузивами, они слагают перемычки между западной (Угольный ручей) и восточной (Медвежий ручей) ветвями интрузива Норильск-1. В виде субпластовых тел они широко развиты на западных и восточных флангах Талнахского интрузива (интрузия гряды Лесной, Олорская, руч. Заячьего) и к югу от Черногорской интрузии (интрузия г. Круглой).

По геологическим и минералого-петрографическим признакам интрузии круглогорского типа рассматриваются как образования ранних фаз становления дифференцированных рудоносных интрузивов и имеют важное поисковое значение, иногда они содержат редкую (до 3 – 5 %) вкрапленность сульфидов. [207].

Возраст рудоносных интрузивов норильского комплекса многократно определялся в центре изотопных исследований ФГУП «ВСЕГЕИ» [116, 117, 118, 209, 241] и других лабораториях мира. В настоящее время геохронология интрузивов Норильского района базируется, в основном, на данных U-Pb SIMS SHRIMP метода по аксессуарным цирконам (приложение 2.). Получен большой массив фактических данных U-Pb возраста цирконов магматического и постмагматического генезиса из пород интрузивов. Реальными же являются только два возрастных значения: ~ 250 и ~ 230 млн. лет., которые прослеживаются в разных интрузивах Норильского комплекса. На основании полученных данных определено два главных этапа внедрения и кристаллизации силикатного расплава в эволюции магматической системы интрузий: ранний = 254 ± 4 и поздний = 244 ± 4 млн. лет. Общая продолжительность магматической и метасоматической активности составляет около 10 млн. лет. [241].

Оганерский комплекс ($v-v\beta T_1 o$) представлен пластовыми, часто многоярусными телами, штоками, дайками сложной морфологии, локализованными в отложениях среднего и верхнего палеозоя и в туфолавовых образованиях нижнего триаса. Интрузивы оганерского комплекса широко распространены в пределах Норильского, Хараелахского и западной части Сыверминского плато. Их мощность изменяется от первых метров до десятков и сотен метров, протяжённость достигает 10 – 15 км. Основной объём тел сложен долеритами и оливиновыми габбро-долеритами, иногда присутствуют контактовые магматические брекчии. Наиболее мощные тела слабо дифференцированы, что выражается в наличии шлировидных обособлений и жил крупнозернистых лейкократовых габбро-долеритов с кварцем и гранофиром.

Многочисленные интрузивы оганерского комплекса концентрируются в бассейне р. Фокина вдоль тектонических зон северо-восточного простираения [187]. Обычно это недифференцированные пластовые и пологосекущие тела мощностью от нескольких метров до 100 – 150 м. Интрузивы сложены долеритами и габбро-долеритами пойкилоофитовой, офитовой, габбро-офитовой и интерсертальной структуры. Их минеральный состав: плагиоклаз (от лабрадора до битовнита), клинопироксен ($\text{En}_{31-53}\text{Wo}_{37-40}\text{Fa}_{10-30}$), оливин (гиалосидерит – хризолит), титаномагнетит, ильменит, микропегматит, хлоритизированное стекло. Отмечаются также сфен, апатит. Вторичные минералы представлены иддингситом, боулингитом, хлоритом, актинолитом и пренитом. Кварцевые долериты и габбро-долериты содержат кварц и микропегматит (до 14%). По химическим характеристикам интрузии оганерского типа близки составу базальтов от сыверминской до самоедской свит вулканогенной толщи раннего триаса и, по сути, представляют нерасчлененный нижнетриасовый комплекс недифференцированных интрузий.

Долериты краевых зон, а также маломощных силлов обладают гломеропорфировой структурой, часто эпидотизированы, амфиболизированы, хлоритизированы. Кварц и микропегматиты характерны для прикровлевых горизонтов тел. Контактные изменения вмещающих пород отмечаются вблизи крупных интрузий в виде ороговикования и скарнирования [187].

Относительный возраст тел оганерского комплекса принят на основании их положения в геологическом разрезе и по сходству вещественного состава с породами самоедской свиты раннего триаса.

РАННЕ-СРЕДНЕТРИАСОВЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Моронговский комплекс ($uvT_{1-2}m$) объединяет интрузивы центральной части Норильского плато, залегающие в вулканических породах надеждинской, моронговской и мокулаевской свит в виде пластовых тел и даек сложной формы. Известно несколько тел одноименных с названием гор Моронго, Руинная, Пегматитовая, Путаная. Протяжённость отдельных интрузий достигает нескольких километров, а для группы интрузий (от г. Пегматитовой до г. Путанной) – более 10 км при ширине 1,5 – 2,0 км при видимой мощности от нескольких десятков метров до 374 м. (интрузия г. Путанной) [207].

По внешнему облику и характеру дифференциации интрузивы гг. Моронго, Путанной, Пегматитовой наиболее близки интрузиям нижнеталнахского комплекса. В разрезе присутствуют следующие горизонты: верхние контактовые габбро-долериты, безоливиновые, оливинсодержащие, оливиновые, троктолитовые и пикритовые, нижние контактовые габбро-долериты. Переходы от оливиновых к пикритовым габбро-долеритам постепенные, такситовый горизонт отсутствует. Меланократовый горизонт имеет монотонное строение, с редкими мелкими шлирами крупнозернистых лейкократовых габбро-долеритов и вкрапленностью сульфидов. Пикритовые габбро-долериты имеют состав: оливин Fa_{5-19} – 44,9%, плагиоклаз (вкрапленников – An_{80-96} , основной массы An_{58-78}) – 40,5%, клинопироксен Fs_{9-18} – 11,4%, биотит – 1%, рудные – 1,7%, вторичные – 0,5%.

Все породы комплекса характеризуются высоким содержанием плагиоклаза: даже в наиболее магнезиальных пикритовых габбро-долеритах его содержание более 40%. Наличие порфириковых таблитчатых кристаллов плагиоклаза и их гломеровые сростки придают породам моронговских интрузий характерную порфиривидную структуру и полосчатую текстуру.

Породы интрузивов моронговского комплекса обладают высокой магнезиальностью при очень низком содержании хрома ($0,005-0,02 \text{ Cr}_2\text{O}_3$) за счёт отсутствия в их составе хромшпинелидов и хромсодержащего авгита. По этим признакам они сопоставимы с породами нижнеталнахского комплекса, но резко отличаются от последних высоким отношением натрия к калию [207]. Сульфидное оруднение, связанное с интрузивами моронговского комплекса представлено редкой рассеянной вкрапленностью пирротина и халькопирита, иногда с пентландитом. Тем не менее, на юго-западе Норильского плато в каньоне р. Серебряная, известно рудопроявление «шлир Куличенко». Шлир представляет собой линзу оруденелых габбродолеритов длиной 12 м, шириной до 5 м, при мощности в средней части до 1,2 м, где в богатых рудах меди 2,44%; никеля 0,42%, суммы платиноидов 5,3 г/т, что резко отличается своим соотношением от руд собственно норильского типа.

Экзоконтактовые изменения в связи с интрузиями моронговского комплекса выражаются в образовании пироксен-плагиоклазовых роговиков (от 5 до 10 м) с биотитом, амфиболом, хлоритом, а иногда и мономинеральных плагиоклазитов.

Ранне-среднетриасовый возраст тел моронговского комплекса принят условно на основании их положения в геологическом разрезе и по сходству вещественного состава с эффузивами свит верхней части вулканогенной толщи раннего-среднего триаса.

Далдыканский комплекс ($v\beta\Gamma_{1-2}d$) представлен телами безоливиновых, оливинсодержащих, реже оливиновых габбро-долеритов пойкилоофитовой структуры со шлирами габбро-пегматитов. Это значительные по площади (сотни квадратных километров) и сложнопостроенные интрузии, представляющие собой сочетание субпластовых тел, переходящих на отдельных участках из одного стратиграфического горизонта в другой в виде крутосекущих даек. Субпластовые тела располагаются преимущественно среди девонских и каменноугольно-пермских отложений, дайки широко развиты в вулканогенной толще раннего триаса, пересекая самые молодые образования вплоть до самоедской свиты включительно. Мощность интрузивов достигает 100 м и более. [207].

Примером может служить Далдыканский пластовый интрузив, протягивающийся от горы Круглая до массива Норильск-2, где вмещающими породами являются вулканические ивакинской и надеждинской свит и далее простирается на север до горы Зуб-Маркшейдерская, залегая в отложениях девона в виде двух ветвей – юго-западной и север-северо-западной. В зонах тектонических нарушений пластовое тело переходит в крутопадающие дайки пересекающие тела оганерского и норильского комплексов [186].

В наиболее мощных интрузивах (Далдыканский, Средне-Ергалахский) отмечается слабая дифференциация: зона верхнего эндоконтакта сложена микродолеритами, ниже идут безоливиновые и оливинсодержащие пойкилоофи-

товые долериты со шлирами габбро-пегматитов, иногда объединяющиеся в горизонт феррогаббро, далее в средней и нижней частях тела преобладают крупнопятнистые пойкилоофитовые существенно оливиновые габбро-долериты. По составу и внутреннему строению интрузивы далдыканского комплекса очень схожи с телами оганерского комплекса, отличаясь от них, прежде всего, отрицательным направлением вектора остаточного намагничивания, а также высокой титанистостью, несколько большей основностью, железистостью и меньшей щелочностью [207].

Воздействие интрузивов комплекса на вмещающие породы выражено в образовании роговиков на расстоянии от 5 до 40 м от контакта. На отдельных участках отмечается скарпирование.

Ранне-среднетриасовый возраст тел далдыканского комплекса принят условно на основании их положения в геологическом разрезе, с учётом секущих отношений к породами самоедской свиты.

ПОЗДНЕТРИАСОВЫЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

Болгохтохский комплекс ($\gamma\Gamma_3b$) представлен единственным штоком гранитов и граносиенитов в бассейне р. Болгохтох вскрытым скважинами непосредственно под четвертичными отложениями. Интрузив расположен в ядре антиклинальной складки, сложенной карбонатно-терригенными и гипсоносными отложениями ордовика, силура и девона, кровля штока эродирована. Сечение тела по поверхности эрозионного среза составляет 2,1 x 2,3 км, при вертикальной мощности более 2,2 км.

Болгохтохский массив сложен крупнозернистыми порфиroidными, обычно окварцованными субщелочными гранитами, граносиенитами и гранодиоритами. Минеральный состав пород изменяется в значительных пределах (%): калиевый полевой шпат (25 – 50), кварц (25 – 40), плагиоклаз-альбит-олигоклаз, иногда андезин (15 – 30), биотит и роговая обманка (3 – 10), присутствуют апатит, сфен, циркон, монацит, ортит. Из вторичных минералов распространены серицит и хлорит. Апофизы массива и жилы во вмещающих породах, сложены мелкозернистыми гранитами и сиенитами с крупными (до 1 – 2 см) фенокристаллами полевого шпата и плагиоклаза, часть жил представлена аплитами и лампрофирами [33, 37, 186].

Сиенит-аплиты имеют состав (%): ортоклаз (65-80), плагиоклаз ряда альбит-олигоклаз (5 – 15), кварц (до 5). В гранит-аплитах содержание кварца увеличивается до 20 – 30 %, ортоклаз составляет 55 – 65 %, плагиоклаз – 15 – 20 %.

Лампрофиры образуют жилы мощностью от сантиметров до первых метров, секущие породы штока, по составу относятся к вогезитам и минеттам, состоящим примерно в равном количестве из полевых шпатов и темноцветных минералов (роговой обманки или биотита) с аксессуарными апатитом, сфеном и др.

Болгохтохские гранитоиды несколько пересыщены глиноземом и обогащены щелочами (калий преобладает над натрием), титаном, цирконием, фос-

фором. Порфиroidные разновидности пород содержат повышенную концентрацию молибдена, меди, свинца, цинка, иногда, вольфрама [186].

Болгохтохский массив сопровождается мощной (от 100 до 400 м) контактовой зоной роговиков и метасоматитов, представленных альбититами, микроклинитами, форстеритовыми, пироксен-форстеритовыми, гранат-пироксеновыми скарнами, мусковит-кварцевыми и слюдяными грейзенами. Грейзенизация проявляется в форме многочисленных маломощных жил, образующих зоны мощностью до 20-30 м.

С гранитоидами связано медно-молибденовое оруднение, преимущественно в экзоконтактовых метасоматитах (кремнисто-глинозёмистых, известковых и магнезиальных скарнах). Рудная вкрапленность и прожилки сложены пиритом, пирротинном, галенитом, сфалеритом, халькопиритом магнетитом и молибденитом.

По отношению к интрузивам основного состава болгохтохский шток является более поздним, о чем свидетельствует образование пород гранат-эпидот-пироксенового состава (родингитов), метасоматически замещающих силлы долеритов раннего триаса и возникших под воздействием гидротермальных растворов, генерируемых гранитоидной интрузией [207]. Этот косвенный признак согласуется с результатами определения абсолютного возраста вторичных (метасоматических) процессов, проявленных во всех интрузивах района – 225-230 млн.лет ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) и соответствует результатам датирования болгохтохских гранитоидов U-Pb методом по цирконам – 229.0 ± 0.4 млн. лет. [241].

ПОЗДЕПЕРМСКИЕ И РАННЕ-СРЕДНЕТРИАСОВЫЕ ЭКСПЛОЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

На геологической карте немасштабным знаком показаны вулканические жерла и трубки взрыва без подразделения по возрасту, составу и принадлежности к интрузивным комплексам. Эксплозивные образования связаны с периодической активизацией магматической деятельности и формированием трапповой формации района со значительным количеством субвулканических тел и пирокластического материала.

Во многих случаях вслед за эксплозиями следовали излияния лав, в южной части Хараелахской мульды установлено субвулканические тела титан-авгитовых долеритов являющихся подводными каналами для титан-авгитовых базальтов [186]. Промежуточное положение занимают агломератовые лавы, которые представляют собой своеобразную брекчиевидную стекловатую породу зеленовато-серого, красновато-бурого, серого цвета. Границы между обломками пород и основной массой не имеют чётких границ. Породы сложены угловатыми и неправильными по форме обломками витрофирового базальта, представляющего собой пузыристую лаву. Обломки стекла и связующая масса не имеют чётких границ, часто обломки состоят из густой сети лейст плагиоклаза, погруженных в черное или зеленоватое стекло. Отмечается кварц, калишпат. Подобный центр излияния титан-авгитовых базальтов установлен Т.К. Ивановой (1973) в районе горы Чёрной [186].

Большая часть трубок взрыва заполнена брекчией, состоящей из эруптивных обломков и туфового материала (глыбовые агломератовые туфы). Обломочный материал представлен базальтами, долеритами, песчаниками, углями, углистыми сланцами. За пределами вулканического жерла глыбовые и агломератовые туфы замещаются туффитами, туфопесчаниками. Мощность их в пределах эксплозивного центра составляет от 80-100 до 300 метров [186].

Примером проявления эксплозивного магматизма могут служить Кета-Ирбинский и Микчандинский палеовулканы [186]. Кета-Ирбинский палеовулкан расположен в зоне Имангдинско-Летнинского разлома в среднем течении реки Кета-Ирбо. В правом борту долины реки обнажаются агломератовые туфы, количество обломочного материала варьирует от 5 до 40%, размер обломков от нескольких сантиметров до 1-2 метров и представлен обломками базальтов и песчаников. В эруптивных брекчиях обломки представлены сыверминскими базальтами, песчаниками, туфами. Размер отдельных глыб достигает первых метров. Туфы перекрываются туклонскими базальтами, подстилаются сыверминскими. Мощность туфов составляет 250-300 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 [186].

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Исследование состава магматических пород в период после издания Госгеолкарты-1000 новой серии [44] проводится, в основном, с целью разработки геохимических, изотопно-геохимических и изотопно-геохронологических критериев прогноза богатого сульфидного медно-никелевого оруденения Норильского промышленного района [18, 19, 81, 116, 117, 118, 209, 241]. Особое внимание уделяется интрузивам норильского комплекса, внедрение которых обеспечивало приток рудного вещества, а также создавало оптимальный энергетический баланс для формирования месторождений.

Содержание химических элементов и спектры их распределения в породах норильского комплекса показывают, что нарастание основности и магнезиальности состава в ряду от лейкократовых к пикритовым разновидностям пород хорошо коррелируется с устойчивой тенденцией к увеличению содержания элементов сидерофильной группы и благородных металлов: Cu, Pt, Pd, Au, Ag (табл. 1, рис. 1). Концентрации же некогерентных (лиитофильных, редких и особенно редкоземельных) элементов в этом ряду наоборот закономерно снижаются. Кривые, соответствующие дифференциатам норильско-талнахского типа интрузий, характеризуется сходной конфигурацией (рис. 1). Их пологость в области REE отражает низкие значения лантан-иттербиевого отношения (от 3,4 в безоливиновых габбро-долеритах до 4,8 в троктолитах и пироксенитах). Наличие стронциевых положительных и тантал-ниобиевых отрицательных аномалий свидетельствует о присутствии в исходном расплаве значительного количества вещества нижней коры. Высокие содержания

кобальта, никеля, меди и ассоциирующих с ними ЭПГ и золота, указывают на участие в процессах пороодо- и рудообразования и более глубинного агента. Гетерогенность магматического расплава наиболее контрастно проявляется в геохимическом спектре вещества рудных горизонтов, содержащего от 20 до 80% сульфидов, представленных, в основном, пирротинном, пентландитом, халькопиритом, кубанитом и борнитом. Соответствующая кривая демонстрирует самые высокие уровни содержаний сидерофилов и благородных металлов в сочетании с общим пониженным фоном некогерентных элементов, которому присущи одновременно мантийные (отрицательные стронциевая и европиевая аномалии) и коровые (отрицательная тантал-ниобиевая аномалия, повышенное лантан-иттербиевое отношение) черты. Такими особенностями химического состава не обладает в полной мере ни одна из прочих пород норильско-талнахского типа интрузий. По соотношению сидерофильных и редких элементов наибольшую близость к руде проявляют пикритовые разновидности пород, являющиеся, продуктом наиболее глубинного магматического очага и послужившие транспортёром никеля, меди и ЭПГ к местам формирования месторождений. Однако принципиальные различия в распределении содержаний некогерентных элементов в этих породах позволяют говорить о парагенетической связи пикритовых габбро-долеритов лишь с металлической (Ni, Cu, ЭПГ) составляющей вещества руды.

Оливинсодержащие и безоливиновые габбро-долериты тел зубовского типа по степени основности и магнезиальности близки аналогичным членам дифференцированного ряда пород норильско-талнахского типа. Содержания сидерофильных элементов, ЭПГ и золота в них заметно ниже, чем в пикритовых габбро и габбро-долеритах, и тем более в веществе рудных горизонтов норильско-талнахского типа (табл. 1). В распределении литофилов и REE сохраняется выявленная для норильско-талнахского типа закономерность постепенного увеличения их концентраций с понижением основности и магнезиальности (рис. 2).

Габбро-долериты и лейкогаббро круглогорского типа интрузий по основности и магнезиальности значительно уступают базитам зубовского и тем более пикритовым габброидам норильско-талнахского типа. В распределении содержаний химических элементов сохраняется тенденция дальнейшего обеднения пород сидерофилами и обогащения литофилами (LILE) и REE (рис. 3).

Средние содержания металлов и элементов-примесей в породах интрузивных комплексов Норильского района

№ пп	n	Cr ppm	Co ppm	Ni ppm	Cu ppm	Pd ppm	Ag ppm	Pt ppm	Au ppm	Rb ppm	Ba ppm	Th ppm	U ppm	Nb ppm	Ta ppm	Sr ppm	Y ppm	Zr ppm	Hf ppm	La ppm	Ce ppm	Pr ppm	Nd ppm	Sm ppm	Eu ppm	Gd ppm	Tb ppm	Dy ppm	Ho ppm	Er ppm	Tm ppm	Yb ppm	Lu ppm
1	1	17,2	39,3	34,2	85,2	0,015	0,053	0,002	0,004	59,5	890	7,51	3,67	42,1	2,96	423	50,3	405	7,29	63,6	134	15,5	64,8	11,8	2,78	11,4	1,63	8,93	1,8	5,11	0,69	5,01	0,74
2	3	26,4	32,8	47,3	121	0,015	0,052	0,003	0,006	58,6	540	5,02	0,7	21,3	1	609	29,1	257	6,73	33,5	72,9	9,11	38,4	8,7	2,89	8,28	1,14	5,85	1,12	2,95	0,41	2,49	0,33
3	33	1160	187	3300	5870	1,03	1,76	0,36	0,066	6,98	60,6	0,5	0,18	1,77	0,14	107	9,91	37,8	0,98	3,66	7,78	1,06	4,78	1,36	0,5	1,46	0,25	1,71	0,39	1,06	0,15	0,95	0,15
4	6	521	106,5	1330	2310	0,505	0,63	0,13	0,036	11,4	83,5	1,56	0,3	3,04	0,31	219	17,35	71,5	1,53	8,08	20,1	2,51	10,95	2,69	0,74	2,73	0,46	2,74	0,62	1,71	0,28	1,65	0,27
5	22	355	92,2	881	720	0,215	0,155	0,125	0,023	10,8	89,2	0,7	0,26	2,42	0,17	196	13,7	48,1	1,44	4,72	10,3	1,37	6,79	1,86	0,67	1,98	0,37	2,48	0,51	1,47	0,21	1,3	0,21
6	19	208	54,9	185	157	0,054	0,068	0,018	0,007	12,7	119	0,85	0,34	3,6	0,22	230	19,8	71	1,87	6,76	15,2	2,01	9,43	2,53	0,96	2,99	0,54	3,47	0,72	2,06	0,32	2,01	0,32
7	35	181	53,6	168	202	0,053	0,084	0,019	0,006	17,2	136	0,98	0,41	3,63	0,24	275	19,2	65,2	1,84	6,32	14,4	1,91	8,87	2,58	0,92	2,98	0,51	3,38	0,71	2,03	0,29	1,92	0,3
8	38	137	57,5	335,5	643,5	0,38	0,29	0,12	0,024	20,2	150	0,86	0,37	3,32	0,22	257	18,5	62,4	1,75	6,02	13,7	1,84	8,69	2,36	0,88	2,69	0,47	3,19	0,68	1,83	0,27	1,81	0,28
9	24	51,3	1455	29950	39300	5,22	3,08	1,03	0,1	н/о	18,0	0,72	0,32	1,65	0,07	24,7	3,61	23,1	0,58	3,43	8,08	0,72	3,1	0,63	0,22	0,71	0,12	0,67	0,14	0,39	0,058	0,42	0,06
10	6	305	56,4	238	205	0,045	0,091	0,033	0,01	13,3	109	0,68	0,3	2,45	0,16	219	14,2	50,25	1,32	4,86	10,25	1,46	6,52	1,83	0,72	2,1	0,38	2,34	0,54	1,47	0,21	1,44	0,21
11	12	142	52,9	120	180	0,029	0,107	0,013	0,006	17,55	117,5	0,91	0,41	3,63	0,22	232	19,45	61,9	1,68	6,82	14,75	2,03	9,07	2,7	0,97	3,02	0,54	3,47	0,76	1,96	0,32	1,82	0,28
12	6	140	38,5	81	81	0,019	0,024	0,013	0,006	27,35	256	1,94	0,61	8,55	0,51	382	20,8	117	2,86	12,92	27,83	3,59	15,2	3,79	1,19	3,74	0,6	3,9	0,81	2,19	0,31	1,97	0,31
13	3	253	53,7	138	156	0,032	0,026	0,014	0,007	22,9	272	1,06	0,43	4,06	0,3	335	24,9	85	2,2	7,5	17	2,31	11,4	3,23	1,02	3,44	0,63	3,98	0,88	2,43	0,36	2,45	0,35
14	6	87,45	57,75	104	189	0,019	0,033	0,014	0,006	10,55	129	1,05	0,44	5,23	0,33	210	28,2	103	2,77	7,75	18,75	2,74	13,3	3,59	1,31	4,56	0,73	4,98	1,04	3,05	0,43	2,85	0,43
15	8	142	54,75	120	287	0,032	0,074	0,009	0,006	12,35	140	1,07	0,43	5,89	0,4	203	29,7	107	3,02	8,86	20,3	2,84	13,5	3,95	1,43	4,57	0,79	5,16	1,09	3,09	0,46	2,82	0,42

Примечание: Анализы выполнены в центральной лаборатории ФГУП «ВСЕГЕИ» [223], n – количество анализов, н/о – не определено.

Ергалахский комплекс:

1 – субщелочной долерит;

Пясинский комплекс:

2 – субщелочной долерит;

Норильский комплекс, норильско-талнахский тип:

3 – пикритовые габбро-долериты, 4 – троктолиты, пироксениты, 5 – оливиновые габбро-долериты, 6 – оливинсодержащие габбро-долериты,

Норильский комплекс, зубовский тип:

7 – безоливиновые габбро-долериты, 8 – лейкогаббро и такситовые габбро-долериты, 9 – оруденелое габбро;

Норильский комплекс, круглогорский тип:

10 – оливиновые и оливинсодержащие габбро-долериты, 11 – безоливиновые габбро-долериты;

Оганерский комплекс:

12 – лейкогаббро и оливинсодержащие габбро-долериты;

Моронговский комплекс:

13 – долериты и габбродолериты;

Далдыканский комплекс:

14 – габбродолериты и троктолиты;

15 – долериты.

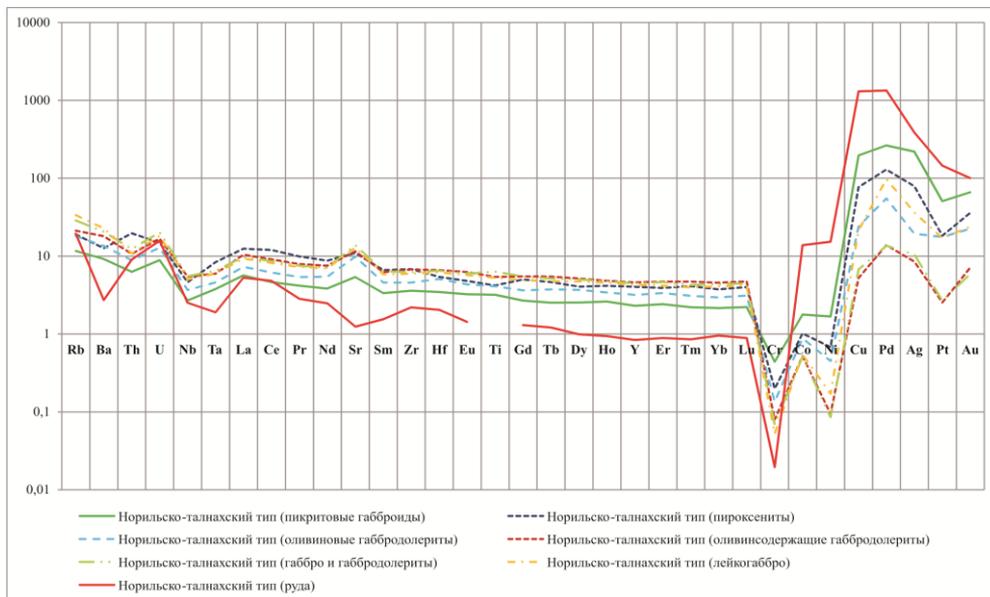


Рис. 1. Спайдер-диаграммы распределения содержаний химических элементов в породах норильско-талнахского типа интрузий норильского комплекса

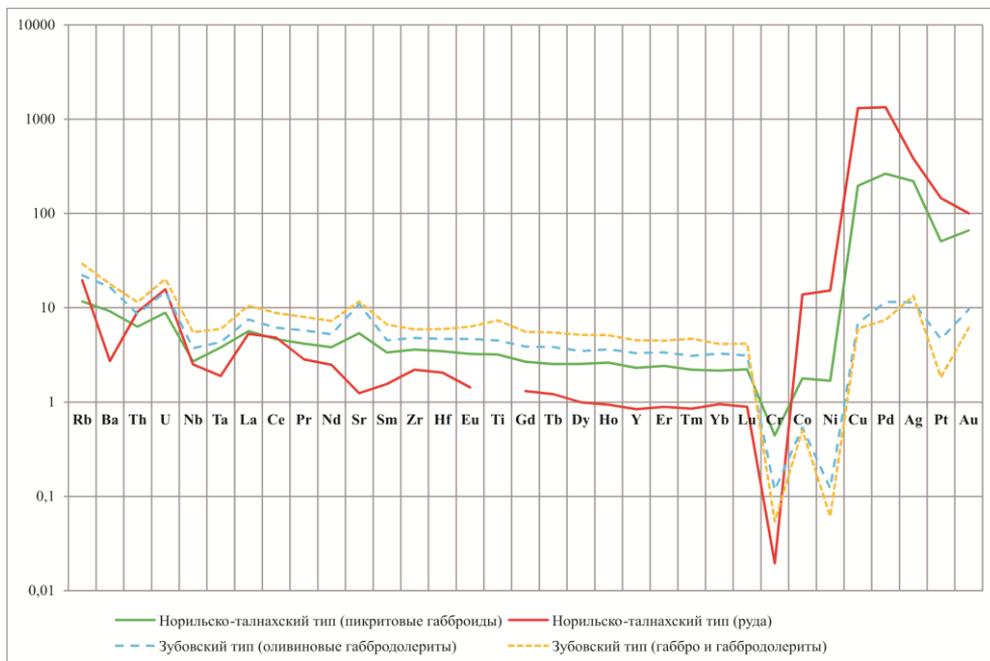


Рис. 2. Спайдер-диаграммы распределения содержаний химических элементов в породах норильского комплекса

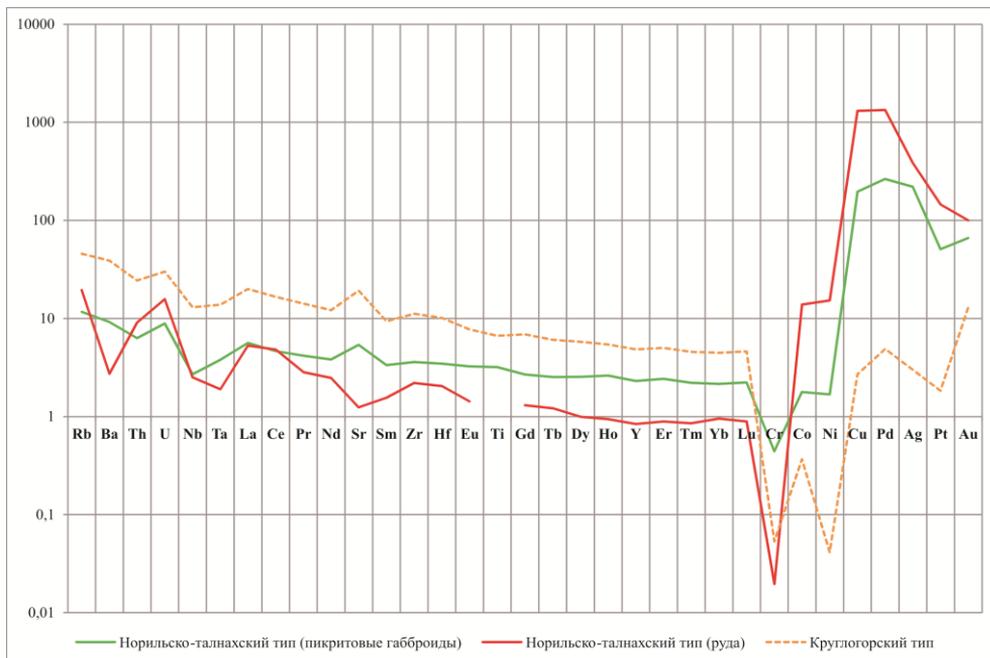


Рис. 3. Спайдер-диаграммы распределения содержаний химических элементов в породах норильского комплекса (норильско-талнахский и круглогорский типы интрузивов)

Таким образом, в результате изучения химического состава пород интрузий норильского комплекса, характеризующихся разной степенью дифференцированности и рудоносности, установлена тенденция закономерного увеличения содержаний сидерофильных и ассоциирующих с ними рудных элементов с повышением основности и магнезиальности при одновременном суммарном обеднении REE и LILE с сохранением относительного их распределения. Эта тенденция находит своё отражение и на минеральном уровне, выстраивая породы в ряд по содержаниям оливина от лейкократовых и безоливиновых габбро и габбро-долеритов через оливинсодержащие и оливиновые к пикритовым разновидностям (ультрамафитам), которые оказываются наиболее близкими по содержанию сидерофильных элементов и ассоциирующих с ними благородных металлов к веществу рудных горизонтов. Последнее обстоятельство указывает на несомненно мантийный источник никеля и ЭПГ в изучаемых рудах. Различия в распределении некогерентных элементов в силикатных породах и руде обусловлены, скорее всего, количественными соотношениями мантийного, ниже- и верхнекорового вещества, участвовавшего в кристаллизационной дифференциации на каждом её этапе и дальнейших постмагматогенных преобразованиях при формировании месторождений. В изучаемых породах редкие элементы и LREE содержатся, главным образом, в апатите, сфене и «гидротермальном» цирконе. Эти минералы по

большой части являются ксеногенным материалом, количество которого отражает степень контаминированности магмы коровым веществом.

Основным концентратором HREE выступает аутигенный «магматический» циркон [173, 175], рост которого с повышением основности среды кристаллизации становится всё более проблематичным, практически прекращается в ультрамафитах и теоретически невозможен в руде. Относительно высокие концентрации лантана и церия в веществе рудных горизонтов, увеличивающие значение лантан-иттербиевого отношения, скорее всего, связаны с присутствием аутигенного апатита и ксеногенного минерального материала и отражают вклад корового компонента в процесс рудообразования.

Выявленные закономерности вполне естественны для геологических процессов, поэтому использование геохимических показателей (коэффициентов), основанных на соотношениях содержаний сидерофилов и REE в породах, в качестве необходимого условия при поисках рудоносных объектов может дать положительные результаты.

Долериты ергалахского и пясинского комплексов являются наиболее низкомагнезиальными из всех рассматриваемых магматических образований. Породы обоих рассматриваемых комплексов характеризуются практически идентичными повышенными содержаниями фосфора, титана и щелочей и пониженными концентрациями элементов сидерофильного комплекса и благородных металлов (рис. 4). Уровни содержаний редких элементов и REE в них несколько различаются, оставаясь, однако, стабильно высоким по сравнению с аналогичными показателями пикритовых габброидов и руд норильского комплекса и отражая субщелочной состав пород. На минеральном уровне организации вещества указанные выше химические особенности пород ергалахского и пясинского комплексов обусловлены присутствием в их составе титан-авгита, ильменита, биотита, сфена и лейкоксена.

Породы оганерского, моронговского и далдыканского комплексов по умеренной степени магнезиальности и повышенным содержаниям SiO_2 близки к безоливиновым и лейкократовым разновидностям габброидов норильского комплекса. Уровни содержаний и распределение сидерофильных, рудных, редких элементов и REE в породах рассматриваемых комплексов практически идентичны друг другу и напоминают эти геохимические параметры лейкократовых и безоливиновых дифференциатов норильского комплекса, значительно отличаясь от показателей пикритовых габбро-долеритов и руд (рис. 5).

Сравнение химических составов базальтов верхней части туфолавова толщи и интрузивных пород показало, что по уровню содержаний и характеру распределения большинства некогерентных элементов, наиболее близки они к безоливиновым и оливинсодержащим габбро и габбро-долеритам норильско-галнахского и зубовского типов норильского комплекса. Существенные различия между ними заключаются в отсутствии стронциевых аномалий повышенных концентрациях циркония и гафния в эффузивных породах рассматриваемых свит.

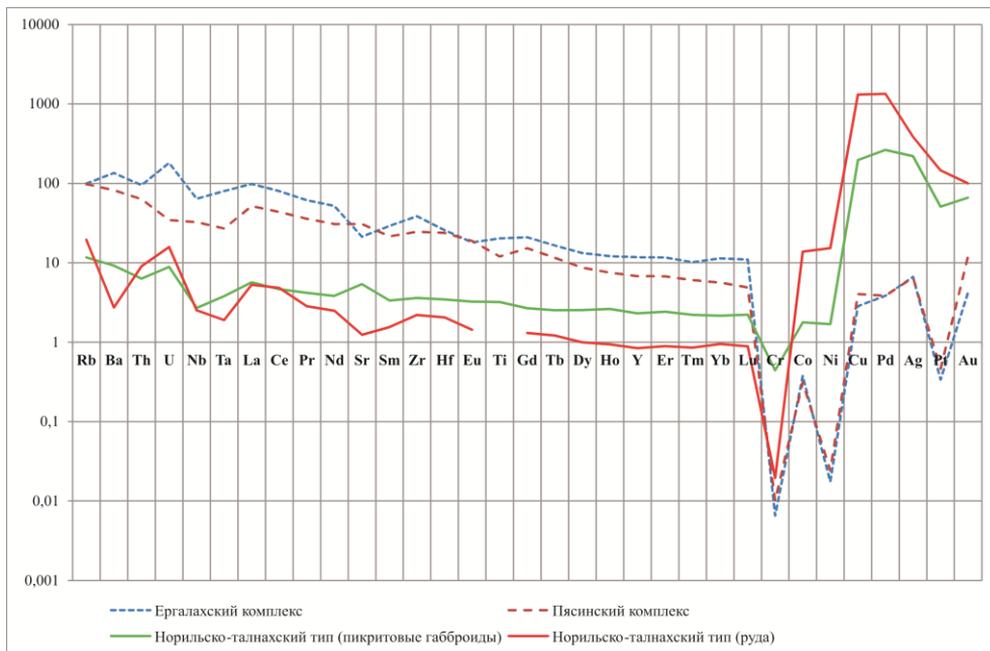


Рис. 4. Спайдер-диаграммы распределения содержаний химических элементов в породах эргалахского, пясинского и норильского (норильско-талнахский тип) комплексов

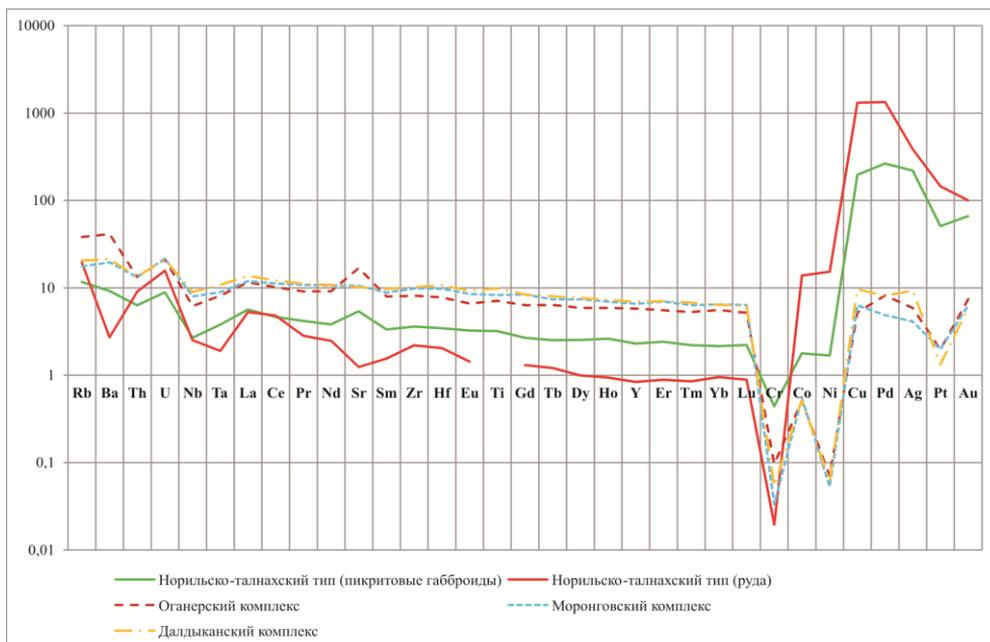


Рис. 5. Спайдер-диаграммы распределения содержаний химических элементов в породах оганерского, моронговского, далдыканского и норильского (норильско-талнахский тип) комплексов

Исходя из полученных данных, можно предполагать, что безоливиновые и оливинсодержащие дифференциаты норильско-галнахского и зубовского типов норильского комплекса и лавы моронговской, мокулаевской и хараелахской свит, хотя и являются производными общих родоначальных расплавов, но характеризуются разной историей своего развития, что и отражается в нюансах их химического состава.

Геохимические характеристики вулканогенных пород рассматриваемых свит (табл. 2) демонстрируют как черты сходства, проявляющиеся в повышенном уровне содержаний некогерентных и сидерофильных элементов и в некоторых особенностях их распределения, так и специфические признаки, позволяющие разделить туфолавовую толщу на три части: нижнюю (ивакинская свита), среднюю (сыверминская, гудчихинская, надеждинская свиты) и верхнюю (моронговская, мокулаевская, хараелахская свиты). Проводить сопоставление особенностей состава базальтов изучаемых свит между собой и с интрузивными породами магматических комплексов наиболее целесообразно с помощью спектров распределения содержаний элементов, нормированных к примитивной мантии (рис. 6, 7, 8).

Субщелочные базальты ивакинской свиты характеризуются наиболее высокими концентрациями всех редких элементов, особенно крупноионных литофильных (LILE). По уровню содержаний этих элементов они близки к субщелочным долеритам пясинского и ергалахского комплексов (рис. 6). Спектр распределения, соответствующий породам ивакинской свиты, располагается на спайдер-диаграмме между кривыми распределения, отражающими составы долеритов интрузивных комплексов. Все три спектра демонстрируют наличие отрицательных Ta-Nb аномалий и примерно одинаковую степень пологости в области REE, обусловленную близкими значениями лантанидтербиевых отношений ($La/Yb=11-13$). Однако следует заметить, что химические составы пород ергалахского и пясинского комплексов имеют некоторые принципиальные различия между собой. Примечательно, что базальты ивакинской свиты по поведению LILE, Ti, Zr, Hf и LREE ближе к долеритам пясинского комплекса, а по наличию отрицательной стронциевой аномалии и характеру распределения HREE они практически идентичны породам ергалахского комплекса.

Средние содержания металлов и элементов-примесей в базальтах свит Норильского района

№ пп	n	Cr ppm	Co ppm	Ni ppm	Cu ppm	Pd ppm	Ag ppm	Pt ppm	Au ppm	Rb ppm	Ba ppm	Th ppm	U ppm	Nb ppm	Ta ppm	Sr ppm	Y ppm	Zr ppm	Hf ppm	La ppm	Ce ppm	Pr ppm	Nd ppm	Sm ppm	Eu ppm	Gd ppm	Tb ppm	Dy ppm	Ho ppm	Er ppm	Tm ppm	Yb ppm	Lu ppm	La/Yb	ΣREE
1	13	35,3	29,1	24,4	24,2	0,04	0,024	0,003	0,0024	43,9	504	4,82	1,29	23,4	1,5	334	44,1	236	6	41,3	87,7	11	45,7	10,3	2,74	9,98	1,4	8,51	1,68	4,22	0,59	3,58	0,55	11,3	225
2	10	188	37,9	86,7	48,9	0,018	0,021	0,0028	0,002	29,3	404	3,42	0,89	12,7	0,83	302	22,6	159	4,09	20,9	43,6	5,21	22,1	5,01	1,51	4,75	0,76	4,29	0,85	2,3	0,32	1,99	0,29	10,5	114
3	2	311	55,95	245	147	0,038	0,039	0,018	0,0049	10,9	152	1,24	0,4	8,0	0,52	290	22,3	110	3,23	11,8	25,8	3,37	15,7	4,01	1,38	4,52	0,71	4,1	0,91	2,4	0,31	1,96	0,28	6,2	77
4	22	107	44,25	44,55	72,9	0,036	0,023	0,0024	н/о	25,3	295	3,13	0,915	7,93	0,455	280	23,7	117	2,985	16,4	33,9	4,12	16,35	3,75	1,065	3,98	0,655	3,995	0,825	2,48	0,36	2,22	0,345	8,1	89
5	15	118	52,8	118	133	0,018	0,03	0,013	0,004	6,15	140	1,15	0,49	4,88	0,28	184	22,5	91,1	2,4	7,85	17,6	2,43	11	2,98	1,02	3,47	0,62	3,91	0,85	2,36	0,35	2,22	0,32	3,5	57
6	15	134	54	123	155	0,025	0,039	0,014	0,0039	18,8	108	0,96	0,34	4,2	0,24	187	23,3	85,4	2,35	7,03	15,9	2,26	11,1	3,02	1,04	3,53	0,63	4,1	0,86	2,42	0,37	2,35	0,32	3	55
7	38	158	53,3	122,5	147	0,029	0,035	0,0155	0,0048	3,66	97	0,97	0,31	4,22	0,25	170	24	86,8	2,44	6,6	15,7	2,26	10,45	2,97	1,07	3,64	0,66	4,22	0,875	2,59	0,37	2,36	0,35	2,8	55

Примечание: Анализы выполнены в центральной лаборатории ФГУП «ВСЕГЕИ» [223], n – количество анализов, н/о – не определено.

1 – ивакинская, 2 – сыверминская, 3 – гудчихинская, 4 – надеждинская, 5 – моронговская, 6 – мокулаевская, 7 – хараелахская.

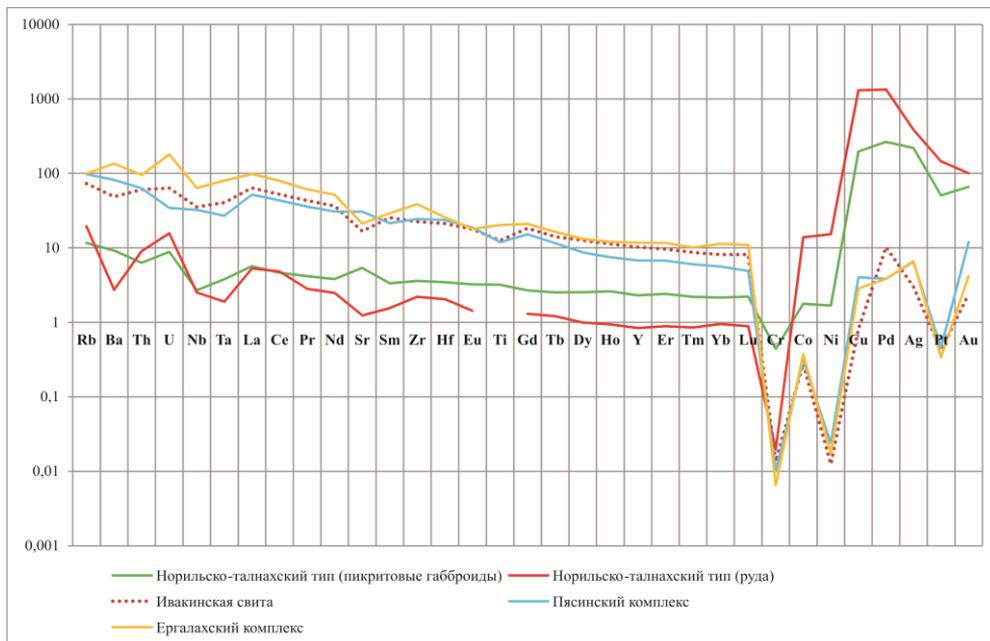


Рис. 6. Спайдер-диаграммы распределения содержаний химических элементов в породах ивакинской свиты, эргалахского, пясинского и норильского (норильско-талнахский тип) комплексов

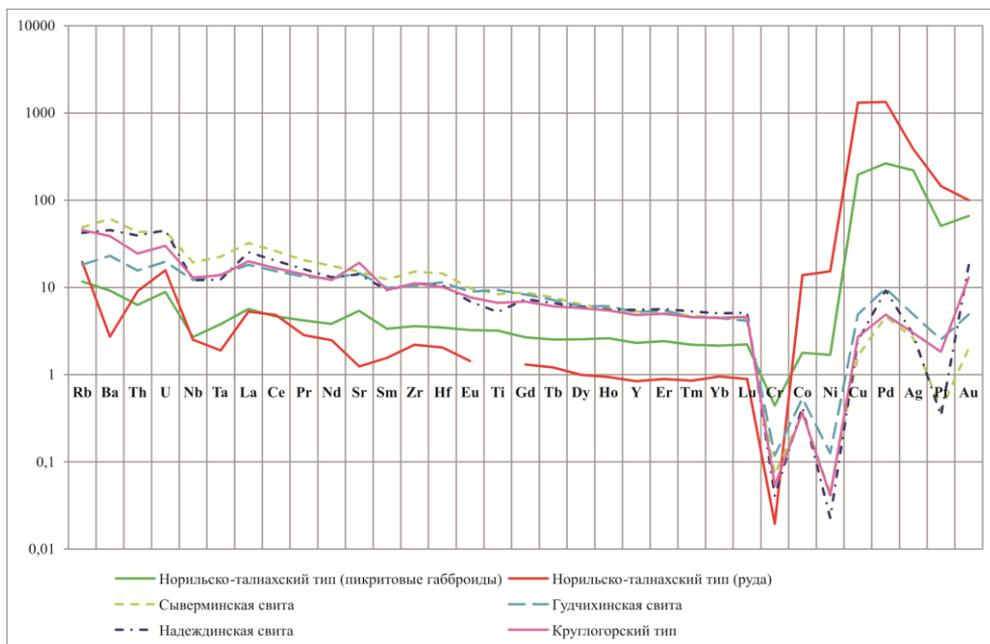


Рис. 7. Спайдер-диаграммы распределения содержаний химических элементов в породах сыверминской, гудчихинской, надеждинской свит и норильского комплекса (норильско-талнахский и круглогорский тип)

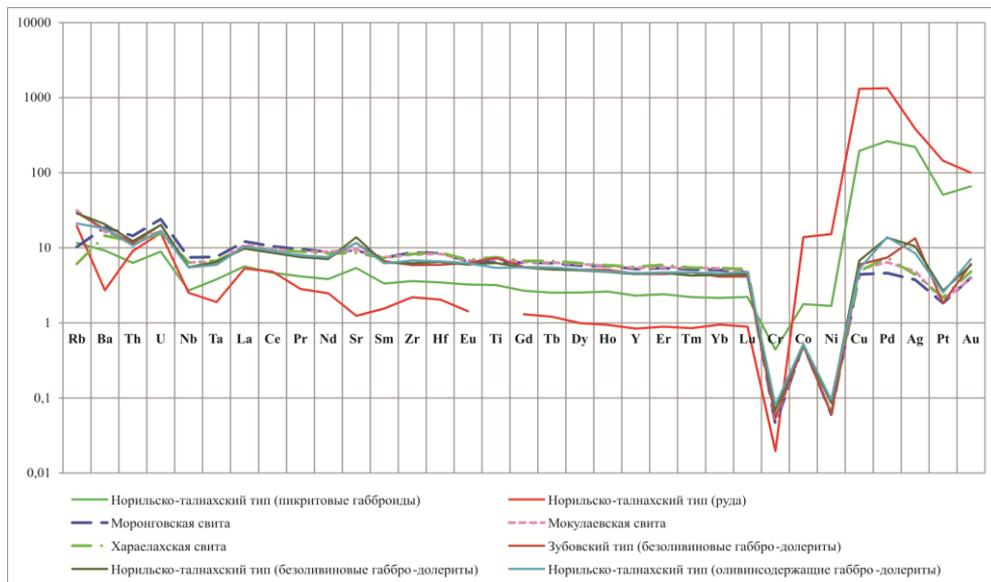


Рис. 8. Спайдер-диаграммы распределения содержаний химических элементов в породах моронговской, мокулаевской, харалахской свит и норильского комплекса (норильско-талнахский и зубовский тип)

Базальты, слагающие сыверминскую, гудчихинскую и надеждинскую свиты, значительно различаются между собой по содержаниям крупноионных элементов, проявляют сходство по поведению Ta, Nb и LREE и практически идентичны по концентрациям и распределению HREE. Спектры, соответствующие составам пород всех трёх свит демонстрируют наличие в разной степени проявленных отрицательных тантал-ниобиевых аномалий. Породы сыверминской свиты характеризуются самыми высокими содержаниями LILE, Ta, Nb и LREE. Минимальные содержания LILE характерны для пикритовых базальтов гудчихинской свиты. Этим же породам, являющимся наиболее основными в разрезе всей туфолавоваы толщы, свойственны и повышенные концентрации сидерофильных элементов. Базальты надеждинской свиты отличаются наличием отрицательной титановой аномалии, а по поведению других элементов занимают промежуточное положение между сыверминскими и гудчихинскими. Рассматриваемые свиты различаются по суммарным содержаниям и характеру распределения REE, что выражается в степени пологости спектра на спайдер-диаграмме (Рис. 7). Так, наименьшими значениями лантан-иттербиевого отношения ($La/Yb=6,2$) и самыми низкими суммарными содержаниями REE ($\sum REE = 77$ г/т) характеризуются пикробазальты гудчихинской свиты. Наиболее высокие показатели ($\sum REE = 114$ г/т, $La/Yb=10,5$) демонстрируют толеитовые базальты сыверминской свиты. Породы надеждинской свиты занимают промежуточное положение ($\sum REE=89$ г/т, $La/Yb=8,1$).

При сопоставлении геохимических особенностей лав сыверминской, гудчихинской и надеждинской свит с составами интрузивных пород оказалось,

что наибольшее сходство они проявляют с габбро и оливинсодержащими габбродолеритами круглогорского типа норильского комплекса (Рис. 7). Уровни содержаний некогерентных и сидерофильных элементов в этих породах близки, а спектры их распределения характеризуются общими чертами: наличием тантал-ниобиевых отрицательных аномалий, близкими конфигурациями в области HREE. По содержаниям и характеру распределения Ta, Nb и REE лейкогаббро круглогорского типа норильского комплекса оказались ближе всего к пикритовым базальтам гудчихинской свиты. Однако повышенные концентрации LILE и более низкие содержания сидерофильных элементов сближают интрузивные породы круглогорского типа и с базальтами сыверминской и надеждинской свит. Отмеченные особенности химического состава свидетельствуют о гетерогенности источника расплавов, сформировавших интрузии круглогорского типа норильского комплекса. Подтверждением этому является и отчётливо проявленная стронциевая аномалия в спектре распределения содержаний элементов, соответствующем круглогорским лейкогаббро. Таким образом, магматические породы круглогорского типа норильского комплекса хотя и не являются полными комагматами с базальтами ни одной из рассматриваемых свит, но, по-видимому, имеют с ними общие источники.

Породы, слагающие моронговскую, мокулаевскую и хараелахскую свиты, которые относятся к недифференцированной верхней части туфолововой толщи, оказались, как и следовало ожидать, очень близкими друг другу по химическому составу. Соответствующие им кривые распределения содержаний некогерентных и сидерофильных элементов практически идентичны (рис. 8, табл. 2). Они характеризуются наличием отрицательных тантал-ниобиевых и полным отсутствием стронциевых и титановых аномалий. Пологость этих кривых в области распределения REE обусловлена низкими значениями лантан-иттербиевых отношений ($La/Yb=2,8-3,5$), сильно отличающимися от этих показателей для пород нижней и средней частей туфолововой толщи. По суммарному содержанию REE базальты моронговской, мокулаевской и хараелахской свит также значительно уступают всем породам, залегающим ниже по разрезу ($\sum REE=55-57$ г/т).

ТЕКТОНИКА

Площадь листа частично охватывает три крупных структуры земной коры: западную часть Енисейско-Хатангского регионального прогиба, северо-восточную часть Западно-Сибирской плиты и северо-западные структуры древней Сибирской платформы.

Представления о глубинном строении территории базируется, в основном, на результатах значительного объёма геофизических исследований и в меньшей степени на данных скважин глубокого опорного и параметрического бурения [42, 75, 125, 126, 157, 168, 195, 196, 214, 235, 241 и др.]. На лист имеются карты аномального магнитного поля масштаба и гравиметрические масштаба 1:1 000 000 и частично 1:200 000, северо-западная часть Сибирской платформы охвачена крупномасштабными геофизическими съёмками.

Район пересечён геотраверсами глубинного сейсмического зондирования оз. Тенгиз – г. Норильск – море Лаптевых и п. Диксон – оз. Хантайское, а так же, профилями ГСЗ Енисей – Кутарамакан [1] и профильных сейсмических исследований методом ТЗ МПВ [221]. В пределах Сибирской платформы проведено глубинное электромагнитное зондирование [44].

Глубины залегания кристаллического фундамента на схемах приведены по результатам интерпретации сейсмических исследований. В центральной части Енисей-Хатангского прогиба глубины достигают 10 – 12 км, а на его бортах, в приграничных частях с Западно-Сибирской плитой и Сибирской платформой уменьшается до 5 – 7 км. В пределах северо-восточной части Западно-Сибирской плиты глубина до фундамента составляет от 2 до 4 км и резко увеличивается до 10 км на западной границе Сибирской платформы.

В работах большинства геологов предполагается блоковое строение кристаллического основания с развитой системой межблоковых зон трансформных тектонических дислокаций при изменчивом вещественном составе от базит-гранулитового, преимущественно основного состава до гнейсово-базит-гранулитового, преимущественно среднего и кислого состава [23, 44, 52]. Блоки базит-гранулитового, преимущественно основного состава (Западно-Таймырский, Малохетский, Пяино-Фокинский, Хантайско-Рыбнический) занимают большую часть площади, а блоки преимущественно среднего и кислого состава слагают основание Енисейско-Хатангского прогиба и западной части Тунгусской синеклизы. Межблоковые зоны представлены частями Агапской, Рассохинской, Норильско-Хараелахской в базит-гранулитах основного состава и Малохетской, Пясинской, Приенисейской в гранулитах переменного состава.

Пликативные структуры. Развитие Енисейско-Хатангского регионального прогиба происходило от позднего триаса по кайнозой включительно и связано с образованием эпиплатформенного орогена Средней Сибири и Таймыра. Прогиб выполнен мезо-кайнозойским терригенным плитным комплексом. Своей южной частью прогиб наложен на структуры Сибирской платформы, а северной — на структуры Таймыра. Прогиб подчинён скрытой Рассохинско-Балахнинской рифтогенной системе дивергентно конвергентных дислокаций, представляет собой субширотно ориентированную структуру, погружающуюся по подошве юрских отложений в западном направлении [23].

На границе с Норильско-Хараелахском прогибом мезо-кайнозойский комплекс перекрывает среднекаменноугольно-позднепермский терригенно-сероцветный и частично позднепермско-триасовый вулканогенный пологоскладчатый структурно-вещественные комплексы, слагающие Самоедский, Агапский и Дудинский валы. Структуры южной границы прогиба Танамско-Хетский вал и Малохетская впадина являются общими с прилегающей Западно-Сибирской плитой. В поперечном сечении по подошве мезо-кайнозойского комплекса (юрские отложения) прогиб представляет собой асимметричную грабенообразную депрессию, сформированную системой центриклинально наклонённых блоков её цоколя [142]. Структура основания отражается в юрско-меловых формациях в виде флексур и контрастных вытянутых асимметричных конседиментационных замкнутых структур приразломного типа (Агапский, Носковский прогибы, Боганидская, Малохетская впадины, Рассохинский, Танамско-Хетский валы и др.). Вверх по разрезу амплитуды деформаций уменьшаются, составляя в меловых отложениях 26 – 40% от их величины в подошве структурного яруса [23]. Структура прогиба осложнена северо-восточной системой разрывных нарушений. Прогиб выполнен терригенными формациями юры мела и в незначительном объёме палеогена, общей мощностью до 8 км. Большинство исследователей в строении мезозойско-кайнозойского плитного комплекса выделяет юрский, меловой и палеогеновый структурные ярусы. Промежуточное положение между фундаментом и юрским ярусом в центральной части прогиба занимают верхне-триасовый терригенный комплекс, структура которого недостаточно изучена, так как он вскрыт единичными скважинами на левобережье Енисея и его выделение в качестве самостоятельной структуры условно [44, 45].

Юрский ярус мезозойско-кайнозойского плитного комплекса в основном перекрыт более молодыми образованиями и широко распространён в наиболее погруженных зонах прогиба. По данным бурения нефтегазоразведочных скважин и результатов сейсмических исследований ниже-среднеюрские образования занимают центральную часть Енисейско-Хатангского прогиба, а верхнеюрские распространены значительно шире, слагая и его борта. По данным бурения на Рассохинском валу (Джангодская нефтегазоразведочная площадь), а также по материалам дешифрирования космических снимков, установлена нарушенность структур разломами. Рассохинский вал и его усложняющие структуры разбиты разломами субмеридиональной ориентировки на блоки. Амплитуды смещений достигают 300 м в низах вскрытого разреза [44].

Меловые формации распространены на большей части площади Енисейско-Хатангского регионального прогиба. Внутреннее строение мелового яруса гораздо сложнее по сравнению с юрским, так как наблюдается больше внутренних несогласий и локальных структур. В целом крупные структуры мелового яруса конформны юрскими.

Юрско-меловые терригенные формации прогиба слагают продуктивный нефтегазоносный комплекс представленный Хабейским, Пайяхским, Озерным и другими месторождениями [23]. Промышленные скопления газообразных углеводородов связаны отложениями юры, валанжин-готеривским и сеноманскими образованиями мела. Проявления жидких углеводородов отмечены в байосских отложениях средней юры.

Палеогеновый структурный ярус обладает ограниченным распространением, малой мощностью (до 100 м), выделен в центральных частях Агапского прогиба и Боганидской впадины.

Тектоника северо-западной части Сибирской платформы и Норильского района рассмотрена в работах ряда известных исследователей (Т.Н. Спизарский, Г.Д. Маслов, Н.С. Малич, Е.А. Басков, Ю.А. Косыгин, В.Е. Хаин, Ю.Г. Старицкий, В.С. Голубков, Н.М. Чернышев, В.А. Люлько, Б.М. Струнин и др.). Согласно общепринятым представлениям в пределах Норильского района выделяются три структурных этажа платформы, что подтверждается данными глубинного сейсмического зондирования. Нижний этаж образован кристаллическими породами архея и нижнего-среднего протерозоя. Средний этаж сложен дислоцированными, но слабо метаморфизованными отложениями верхнего протерозоя (байкалиды), которые на востоке служат чехлом древней платформы, а на западе – складчатым основанием более молодых структур. Верхний этаж включает отложения венда – кайнозоя и рассматривается как чехол платформы с байкальским основанием.

Северо-западные структуры Сибирской платформы в пределах площади листа представлены валами (Самоедским, Агапским, Дудинским), Хантайско-Рыбнинским поднятием и прогибами (Норильско-Хараелахским, Ламско-Хантайским). Перечисленные структуры относятся к Игарско-Норильской палеорифтогенной системе, которая характеризуется повышенной подвижностью на протяжении всей истории развития региона и обладает глубинным строением свойственным краевым частям платформ. Для этого блока земной коры характерны глубокие прогибы в фундаменте, выполнение мощными (до 15 км) осадочно-вулканогенными толщами, горст-грабеновое строение и большая плотность разломов, а также, повышенная мощность «базальтового» слоя и значительный объем магматических образований в верхней части разреза. Глубинное строение блока характеризуется присутствием промежуточного слоя между корой и мантией со скоростью продольных волн $V_p = 7.3$ км/с на глубине 35 км. [23].

О составе кристаллического фундамента свидетельствуют обломки мусковитовых лейкогранитов в эксплозивном аппарате раннетриасового возраста, расположенном в 20 км к югу от г. Норильск. Калий-аргоновый возраст этих пород составляет от 1700 до 2200 млн. лет. В обломках присутствуют серицит-хлоритовые сланцы, сходные с породами, вскрытыми за пределами площади, на Игарском выступе фундамента платформы, а также вулканиты ос-

нового, среднего и кислого состава с радиологическим (K/Ar) возрастом 1300 – 1700 млн. лет [23].

В целом, для Игарско-Норильского палеорифта характерна высокая степень насыщения вулканитами и интрузивными образованиями, отображающаяся гравитационным Игарско-Хараелахским максимумом поля силы тяжести.

В пределах площади вскрыты структурно-вещественные пологоскладчатые комплексы только платформенных этапов развития территории: вендско-раннекембрийский терригенно-карбонатный, среднекембрийско-раннеордовикский карбонатный фосфоритоносный, среднеордовикско-раннекаменноугольный терригенно-карбонатный сульфатоносный, среднекаменноугольно-позднепермский терригенно-сероцветный угленосный, позднепермско-трисовый вулканогенный. Отличительной чертой структурно-вещественных комплексов Игарско-Норильской палеорифтогенной системы является резко повышенная их мощность в сравнении с образованиями платформы и широкое развитие интрузивных комплексов позднепермского-раннетриасового возраста [23].

Дудинский, Агапский и Самоедский валы общей протяжённостью более 300 км ограничивают с запада и северо-запада Норильско-Хараелахский прогиб. Структуры перекрыты мезозойско-кайнозойским плитным комплексом. В осевой части Дудинского вала, в долине р. Енисей, бурением вскрыты рифейские отложения, а восточное крыло сложено нижнепалеозойскими породами. В целом, структуры представлены, вендско-раннекембрийским, среднекембрийско-раннеордовикским и среднеордовикско-раннекаменноугольным структурно-вещественными комплексами. Западное крыло Дудинского вала ограничено серией субмеридиональных сбросо-сдвигов образующих шовную зону Енисейско-Пясинского главного разлома. Агапский вал осложнён зоной Северо-Хараелахского разлома. На границе валов и Норильско-Хараелахского прогиба широко развиты разрывные нарушения высоких порядков (надвиги, сбросы и взбросо-сдвиги) северо-восточного и северо-западного простирания.

Норильско-Хараелахский прогиб простирается с юго-запада на северо-восток более чем на 250 км при ширине до 80 км. С запада он граничит с Дудинским валом и осложнён Дьянги-Боганидским разломом, на северо-западе сменяет Агапский и Самоедский валы и нарушен Северо-Хараелахским разломом, а на востоке прогиб сопряжён с Хантайско-Рыбнинским поднятием. Предположительно, Норильско-Хараелахский прогиб заложился в раннем палеозое на структурах, которые не в полной мере были унаследованы более поздними образованиями [44]. Среднеордовикско-раннекаменноугольный терригенно-карбонатный сульфатоносный пологоскладчатый комплекс перекрыт среднекаменноугольно-позднепермским сероцветным угленосным и позднепермско-триасовым вулканогенным структурно-вещественными комплексами. Значительный объём структуры занимают интрузивные образования субщелочно-основного, основного и ультраосновного состава. Нижний комплекс поисковыми скважинами прослежен от бассейна р. Убойная на юге до северо-западного и северо-восточного побережий оз. Пясино и подножия Хараелахского плато на севере. Прогиб включает несколько отрицательных

структур, осложнённых разломами и разделённых узкими приразломными складками. Наиболее погруженные части и осевые зоны отрицательных структур не совпадают с наложенными на них более молодыми структурами Норильско-Хараелахского прогиба. Кровля среднеордовикско-раннекаменноугольного комплекса в южной части прогиба характеризуется максимальным погружением до абсолютных отметок от -1,8 до -2,0 км, а подошва от -2,6 до -3,0 км. В северной части прогиба подошва комплекса бурением не вскрыта, а кровля в наиболее прогнутых частях залегает на абсолютных отметках более -3,4 км. К северу от подножия Хараелахского плато ранние структуры Норильско-Хараелахского прогиба являются частью основания Енисейско-Хатангского регионального прогиба. Среднекаменноугольно-позднепермский комплекс отличается по строению, как от структур среднеордовикско-раннекаменноугольного, так и от позднепермско-триасового комплекса. Из анализа мощностей верхнепалеозойских терригенных отложений следует, что районы максимальных мощностей, следовательно, максимального прогибания смещены в пределах прогиба в южную и западную его части [44].

В последующий этап развития Норильско-Хараелахский прогиб осложнён Хараелахской, Иконской, Вологочанской и Норильской мульдами с разделяющими их поперечными поднятиями, а так же серией разломов, как главных, мантийного заложения (Норильско-Хараелахский, Северо-Хараелахский), имеющих северо-восточное простирание, так и второстепенных, также сложного строения и значительной протяжённости. В пределах Норильско-Хараелахского прогиба наиболее значимой разрывной структурой является одноименный с ним разлом, с которым связаны крупные месторождения платиноидно-медно-никелевых руд (Норильск-1, Талнахское, Октябрьское). Разломы ограничивают отдельные разновеликие блоки, горсты и грабены, приразломные антиклинали и синклинали высоких порядков. С локальными проявлениями разрывной тектоники связано наличие грабенов («просадочных» структур), обычно ограниченных разломами листрического типа. Смещение по ограничивающим грабены крутопадающим разломам в триасовой вулканогенной части разреза достигает первых сотен метров. В пермских, каменноугольных и девонских породах, разрывы выполаживаются и в основании грабенов сменяются субгоризонтальными зонами трещиноватости, благоприятными для становления рудоносных интрузивов [206].

Мощность позднепермско-триасового вулканогенного комплекса составляет от 1,5 – 2,0 км в Норильской, до 3,6 км в Хараелахской и до 3,3 км в Иконской мульдах. В пределах Норильской и Хараелахской мульд сосредоточена основная часть рудоносных дифференцированных интрузивов, контролируемых Норильско-Хараелахским разломом и его оперяющими локальными структурами.

Хараелахская мульда по осевой плоскости разбита зоной глубинного Норильско-Хараелахского разлома и состоит из блоков, ограниченных Северо-Хараелахским Дьянги-Боганидским и Кумгинским разломами. С юго-запада Хараелахская мульда граничит с Пясинской антиклиналью Хантайско-Рыбнинского поднятия, где широко развиты грабены («просадочные» структуры) по системе дугообразных сбросов, сдвигов и надвигов субширотного простирания. Амплитуда «просадочных» структур достигает 1 км. [23].

Пясинская брахиантиклиналь отделяет Хараелахскую мульду от Вологочанской и Норильской. Ядро антиклинали сложено карбонатными породами силура, а крылья сульфатно-карбонатными отложениями девона. Амплитуда поднятия силурийских отложений по центру Норильско-Хараелахского прогиба на Пясинской антиклинали составляет не менее 4,0 км. Углы падения пород изменяются от 1-3° в центре антиклинали, до 15-20° на крыльях. Отложения перми и туфолавоваы толщи от ивакинской до надеждинской свит включительно, перекрывают антиклиналь без изменения мощностей.

Иконская мульда располагается в северо-восточной части Норильско – Хараелахского прогиба и в пределах площади закартирован только её западный борт, осложнённый Кумгинским разломом. Структура характеризуется приподнятостью (до 400 м) по отношению к Хараелахской мульде, чем и обусловлена меньшая мощность позднепермско-триасового вулканогенного комплекса. Иконская мульда простирается за восточную границу площади, имея длину 96 км при ширине 70 км. Для юго-западного крыла мульды характерно южное падение пород (в верховьях р. Кумга), для северо-западного борта юго-восточное. В центральной части структуры наблюдаются пологое падение пород (1 – 3° градуса) к её оси.

Позднепермско-триасовый вулканогенный комплекс Норильской и Вологочанской мульды явно наложен на более древние образования. Норильская мульда имеет длину 110 км и ширину 60 км, максимальную глубину до кровли терригенных пород перми от 1,8 до 2,0 км. Вологочанская мульда имеет длину 70 км, ширину 50 км при глубине 1,6 – 2,0 км. Углы падения пород в бортовых частях мульды составляют от 7° до 15°, реже до 20°, а в центре структуры породы залегают субгоризонтально. Северо-восточный, юго-западный сектора Вологочанской и Норильской мульды осложнены многочисленными сбросами, образовавшими серию разномасштабных структур, наиболее крупными из которых, являются Кулгахтахский и Омненский грабены. Большая часть вулканогенных образований залегает на угленосно-терригенных отложениях перми, а на сочленении с Дудинским валом и с Хантайско-Рыбнинского поднятием отмечается залегание вулканитов на палеозойских сульфатно-карбонатных отложениях. Осевая зона Норильской мульды располагается между Далдыканским и Норильско-Хараелахским разломами, к югу от центра мульды разломные зоны состоят из многочисленных мелких разрывов. Центральная часть Вологочанской мульды осложнена зоной Дьянги-Боганидского разлома, а её в северо-восточный крутой борт ограничен разрывными нарушениями субширотного и субмеридионального простирания. Норильскую и Вологочанскую мульды разделяет антиклиналь (Кайерканская) осевая часть которой находится в междуречье верховьев р. Амбарная и низовьев р. Юж. Ергалах и представлена базальтами надеждинской свиты. Антиклиналь разбита второстепенными разломами на многочисленные блоки, углы падения пород в блоках имеют разную ориентировку.

Хантайско-Рыбнинское поднятие разделяет Норильско-Хараелахский и Ламско-Хантайский прогибы, имеет длину более 200 км и ширину до 70 км при северо-восточном простирании от оз. Хантайское до оз. Лама. Максимальная амплитуда поднятия составляет около 5 км. В строении поднятия участвуют вендско-раннекембрийский терригенно-карбонатный, среднекем-

брийско-раннеордовикский карбонатный фосфоритоносный и среднеордовикско-раннекаменноугольный пологоскладчатые структурно-вещественные комплексы. Углы падения пород в своде поднятия равны $3^{\circ} - 5^{\circ}$, а на крыльях – $7^{\circ} - 15^{\circ}$. Приграничные части поднятия осложнены приразломными складками, сбросо-сдвигами и надвигами субмеридионального, северо-восточного простирания с амплитудой до сотен метров. Интенсивность деформаций возрастает в зоне Имангдинско-Летнинского разлома. Наиболее контрастными положительными структурами поднятия являются Гремякинская и Кулюмбинская антиклинали. В пределах Гремякинской антиклинали скважинами вскрыты рифейские образования. Восточное крыло Гремякинской антиклинали нарушено сбросом, по которому совмещены полбанская свита верхнего венда-нижнего кембрия и чопкинская свита верхнего кембрия, амплитуда вертикального смещения достигает 900 м. В центральной части структуры в районе рр. Хантайка и Рыбная под четвертичные отложения выходят обширные поля кембрийских пород, далее в северо-восточном направлении ось поднятия погружается и прослеживается по данным бурения под западным бортом Иконской мульды в виде антиклинали с ядром сложенным породами верхнего девона. К югу от Гремякинской антиклинали выделен поперечный опущенный блок, почти целиком сложенный нижеордовикскими породами. В среднем течении р. Кулюмбэ выделена антиклиналь, в ядре которой вскрыты вендско-кембрийские образования, а на крыльях – осадочные формации ордовика и силура. Амплитуда Кулюмбинской антиклинали по кровле кембрия превышает 5,5 км. Углы падения пород её северо-западного крыла составляют $12-25^{\circ}$. Юго-восточное крыло осложнено флексурами и многочисленными разрывами, юго-западное продолжение антиклинали уходит за пределы территории [186].

У восточной границы площади через зону Имангдинско-Летнинского разлома Хантайско-Рыбнинское поднятие сменяется Ламско-Хантайским прогибом, являющимся северо-западной частью Нижне-Тунгусского регионального прогиба Тунгусской синеклизы. Прогиб простирается в меридиональном направлении от оз. Лама на севере до р. Кулюмбэ на юге и далее за пределы площади [186]. В районе оз. Глубокое северо-западное крыло прогиба меняет простирание с меридионального на северо-восточное, и далее прослеживается за границу площади. В составе Ламско-Хантайского прогиба выделены Имангдинская, Нетская и Нирунгдинская мульды, разделённые антиклинальными структурами.

Видимое основание прогиба сложено среднеордовикско-раннекаменноугольным терригенно-карбонатным сульфатоносным и среднекаменноугольно-позднепермским сероцветным угленосным пологоскладчатыми комплексами, а более поздние локальные структуры выполнены позднепермско-триасовым вулканогенным структурно-вещественным комплексом.

Имангдинская мульда расположена между озёрами Кета и Глубокое. На крыльях в долинах рек и озер обнажены осадочные породы девона-перми, прорванные многочисленными интрузивами, в том числе дифференцированными норильско-талнахского типа. Углы падения пород, относительно крутые, на западном крыле до $15-20^{\circ}$, к центру мульды более пологие ($2-3^{\circ}$). Восточное крыло расположено за границей площади, относительно пологое и

осложнено многочисленными разломами. Амплитуда мульды по подошве позднепермско-триасового вулканогенного комплекса достигает 1,2 – 1,5 км, по нижнему среднеордовикско-раннекаменноугольному структурно-вещественному комплексу более 2 км.

Нетская мульда расположена на водоразделе озёр Кета и Хантайское. Углы падения на западном её крыле по породам среднего-позднего палеозоя не превышают 8°, в центре мульды залегание близкое к горизонтальному. От соседних мульд она отделена антиклиналями субширотного простирания, ядра которых представлены среднекаменноугольно-позднепермским сероцветным угленосным комплексом с многочисленными интрузивами раннего триаса.

Нерунгдинская мульда расположена к югу от оз. Хантайское в бассейне р. Кулумбэ. Центральная часть структуры сложена вулканитами от сыверминской до аянской свиты включительно, на крыльях обнажены породы верхнего девона и перми. Мульда осложнена многочисленными полукольцевыми и радиальными разрывами с преобладанием субширотного и северо-восточного направлений. Падение пород на крыльях составляет 5 – 10°, а в центре мульды до 3 – 5°. Амплитуда по подошве позднепермско-триасового вулканогенного комплекса не превышает 700 – 800 м. В западном крыле структуры присутствуют интрузивные тела трахидолеритов перми и габбро-долеритов раннего триаса.

В составе Западно-Сибирской плиты выделяются гетерогенное протерозойско-палеозойское складчатое основание (Приенисейская зона байкалитид) и мезозойско-кайнозойский чехол. Тектоническое районирование плиты базируется в основном на данных интерпретации региональных сейсмопрофилей и глубокого бурения в Усть-Енисейском районе. В зоне байкалитид мощность консолидированной части коры составляет 26 – 38 км, а на левобережье р. Енисей предполагается погружение поверхности Мохоровичича до 48 км.

Фундамент Западно-Сибирской плиты на территории пересечён многочисленными разрывными нарушениями диагональной и ортогональной систем, установленными по комплексным геолого-геофизическим данным. Часть из них затрагивает и нижние горизонты платформенного чехла, примером является Енисейско-Пясинский главный разлом.

Мезозойско-кайнозойский структурно-вещественный комплекс является основным триас-палеогеновым этапом платформенного развития Западно-Сибирской плиты и периодом формирования Енисейско-Хатангского регионального прогиба. Поэтому строение мезозойско-кайнозойского комплекса характеризуется общими региональными структурами.

При комплексной интерпретации сейсморазведочных работ выделены региональные (опорные) границы, отвечающие контактам между сериями и свитами, и детальные реперы, характеризующие разделы между свитами, подсвитами и пачками. Наиболее надёжным региональным репером является отражающий горизонт «Б», который на данной территории приурочен к кровле яновстанской свиты. Горизонт «М» прослеживается достаточно уверенно лишь в зонах распространения пачки пород нижнего апта, на остальной территории его выделение весьма условно. Региональный горизонт «Г», соответствующий разделу песчаной толщи сеномана и глин турона не уве-

ренно прослеживается, что обусловлено малой мощностью дорожковской свиты, разделяющей послетуронскую и сеноманскую песчаные толщи.

В пределах площади листа структуры относятся внешнему поясу Западно-Сибирской плиты. Южнее Енисейско-Хаганского регионального прогиба общими структурами являются Танамско-Хетский вал и Малохетская впадина, которые сочленяются по зоне разрывных нарушений с амплитудой по юрским отложениям величиной от 400 до 800 м. Из надпорядковых структур внешнего пояса плиты на территории выделяются фрагмент Приенсейской моноклизы, отличающейся по строению от структур внутренних районов плиты. Отличия заключаются в общем моноклиальном залегании пород при наклоне их к центру плиты, в преобладании здесь однокрылых и полузамкнутых структур различного порядка, слабом проявлении всех структур в верхних горизонтах разреза и последовательном сокращении платформенного чехла вплоть до полного его выклинивания на лево- и правобережье Енисея. Подошва платформенного чехла картируется в восточных районах по изогипсам -2,0 и -2.5 км и постепенно поднимается к Сибирской платформе до -1,5 и -0,5 км [44].

Разрывные структуры. Енисейско-Пясинский главный разлом выражен зоной дислокаций весьма сложного строения, расположенной на стыке двух крупнейших геоблоков – Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты. Разлом является близповерхностным отражением Приенсейской межблоковой зоны трансформных тектонических дислокаций мантийного заложения. Енисейско-Пясинский разлом по геофизическим данным, разделяет блоки кристаллического фундамента с различными плотностными характеристиками [63]. По зоне разлома резко меняется глубина залегания кристаллического фундамента, от 3-4 км в пределах Дудинского вала до 7-10 км у восточного борта Норильско-Хараелахского прогиба. На западной границе Дудинского вала разлом представлен серией крутых субмеридиональных сбросов и сбросо-сдвигов, которые прослеживаются вдоль р. Енисей на расстояние более 200 км, при ширине до 20 км. В зоне разлома прослеживаются блоки рифейских и вендско-раннепалеозойских и позднепалеозойских формаций. Докембрийские образования обнажены в приустьевой части р. Хантайка и вскрыты скважиной Д-3 на левом берегу Енисея [186].

Северо-Хараелахский разлом имеет северо-восточное простирание, является пограничной зоной юго-восточного борта Енисейско-Хатанского прогиба с Агапским валом и Норильско-Хараелахским прогибом. Северо-Хараелахский разлом является восточной ветвью Енисейско-Пясинского главного долгоживущего разлома мантийного заложения, как следствие его активизации в среднеюрское время. По предположениям, в юрский период вдоль разлома существовал прибрежный клиф, вдоль которого происходили оползни с образованием карбонатных брекчий девонских пород в юрско-меловых песчаных отложениях. В северо-западном борту разлома от р. Тальми и далее на северо-восток наблюдается резкое увеличение мощностей юрско-меловых и четвертичных отложений. Здесь разлом характеризуется резкой гравитационной ступенью, обусловленной повышенной мощностью рыхлых, низкоплотностных отложений и прослеживается западнее р. Тальми по градиенту Тальминской гравитационной аномалии [186].

Норильско-Хараелахский разлом относится к главным разрывным структурам. Разлом пересекает Хараелахскую и Норильскую мульды, предполагается его докембрийский возраст и мантийное заложение. В ранних структурно-вещественных комплексах разлом проявлен в виде флексурной складки шириной от 2 до 3 км и прослеживается далее за южную границу площади. Западное крыло складки крутое (30-45°), а восточное – пологое (2-3°). В южном окончании Норильской мульды ядро складки сложено породами ордовика, а в центральной части прогиба – курейской свитой нижнего девона. В вулканогенных породах поздней перми – триаса Норильской мульды разлом проявлен в виде прямолинейной зоны интенсивной трещиноватости с многочисленными оперяющимися сколами, образующими систему мелких горст-грабеновидных структур. Простираение Норильско-Хараелахского разлома север-северо-восточное, протяжённость более 350 км, ширина зоны нарушения составляет от 10 до 20 км. Главный шов разлома представляет собой зону милонитов и тектонических брекчий шириной до 100 м. Вертикальное смещение вдоль зоны достигает от 400 до 1000 м, а горизонтальное на отдельных участках составляет 4 – 6 км. Зона разлома отражается в магнитном поле, а по данным ГСЗ достигает мантии [23]. На всем протяжении зону дислокаций оперяют разломы северо-восточного и северо-западного простирания. В Хараелахской мульде на поверхности зона разлома в базальтах уверенно прослеживается до р. Верхняя Таловая, где с небольшой амплитудой сбрасывает базальты самоедской свиты. Далее на северо-восток амплитуда смещения пород не наблюдается, и разлом выражен флексурной ступенью в основании вулканитов северо-западного борта с амплитудой от 50 до 200 м. по данным сейсморазведки (МОГТ).

Норильско-Хараелахский разлом является наиболее значимой рудоконтролирующей разрывной структурой района, с ним связаны крупные месторождения платиноидно-никелево-медных руд (Норильское, Талнахское, Октябрьское). В непосредственной близости от него локализовано большинство известных дифференцированных интрузивов, несущих сульфидное медно-никелевое оруденение.

Имангдинско-Летнинский главный разлом является границей Хантайско-Рыбнинского поднятия и Ламско-Хантайского прогиба. В кристаллическом фундаменте здесь устанавливается зона сочленения блоков с разными плотностными и магнитными свойствами (базит-гранулитового преимущественно основного состава и гнейсово-базит-гранулитового преимущественно среднего и кислого состава). На поверхности разлом выражен в виде зоны шириной от 10 до 20 км состоящей из мелких сбросов, надвигов, приразломных складок, грабенов, вдоль которой происходит смена фаций и мощностей формаций каменноугольно-позднепермского и раннетриасового возраста. Разлом контролирует положение интрузивных тел, в том числе, и рудоносных дифференцированных интрузивов Имангдинского рудного узла. Южнее, в зоне Имангдинско-Летнинского разлома, установлены интрузивы с сульфидным медно-никелевым и железно-платинометальным оруденением (Джалтулинский и Курейский рудные узлы).

Дьянги-Боганидский разлом северо-восточного простирания контролирует многочисленные интрузивы далдыканского комплекса, которые в магнитном

поле отражаются контрастными отрицательными аномалиями, в гравитационном поле – малоамплитудными прерывистыми положительными аномалиями. В подошве вулканогенного позднепермско-триасового комплекса по данным сейсморазведки (МОГТ), зона разлома отражена чёткой флексурой с амплитудой от 100 до 300 м и шириной 2 – 4 км. В юго-восточном борту разлома флексура обусловлена резким увеличением мощности отдельных горизонтов вулканогенного комплекса. Так, в центре Хараелахской мульды от скважины СД-28 к СД-29 мощности ивакинской и моронговской свит возрастают на 100 м. Флексурой контролируется дифференцированная интрузия зубовского типа. В Вологочанской мульде Дьянги-Боганидский разлом контролирует не только многочисленные интрузивы далдыканского комплекса, но и Болгохтохский шток гранодиоритов с медно – молибденовым оруденением.

Далдыканский разлом северо-восточного простирания отделяет крутопадающий северо-западный борт Норильской мульды от центральной её зоны. Причём, к западу от разлома породы имеют северо-западное простирание, а к востоку – северо-восточное. В вулканогенных породах разлом проявлен зоной интенсивной трещиноватости с многочисленными оперяющими сколами. В центральной части Норильско-Хараелахского прогиба разлом хорошо выражен серией сбросов, по которым в среднем течении р. Купец совмещены образования девона и верхнего силура. В верхнем течении р. Далдыкан в зоне разлома породы перми залегают на различных стратиграфических горизонтах девона и карбона, а так же, происходит изменение мощности пермских свит с запада (400 м) на восток (250 м), при этом резко изменяется состав и мощность вулканогенных свит. Между Далдыканским и Норильско-Хараелахским разломами расположены все наиболее значимые рудоносные интрузивы Норильского рудного узла.

Кумгинский разлом север-северо-западного простирания совпадает с антиклинальной зоной сочленения Хараелахской и Иконской мульд, где с амплитудой 200 – 250 м сброшен восточный борт по серии разрывов. В зоне разлома происходит резкая смена строения и состава туклонской, надеждинской и хараелахской свит. Разом контролирует интрузивы далдыканского и фокинских комплексов.

В магнитном поле разлом трассируется отрицательными аномалиями, а в гравитационном поле северная его оконечность выражается довольно резкой гравитационной ступенью. По данным сейсморазведки (МОГТ) в зоне разлома наблюдается полная потеря корреляции.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Территория расположена в пределах трех крупных морфоструктур – Западно-Сибирской равнины, Среднесибирского плоскогорья и Северо-Сибирской низменности. В пределах Среднесибирского плоскогорья выделяется плато Путорана, Хантайско-Рыбинская троговая ложбина и Норильское плато. Западно-Сибирская равнина заходит на территорию листа Приенисейской низменностью.

ВЫРАБОТАННЫЙ РЕЛЬЕФ

Эта генетическая категория включает денудационные формы рельефа, образовавшиеся в результате различных экзогенных процессов: эрозии, экзарации, абразии, комплексной денудации.

Структурно-денудационный рельеф, образованный в результате препаировки триасовых базальтов и туфов (1). К этому типу рельефа относятся горы Хараелах, хребет Лонтокойский камень и отроги плато Путорана, обрамляющие Норильские озера. Максимальные отметки абсолютной высоты здесь достигают 962 м на водоразделе между озерами Глубокое и Кета. Долины рек глубоко врезаны и иногда формируют типичные каньоны, например, в долине р. Чопко. В пределах плато Путорана, на высотах более 600–700 м сохранились небольшие древние кары и цирки. Кроме того, развит на небольшой территории в южной части Норильского плато. Здесь наблюдаются самые большие высоты в пределах плато – более 600 м. Здесь характерной черной являются крутые, почти отвесные склоны, обрывающиеся к Хантайскому водохранилищу.

Структурно-денудационный параллельно-грядовый рельеф развитый частично на меловых породах (2). Отмечен в пределах Джангодской и Муксунахской возвышенностей. Представляет собой серию дугообразных гряд, протягивающихся на расстоянии до 30–50 км.

Структурно-денудационный рельеф, образованный в результате препаировки субгоризонтальных пластов осадочных пород (3) отмечается лишь в юго-восточном углу территории и отличается сильным расчленением, высотами до 838 м и относительно крутыми бортами долин верховьев мелких рек. Часть из них, вероятно, заложена по древним карам и циркам.

Речные долины (4) широко развиты на всей территории листа, но сильно отличаются по своей морфологии на плато и за его пределами. Отдельно вы-

деляется долина р. Енисей. Она достигает ширины 30–40 км и отделяет Западно-Сибирскую равнину от Среднесибирского плоскогорья и Северо-Сибирской низменности. Долина расположена в депрессии глубиной до 200 м и прижимается в восточном направлении к плоскогорью, а ниже г. Дудинка резко поворачивает на запад и даже юго-запад. Последнее вероятно связано с тем, что долину перегораживают мощные краевые моренные гряды, обрамляющие Среднесибирское плоскогорье.

В Северо-Сибирской низменности речные долины не превышают 5–7 км в ширину. Наиболее крупными являются долины р. Пясины и ее притока р. Агапа. Характерной чертой долин являются многочисленные спрямленные участки. На них широкая долина равнинной меандрирующей реки приобретает V-образный и даже каньоноподобный поперечный профиль. Подобные участки возникают в местах, где реки продолжают врезаться в среднеплейстоценовую морену.

На территории плато долины либо V-образные, либо каньонообразные. Местами в них встречаются пороги и водопады, отражающие слабую степень выработанности продольного профиля. Относительное превышение бровок склонов долины над руслом достигает 300–400 м.

Формирование большей части долин в современном их виде началось сразу после деградации оледенения первой половины позднего неоплейстоцена – ермаковского и мокориттского. Значительная часть долин плато Путорана, ограниченная норильскими грядами, начала формироваться гораздо позже – в самом конце неоплейстоцена – голоцене. Часть долин, вероятно, имеют унаследованный характер и могли быть заложены ранее.

АККУМУЛЯТИВНЫЙ РЕЛЬЕФ

В соответствии с ведущими рельефообразующими процессами, аккумулятивные поверхности рельефа разделены на бассейновую, флювиальную и гляциальную подгруппы.

Бассейновая подгруппа включает морской, озерно-ледниковый и озерно-аллювиальный типы рельефа.

Морская терраса, сложенная песками каргинской свиты (5) занимает обширные пространства в северной половине листа. Она расположена на участках прилегающих к долинам рек Агапа, Янгода и Пясины в интервале высот 70–80 м над уровнем моря. Поверхность террасы относительно ровная и субгоризонтальная. У террасы ярко выраженный тыловой шов, маркирующий основание древнего абразионного уступа. Последний отделяет морскую террасу от водораздела, сложенного среднеплейстоценовой мореной. Терраса с поверхности сложена мерзлыми глинистыми алевролитами и глинами и потому, вероятно, слабо расчленена. На ее поверхности можно наблюдать лишь слабо развитую эрозионную сеть мелких временных водотоков.

Северосибирская озерно-ледниковая равнина (6) занимает ограниченные площади вдоль нижнего течения рек Агапа и Янгода и в верхнем течении р. Пясины. Расположена на отметках 60–90 м абс. выс. Отличается от морской

каргинской террасы лишь тем, что не формирует привязанную к определенной высоте поверхность.

Поверхность ангутихинской озерно-ледниковой равнины (7) расположена в долинах рек Енисей, Мал. и Бол. Хета. Занимает отметки 30–40 м абс. выс. и окружена возвышенностями, сложенными грядами краевых морен поздне-неоплейстоценового оледенения. Поверхность слабо заболочена и без развитой эрозионной сети.

Поверхность вальковской озерно-ледниковой равнины (8) занимает Хантайско-Рыбнинскую троговую ложбину. С востока равнина ограничена мелколамскими краевыми грядами, обрамляющими озера Мелкое, Глубокое, Кета и Хантайское. С запада – краевыми грядами ньпанской стадии поздне-неоплейстоценового оледенения и Норильским плато. Высота поверхности 60–80 м над уровнем моря. В северной части, где озерно-ледниковая равнина перекрыта тонким чехлом гляциофлювиального материала, на поверхности развиты многочисленные с диаметром первые сотни метров неправильной формы гляциокарстовые озера.

Поверхность аяклинской озерно-аллювиальной равнины (9) располагается в котловинах озер Мелкое, Лама, Глубокое, Кета и Хантайское. Равнина ограничена с одной стороны склонами плато Путорана, с другой – краевыми мелколамскими моренами.

Флювиальная подгруппа включает единственный аллювиальный тип рельефа.

Поверхность пойменной террасы (10) располагается практически вдоль всех рек территории, возвышаясь над урезом воды на несколько метров. На схеме показана только в долинах крупных рек – Енисей и Пясины. На остальных реках не показана из-за масштаба карты.

Поверхность первой надпойменной террасы (11) распространена также широко, как и пойменная, но практически нигде не показана из-за своей незначительной ширины. Имеет относительную высоту 10–12 м.

Поверхность второй надпойменной террасы (12) развита локально на всех крупных реках. Ее относительная высота 15–25 м. Характер поверхности неровный, часто с пологосклонными возвышенностями локально развитыми на фоне террасы. Последнее связано с неотъемлемой чертой всех надпойменных террас середины позднего неоплейстоцена. На них повсеместно развит чехол субаэральных покровных песков и алевритов переменной мощности.

Гляциальная подгруппа включает ледниковый и флювиогляциальный типы рельефа.

Холмисто-западинная поверхность среднееоплейстоценовой морены северосибирского оледенения (13) занимает максимальные высоты на территории Северо-Сибирской низменности – до 232 м абс. выс. Поверхность крайне невыдержанная по высоте и может опускаться до 80 м абс. выс. и ниже. Располагается на водоразделах рек Агапа, Янгода и Пясины. Поверхность испещрена многочисленными глубокими озерами с неправильными очертаниями берегов и небольшими размерами в поперечнике – в среднем первые сотни метров. Озера отражают прерывистое во времени развитие гляциокарстовых процессов.

Холмисто-западинная поверхность ермаковской морены (14) располагается по периферии плато Путорана и к западу от долины Енисея. Здесь она занимает отметки близкие к 200 м над уровнем моря. Поверхность прекрасно читается на аэро- и космофотоснимках благодаря многочисленным гляциокарстовым озерам и краевым грядам, таким как няпанская, обрамляющая оз. Пясино. Часть из гряд являются напорными и формируют серии параллельных гряд, результат препарирования крутонаклонных пластов дислоцированных пород. К таким грядам относятся, например, Муксунахские гряды в 50 км к северу от оз. Пясино.

Холмисто-западинная поверхность мелколамской морены (15) расположена вдоль западных берегов Норильских озер – Мелкое, Глубокое, Кета, Хантайское. Поверхность возвышается над окружающими равнинами на 30–40 м и отличается большим количеством глубоких гляциокарстовых озер неправильной формы.

Холмисто-западинная поверхность флювиогляциальных отложений средненеоплейстоценового оледенения (16) располагается в северной половине листа на водоразделах рек Агапа, Янгода и Пясино. Небольшими участками с многочисленными гляциокарстовыми озерами и их дренированными котловинами перекрывает поверхность средненеоплейстоценовой морены.

Холмисто-западинная поверхность флювиогляциальных отложений верхненеоплейстоценового оледенения (17) занимает ограниченные пространства по периферии плато Путорана и к западу от долины Енисея. Наибольшим распространением пользуются на равнине между Норильским плато и р. Енисей.

Холмисто-западинная поверхность флювиогляциальных отложений оледенения норильской стадии (18) расположена небольшими пятнами в горной части и рядом с котловинами Норильских озер.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

Начиная, вероятно, с раннего эоплейстоцена, плато Путорана и прилегающая территория становятся центрами неоднократных оледенений. Однако прямые свидетельства этого в виде соответствующих морен, известны только начиная со нижнего неоплейстоцена. Анализ обломочного материала в составе среднеплейстоценовых морен свидетельствует, что плато Путорана в это время было одним из центров покровного оледенения, хотя главным центром покровных оледенений был, вероятно, шельф Карского моря. В процессе наступания-отступления ледника перед его фронтом возникал подпрудный озерно-ледниковый бассейн, который существовал с момента подпруживания рек бассейна Енисея, на этапе деградации и до момента прорыва рек обратно в Карское море. Остатки озерно-ледниковых образований прослеживаются по всему северу Западной Сибири и Северо-Сибирской низменности достигая отметок в 80 м абс. выс.

После деградации средненеоплейстоценового оледенения, началась очередная морская тепловодная каргинская трансгрессия. Воды Карского моря устремились в гляциоизостатический прогиб на территории современных Западной Сибири и Северо-Сибирской низменности. Наступило начало форми-

рования межледниковых каргинских глин, алевролитов и песков верхнего неоплейстоцена. Бореальная трансгрессия распространялась почти на значительную часть Северо-Сибирской низменности до современных высот 70–80 м абс. выс. Последние цифры связаны, вероятно, с новейшим вертикальным поднятием среднесибирской части территории. После отступления тепловодного моря, примерно синхронно с началом МИС 5d сформировалась морская равнина, которая занимала большую часть западно-сибирской Арктики.

В связи с возникновением в это время и дальнейшим ростом позднеоплейстоценового ледникового щита началась регрессия. Ледниковый щит вскоре перекрыл северную часть межледниковой равнины, частично дислоцировав слагающие ее осадки. По периферии Среднесибирского плоскогорья в это время сформировались значительные по размеру краевые моренные гряды – ньяпанская, муксунахская и гряды левого берега р. Енисей.

Максимум развития оледенения, вероятно, был синхронен МИС 5d-5b. Предполагаемая южная граница оледенения с центром на шельфе Карского моря проходила вдоль северной рамки листа. Фронт оледенения с центром на плато Путорана опоясывал Среднесибирское плоскогорье, пересекая и перегородившая долину р. Енисей.

В процессе развития и долгое время при деградации Карского и Путоранского ледников остаточный гляциоизостатический прогиб был заполнен холодными водами озерно-ледниковых водоемов. Их развитие происходило примерно синхронно МИС 5a, а распространение было ограничено поясом краевых моренных гряд. Значительное количество ледникового льда Карского ледникового покрова не успела растаять под морскими водами с отрицательной температурой. Поэтому основанием морской равнины стали обширные залежи пластовых льдов площадью в сотни квадратных километров и мощностью до 10–20 м. Часть из них деградировала в оптимум голоцена и образовала впечатляющие озера с глубинами более 30 м.

Поверхность морской равнины испытывала на себе воздействие эрозионных и склоновых процессов на протяжении всего пленигляциала позднего неоплейстоцена. В результате деятельности поверхностных текучих вод, солифлюкции и особенно дефляции, поверхность равнины полого наклонена от водораздела на север. Современные высоты равнины снижаются от более чем 80 м абс. выс. до 50 м абс. выс. При этом чередование в разрезе глинистых и песчаных фаций создало условия для формирования структурно-денудационных уступов ярко выраженных в рельефе.

Вблизи водоразделов современная речная сеть начала формироваться сразу после деградации среднееоплейстоценового оледенения.

Аллювий наиболее древней, второй террасы, формировался большую часть МИС 3. Морфологическое выражение терраса получила в начале последнего ледникового максимума.

После деградации ледника в конце позднего неоплейстоцена началась фландрская морская трансгрессия и связанное с ней формирование первых аллювиальных террас, которое завершилось в оптимум раннего голоцена около 8 тыс лет назад. Климат был достаточно благоприятным для произрастания березовых лесов.

Во второй половине голоцена, на равнинных пространствах, врез прекратился и начал формироваться современный аллювий высоких и низких пойм и русел. Активно развивались термокарстовые процессы с образованием многочисленных озер, которые дренировались и снова промерзали, образуя ала-сы, а затем вновь занимались термокарстовыми озерами. В некоторых местах, мощность голоценовых осадков термокарстовых озер достигает 6-8 м.

В эпоху плейстоцена на водораздельных пространствах господствовали сильные ветра в условиях сухого и морозного климата. Вместе с отсутствием древесной растительности это создало благоприятные условия для формирования обширного покрова эоловых образований. Они плащеобразно перекрывают все элементы рельефа и достигают большей мощности на пространствах морской равнины и древней – второй аллювиальной террасы. Во время последнего ледникового максимума особенно активно формировался мезорельеф.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Строению и эволюции структур севера Сибири посвящены работы многих исследователей (Г.П. Аветисов, В.С. Голубков, Г.Г. Ремпель, Н.С. Малич, Д.Б. Тальвирский, В.Л. Масайтис, А.С. Гринсон, О.А. Дюжиков, Н.М. Чернышев, и др.). История развития региона базируется на анализе слагающих его структурно-вещественных комплексов с реконструкцией геодинамических обстановок ряда этапов.

АРХЕЙСКО-ПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ЭТАП

Сведения о развитии региона в раннем докембрии получены по результатам интерпретации материалов ГСЗ. В.С. Голубков предполагал, что в этот период был сформирован Таймыро-Тунгусский трог карелид, ограниченный зонами глубинных разломов. Восточный разлом совпадал с зоной Имангдинско-Летнинского глубинного разлома, а западный, проходил по левобережью Енисея на расстоянии 120 -150 км. [186]. Заложение трога сопровождалось активной вулканической деятельностью в подводных условиях с излиянием лав основного и щелочно-основного состава. В дальнейшем преобладали эруптивные процессы, приведшие к формированию мощной пирокластической толщи. Выделенный блок кристаллического фундамента северо-восточного простирания обладал высокой проницаемостью, что и обусловило в последующие этапы развития металлогеническую специализацию территории за счёт контроля структурами фундамента магматизма и эндогенных месторождений региона. Мощность дорифейских образований в пределах этого блока оценивается в от 4 до 5 км, и резко возрастает к западу от него на левобережье р. Енисей. По мнению ряда авторов (Д.И. Мусатов, Г.Г. Ремпель и др.) выделенный блок относится к структуре байкальского возраста [44, 186].

РАФЕЙСКО-РАННЕВЕНДСКИЙ ЭТАП

Рифейский этап развития территории, по-видимому, был согласованным с формированием структур Игарско-Туруханского района и Енисейского кряжа, расположенных южнее площади. По геодинамической гипотезе раскол Евразийского континента на Восточно-Европейскую и Сибирскую плиты произошёл в первой половине рифея (Зоненшайн, 1976). В раннем-среднем рифее на территории произошли перестройка структурного плана и размыв

раннепротерозойских образований. Морской бассейн охватил прогибы, заложившиеся на месте раннепротерозойских трогов. Области осадконакопления расширялись, происходило накопление грубообломочных вулканогенно-терригенных образований перекрывающих породы кристаллического фундамента (губинская, рыбнинская толщи). Выходы рифейских пород имеются в районе г. Игарка, вскрыты скважиной на р. Гремяка, а также присутствуют в составе обломков жерловой фации палеовулкана в северной части Норильской мульды [186].

По мере раздвижения плит западная часть Сибирской плиты развивается как пассивная континентальная окраина. В её пределах формируются карбонатные и терригенно-карбонатные формации (гремякинская свита). Инверсия указанных прогибов в раннем венде, активизация движений по разломам привела к слабой складчатости накопившихся толщ, поднятию и размыву пород отдельных блоков.

ПОЗДНЕВЕНДСКО-РАННЕКЕМБРИЙСКИЙ ЭТАП

В позднем венде рифейско-ранневендские структурно-вещественные комплексы перекрыты с угловым несогласием платформенными морскими терригенно-карбонатными образованиями (полбанская, сухаринская свиты). Центральная часть Сибирской континентальной плиты в это время развивалась в режиме устойчивой платформы, а западная её часть представляла собой пассивную континентальную окраину с относительно высокой мобильностью [186].

В поздневендском мелководном морском бассейне накапливались карбонатные породы со значительной примесью терригенного материала: алевроитового и песчаного, что подтверждает близость области размыва. Мелководные условия осадконакопления, слабая солёность вод и достаточно тёплый климат способствовали развитию органического мира – катаграфий, акритарх, хиолитов, хиолительминтов, бурых водорослей, а также водорослей *Renalcis* и *Anganella*. В начале раннекембрийской эпохи территорию полностью охватывал мелководный морской бассейн, обильно населённый археоциатами, хиолитами, водорослями. В условиях аридного климата в нем накапливались красноцветные органогенные известняки с небольшой примесью глинистого материала (краснопорожская свита). В конце атдабанского века на территории при гумидизации климата произошло расширение и углубление бассейна, в котором накапливались глинистые известняки и началось развитие нового комплекса организмов (трилобиты, брахиоподы, гастроподы) [44].

В конце раннего кембрия начинается конседиментационный рост Хантайско-Рыбнинского поднятия, как результат активизации зон разломов, в том числе зоны Имангдинско-Летнинского разлома. Развитие большей части Хантайско-Рыбнинского вала, представляющего собой зону подводного барьера, продолжается вплоть до конца майского времени.

СРЕДНЕКЕМБРИЙСКО-РАННЕОРДОВИКСКИЙ ЭТАП

В течение данного этапа западная часть Сибирской платформы испытывает опускание. В обстановке дифференцированных движений сформировались терригенно-карбонатные, сульфатоносные формации максимальной мощности, характеризующиеся значительной фациальной изменчивостью по латерали. В бассейн стал поступать глинистый материал с отмелей и островов. В прибрежно-морских и лагунных условиях накапливались глинистые разности карбонатных пород, внутриформационные конгломераты, пески. Наличие в породах глиптоморфоз по галиту, трещин усыхания свидетельствует о повышенной солёности вод бассейна и кратковременных осушениях отдельных участков территории. В средне- и позднекембрийскую эпохи в морском бассейне с повышенной динамикой вод отложилась мощная толща глинисто-карбонатных (в основном известковых) осадков. В среднем кембрии морской бассейн, по-видимому, состоял из впадин и отмелей, осадконакопление было неравномерным, чередовалось с размывами. Так, по р. Рыбная большая часть среднекембрийских осадков эродирована в предчопкинское время. В позднем кембрии условия осадконакопления на севере (Норильский район) и юге (р. Кулюмбэ) существенно отличались. В северную, более глубоководную часть бассейна поступал тонкодисперсный глинисто-карбонатный материал. Здесь обитали граптолиты, брахиоподы, медузы и трилобиты, в целом отличные от организмов, существовавших на юге. В конце позднего кембрия и в начале раннеордовикской эпохи седиментация на территории происходила в мелководном морском бассейне, накапливались толщи доломитов, красноцветные мергелей, алевроитов, реже известняков [44]. В пределах Хантайско-Рыбинского вала, слабые изменения условий осадконакопления отражены меньшими мощностями свит и появлением кремнисто-доломитовых фаций в составе ильтыкской свиты, бассейна рр. Рыбная, Чопко, Омнутах [186].

СРЕДНЕОРДОВИКСКО-РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЙ ЭТАП

С начала среднего ордовика до силурийской эпохи прослеживается регрессивный этап развития региона, пестроцветные формации сульфатно-терригенно-карбонатная и доломит-известняковая сменяются пестроцветной сульфатно-карбонатно-терригенной формацией. В бассейн седиментации поступали продукты химического выветривания со значительными количествами железа, марганца и фосфатов. Дифференцированность движений обусловила тонкую ритмичность образовавшихся осадков (ангирская, амарканская и загорнинская свиты). Жаркий влажный климат среднеордовикской эпохи благоприятствовал развитию трилобитов, мшанок, брахиопод, наутилоидей, криноидей, остракод и др., в комплексе отличных от раннеордовикских. В позднем ордовике на территории, вероятно, существовало море, о чем можно судить по наличию толщи черных известняков и аргиллитов с фауной на р. Кулюмбэ.

Раннесилурийская трансгрессия снивелировала условия осадконакопления на всей территории и на ранних этапах привела к накоплению богатых угле-

родом илов с граптолитами. Стабильное состояние бассейна длилось всю раннесилурийскую эпоху с кратковременной регрессией в предвенлокское время. Тёплый климат способствовал развитию в мелководном бассейне многочисленных брахиопод, трилобитов, гастропод, наутилоидей, криноидей, одиночных и колониальных кораллов. Высокая динамика вод позднелландоверийского бассейна привела к отложению комковатых известняков [44].

С конца венлока постепенно нарастала регрессивная направленность в развитии бассейна. В течение верхнего силура (в лудлове и пржидоле) в лагунах накапливались глинисто-доломитовые осадки с гипсом и ангидритом, осадки этого времени к западу и востоку от Хантайско-Рыбнинского вала характеризуются возрастанием сульфатонности, что свидетельствует о его конседиментационном росте в позднем силуре. Подобная обстановка существовала и в пределах Дудинского вала [186].

С началом девонского периода наступает новый продолжительный седиментационный цикл. При аридном климате в зубовское время на территории образовалась низменная равнина с лагунами, сообщавшимися с морским бассейном отступившим к северу Западной Сибири. Терригенный материал поступал с многочисленных островов, увеличилось отложение сульфатов и каменной соли, стал развиваться немногочисленный, но совершенно новый комплекс организмов – первые рыбообразные (бесчелюстные), единичные крупные остракоды, лингулы, илоеды [44].

Накопление лагунных красноцветных карбонатно-глинистых осадков и сокращение отложения сульфатов в курейское время свидетельствует о трансгрессивной направленности в развитии бассейна. Очевидной трансгрессия стала в разведочинское время, с кратким регрессивным импульсом в его середине. Тёплые морские воды способствовали развитию брахиопод, кораллов, наутилоидей. Формирование кор выветривания на отдельных участках суши, преобладание химического выветривания при гумидном климате вело к накоплению в бассейне железа, марганца, фосфатов. На суше появилась первая растительность [44].

На границе раннего и среднего девона большая часть территории испытала прогибание. В мантуровское время в прибрежно-морских условиях отложились красноцветные кремнисто-глинистые осадки, а в лагунах происходило накопление сульфатов и солей. При аридном климате животный мир был разнообразным: рыбы, водоросли, лингулы, остракоды. В нахохозское время, после кратковременного перерыва в мелких лагунах накапливались красноцветные глины и мергели с гипсом. В предкаларгонское время нахохозские отложения на территории были частично размыты. В каларгонское время в прогибах происходило накопление мощной сероцветной сульфатно-известняковой терригенно-карбонатной формации, которая на отдельных участках была соленосной. Конседиментационные поднятия проявляются более контрастно, и на их сводах происходит размыв нахохозских, а иногда и юктинских образований. Прибрежно-морские обстановки периодическим сменялись лагунными, происходило накопление хемогенных доломитов, сульфатов (гипс, ангидрит), каменной соли. Частые колебания режима бассейна в фокинский век препятствовали развитию животного мира. Крупная

регрессия фаменского времени завершилась образованием эвапоритовой сульфатно-терригенно-карбонатной формации [186].

В начале турнейского века наиболее интенсивно формируются поднятия и прогибы, преобладает размыв девонских толщ, осадки фокинской свиты сохранились в основном в пределах прогибов. Во второй половине турнейского века произошла стремительная трансгрессия, аридный климат сменяется гумидным, формируется морская известняковая формация. В целом раннекаменноугольный период развития региона характеризуется активизацией тектонических движений, большей частью с унаследованием более ранних структур. Наличие в турне чувствительной морской фауны фораминифер, кораллов свидетельствует о стабильности морского режима. В визейский век развитие бассейна было уже регрессивным, отлагались глинисто-карбонатные осадки с синседиментационными брекчиями ангидритов. В раннем карбоне закончился длительный (почти 1,3 млрд. лет) период существования в основном морского режима на территории Средней Сибири [44].

СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНО-ПОЗДНЕПЕРМСКИЙ ЭТАП

На границе раннего и среднего карбона после крупной структурной перестройки установились преимущественно континентальные условия осадконакопления. Области занятые морскими бассейнами сменились поднятиями, осложнёнными на отдельных участках наложенными впадинами и прогибами. Движения по разломам фундамента активизировались с заложением новых структур и формированием ранее существующих Хантайско-Рыбинского поднятия, Дудинского вала, Енисейско-Хатангского, Норильско-Хараелахского и Ламско-Хантайского прогибов. В результате размывов положительных структур, базальные слои среднекаменноугольно-позднепермских формаций залегают с трансгрессивным, а иногда и угловым несогласием на различных горизонтах палеозоя. Осадконакопление на большей части территории происходило в прибрежно-морских и лагунно-континентальных условиях, климатические условия благоприятствовали развитию растительности.

В начале ранней перми произошла небольшая трансгрессия Западно-Сибирского моря, охватившая крайние западные и северные части площади. Конседиментационные структуры в значительной степени были сnivelированы, угленакопление достигло максимума. После кратковременного перерыва вновь произошла активизация тектонических движений, возобновился рост конседиментационных структур, в том числе Норильско-Хараелахского прогиба. В позднебургуклинское и пеляткинское время палеогеографические и геотектонические условия были благоприятны для интенсивного угленакопления. Терригенные осадки чередовались с горизонтами, насыщенными растительным материалом, преобразовавшимся впоследствии в каменный уголь. В Норильско-Хараелахском и Ламско-Хантайском прогибе сформировалась наибольшая мощность угленосных отложений с максимальным коэффициентом угленосности [186].

Во второй половине поздней перми (дегалинское и гагарьеостровское время) седиментация продолжалась в условиях аллювиальной равнины. Отлагались терригенные осадки, но поступление растительного материала значительно снизилось, возможно, это связано с началом вулканической деятельности.

ПОЗДНЕПЕРМСКО-ТРИАСОВЫЙ ЭТАП

В конце палеозоя в Западной Сибири был интенсивно проявлен рифтогенез с масштабным базитовым вулканизмом связанным с поднятием к земной коре крупных магматических масс. Заложение наиболее крупных рифтов происходило в основном по системе проявленных ранее глубинных разломов. Положение площади на пересечении двух рифтовых систем субмеридиональной Западно-Сибирской и субширотной Енисейско-Хатангской обусловило высокую проницаемость земной коры и формирование уникальной гипербазит-базитовой вулкано-интрузивной никеленосной ассоциации. Базитовый магматизм в период от поздней перми до среднего триаса широко разнообразен по формам проявления и вещественного состава пород. Общая мощность вулканогенной толщи в пределах Норильско-Хараелахского прогиба достигает 4 км, что значительно превышает объемы вулканитов сопредельных территорий [68, 186].

Выделено три крупных этапа вулканической деятельности отвечающих тутончанскому, двурогинскому и пугоранскому времени [69]. Первый этап вулканизма отвечает возрасту ивакинской, сыверминской, гудчихинской свит, формирование которых совпало по времени с позднепалеозойско-раннемезозойской перестройкой структурного плана территории. В этот начальный период континентального рифтогенеза произошло накопление трахибазальтов ивакинской свиты и внедрение комагматичных интрузивных тел трахидолеритов, выделенных в самостоятельную щелочно-вулкано-интрузивную ассоциацию. Другую вулкано-интрузивную ассоциацию составляют базальты, пикробазальты сыверминской и нижней пачки гудчихинской свиты. В качестве комагматов пикритовых лав гудчихинской свиты рассматриваются интрузивы фокинского комплекса, характеризующиеся широким набором признаков, свойственных базальтам обеих свит.

Второй этап ареального типа магматизма соответствует времени формирования вулканитов существенно эксплозивного характера. В результате чего были образованы многочисленные вулканические постройки с субвулканическими телами нижнеталнахского и курейского комплексов, образующие первичный цоколь палеорельефа высотой до 200 м., наиболее полно выраженного в пределах западной окраины тунгусской синеклизы. В процессе формирования толщи второго этапа вулканизма положительные формы рельефа были полностью нивелированы мощными потоками базальтов, переслаивающимися с туффитами и мощными линзами кварц-полевошпатовых песчаников с обильными остатками флоры и пресноводной фауны.

Вулканогенные образования первого и второго этапов образуют своеобразную дифференцированную, расслоенную серию ареального распределе-

ния, контролируемого глубинными разломами. Области распространения различных пачек находятся в пределах практически одних и тех же линейных зон, которые рассматриваются как оси отрицательных вулканотектонических структур. В целом накопление лав было синхронным погружению и определялось интенсивным растяжением участков земной коры вдоль проницаемых тектонически активных зон. Эти же зоны контролируют распределение практически всех субвулканических тел.

Третий этап вулканизма связан с максимальной интенсивностью магматизма, приходящейся на постморонговское время, когда вся территория Сибирской трапповой провинции с радиусом почти в тысячу километров была нивелирована в абсолютно плоскую поверхность без признаков положительных или отрицательных форм рельефа. На огромной территории не было даже ручьёв, крайне редко отмечались признаки мелководных озёр. Это составляет особенность ареального типа магматизма, когда нет ни одной вулканической постройки в классическом понимании этого термина, что связано с отсутствием вулканов центрального и трещинного типа. Магма изливалась здесь одновременно на большой площади из множества мелких каналов типа коротких даек. Однако, ведущая роль в развитии рудно-магматических систем принадлежала Норильско-Хараелахскому и Имангдино-Летнинскому глубинным разломам, в зонах влияния которых формировались расслоенные, дифференцированные интрузивы норильского комплекса несущие уникальное сульфидное платиноидно-медно-никелевое оруденение.

Излияниями базальтов самоедской свиты и таловской толщи в конце раннего – начале среднего триаса закончилась вулканическая деятельность и становление интрузивов оганерского, моронговского и далдыканского комплексов. В Норильском районе сформировалась мощная толща вулканитов, как результат проявления континентального рифтогенеза, охватившего к концу этапа обширные пространства Сибири. Вулканиты выполняют Норильско-Хараелахский рифтогенный прогиб, именно здесь их мощность максимальна (до 4 км), по сравнению с прилегающими районами Тунгусской синеклизы (1,5-2,0 км). В Норильско-Хараелахском прогибе сосредоточена основная масса вулканитов дифференцированной серии и практически все рудоносные интрузии. Резко наложенный характер структуры обусловлен активизацией зон глубинных разломов Енисейско-Пясинского и Имангдино-Летнинского, которые служили бортами рифта. Норильско-Хараелахский разлом являлся осевой зоной прогиба, где растягивающие напряжения были максимальны [186].

ПОЗДНЕТРИАСОВО-ПАЛЕОГЕНОВЫЙ ЭТАП

По мере развития системы рифтов, сопровождаемых общим растяжением земной коры, происходило образование резонансного (рифтогенного) Енисейско-Хатангского прогиба с общим прогибанием. В позднем триасе затухание базитового магматизма сопровождалось кратковременной активизацией разломов, дифференциацией остаточных магматических масс, проявлением

гидротермально-метасоматических процессов и становлением малых интрузивов болгохтохского комплекса субщелочного и кислого состава.

После затухания магматизма продолжается формирование Енисейско-Хатангского прогиба и опускание Западно-Сибирской плиты, их границы постепенно расширяются, налегание мезозойских осадочных толщ имеют трансгрессивный характер. На севере и западе рассматриваемой территории в прибрежно-морских условиях накапливались алевриты, глины, пески, иногда с примесью вулканомиктового материала. Одновременно происходило воздымание Сибирской платформы, эрозия пород её чехла и снос материала в прогибы. Периодическая активизация движений на границах главных структур по зонам разломов сопровождалось пологой складчатостью образованием надвигов и горсто-грабеновых структур высокого порядка в пограничных валах и прогибах. Общее воздымание Сибирской платформы, продолжавшимся в позднем триасе, юре, мелу и кайнозое было сводовым, при этом постепенно оформилась его приподнятая центральная часть и относительно пониженная краевая – Норильское, Хараелахское плато и север плато Путорана. Средняя разница высот центральной и краевой частей поднятия составляла 600 – 700 м. Возможно, рост Хантайско-Рыбнинского поднятия происходил быстрее, чем на смежных территориях, раннетриасовые образования и позднепалеозойские отложения в его пределах были размывы и сохранились только в Кулгахтахском и Омнинском грабенах.

Юрская трансгрессия, распространявшаяся со стороны Западно-Сибирского морского бассейна и от Восточно-Азиатского моря, охватила центральную часть современной Северо-Сибирской равнины. Фундамент юрского прогиба имел блоковое строение, и движения блоков определили формирование конседиментационных структур. Увеличение площади трансгрессии отмечается в плинсбахский век, а сокращение её в тоарском. Типично морские обстановки были свойственны в дальнейшем для позднего тоара, позднего бата, келловоя и титонского века. Они чередовались с прибрежно-морскими и лагунными условиями осадконакопления, при которых накапливались песчано-алевритовые осадки, часто с прослоями галечников. Состав отложений, а также развитие микрофауны и солоноватоводных пелеципод указывают на близость источников сноса. На границе келловоя и оксфорда в результате структурной перестройки произошла регрессия, осушение площади, что привело к повсеместному отсутствию средне и верхнекелловейских отложений. С этого времени началось активное формирование продольного Рассохинского вала. Нарастание трансгрессии приходилось на кимериджский и титонский века, когда море достигало Среднесибирского полоскогорья. Растительность, произраставшая в юрский период на участках суши, была представлена хвойными и папоротниками с небольшим содержанием цикадовых, количество которых постепенно увеличивалось к поздней юре, а в конце юры появились первые голосемянные растения. Климат ранней юры был умеренно тёплым и влажным, в средней юре происходило некоторое похолодание [44].

На протяжении почти всего раннего мела в осевой части Енисейско-Хатангского регионального прогиба продолжался рост Рассохинского вала, на крыльях и в сводовой части которого за счёт размывов формировался не-

полный разрез по мощности (до 500 м) и по составу осадков. В сопряжённых с ним Агапском прогибе и Боганидской впадине, мощность осадков больше в 2,5 раза. В берриасе площадь бассейна седиментации несколько сократилась за счёт разрастания Среднесибирской суши, а в валанжине вновь расширилась с преобладанием морских условий, при которых развивалась фауна открытого моря. Регрессия началась в конце валанжинского века и продолжалась до раннего альба. Во второй половине готеривского века море сохранилось только в Усть-Енисейском районе, где отлагаются алевроиты, пески с гравием и галькой; многочисленные маломощные прослои углей, конкреции глинистых сидеритов, окатышей глин. Территория Енисейско-Хатангского регионального прогиба превратилась в озерно-болотную равнину с накоплением песков с прослоями алевроитов и глин, обогащённых растительными остатками, горизонтами торфяников, образовавших впоследствии бурые угли. [44]. В апте и первой половине альба, увеличился привнос в бассейны глинисто-алевритового материала, произошло заболачивание значительных площадей, на которых усилились процессы торфонакопления. Им способствовал тёплый и влажный климат, установившийся с начала мела. Во второй половине альба и в сеномане на севере и западе территории происходила постепенная ингрессия Западно-Сибирского моря. Прекратилось торфонакопление, усилилось поступление в бассейн песчаного материала: отложились глауконитовые пески и алевроиты с лептохлоритами и фосфоритами, с железистыми и известковыми стяжениями. Распространилась фауна белемнитов, аммонитов, иноцерамов. Произрастали теплолюбивые растения – цикадовые, таксодиевые и др. Начиная с середины сантонского века море охватило весь Енисейско-Хатангский региональный прогиб. На западе продолжали отлагаться глинисто-алевритовые и песчаные осадки с глауконитом, лептохлоритами, фосфоритами, в кампане – даже с оолитовыми и бобовыми железными рудами [44].

Регрессия Полярного морского бассейна в маастрихтском веке привела к образованию на территории прогиба аллювиально-озерной равнины. Лагунная обстановка сохранилась только на крайнем северо-западе. В маастрихтском и датском веках на левобережье Енисея отлагаются терригенные, преимущественно песчаные осадки, завершающие регрессивную последовательность мелового осадконакопления (танамская, кэппарская свиты). Климат позднего мела оставался тёплым и умеренно влажным.

В палеогеновый и неогеновый периоды основная часть территории развивалась в континентальных условиях. Остаточные лагуны сохранились только в наиболее мобильных участках Енисейско-Хатангского регионального прогиба. В них накопились глинисто-алеврито-песчаные осадки. На юго-западе происходит медленное воздымание и накопление прибрежно-мелководных и озерно-речных существенно песчаных осадков [44].

НЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЙ ЭТАП

Начальные этапы развития территории в неоплейстоцене фиксируются в погребенных переуглубленных долинах, опускающихся до минус 180 м абс.

выс. Последние сформировались в ледниковье эоплейстоцена в результате выпаживания покровными и горно-долинными ледниками и эрозионной деятельности напорных подледных и внутрiledниковых талых вод. Долины приурочены к современным унаследованным троговым котловинам Норильских озер, Хантайско-Рыбнинской ложбине и долине Енисея. Заполняющие долины эоплейстоценовые отложения были полностью разрушены последующей трансгрессией начала раннего неоплейстоцена. Ранние этапы трансгрессии фиксируются грубообломочным материалом на дне погребенных долин и являются прибрежными фациями и отчасти перлювием по ледниковым образованиям позднего эоплейстоцена. В ходе трансгрессии сформировались мощные морские варомыхинские пески глины и алевроиты.

Во второй половине позднего неоплейстоцена вместе с развитием ледниковья наступил этап регрессии. Часть палеодолин была снова заполнена ледниковыми отложениями болгохтохской свиты. Начало среднего неоплейстоцена ознаменовалось новой тепловодной межледниковой трансгрессией. Ее осадки, в отличие от более древних, имеют широкое распространение и прослеживаются практически на всей территории листа в качестве устьсоленинских и туруханских морских образований. Среднеоплейстоценовое море занимало Северо-Сибирскую низменность, долину Енисея и доходило до оз. Пясино. Температуры воды в море были выше нуля, т.е. существенно теплее современных вод Карского моря.

Значительное влияние на формирование приповерхностной толщи рыхлых осадочных образований и современный рельеф оказало среднеоплейстоценовое оледенение. Его мощность возможно достигала трех с половиной километров [Воронов, 1964] и в максимум своего развития оно перекрывало полностью территорию листа. Северосибирская морена до сих пор слагает обширные водоразделы в бассейнах рек Агапа и Пясины, выходя на дневную поверхность. Параллельно с существованием покровного среднеоплейстоценового ледника с центром на шельфе Карского моря и фронтом ушедшим на юг до бассейна Иртыша, возник крупный подпрудный озерно-ледниковый водоем. Крупнейшие реки Западной Сибири Обь и Енисей оказались лишены стока в Северный Ледовитый Океан и образовали огромное внутреннее озеро-море. Оно протягивалось от Уральских гор до Среднесибирского плоскогорья и существовало долгое время до полной деградации мощнейших ледниковых покровов. В результате сформировалась мощная толща ритмичных алевро-глинистых осадков достигающая во впадинах мощности 80 м при средней 35–40 и протягивающаяся через всю арктическую часть Западной Сибири. На территории листа она представлена коевской и селякинской свитами, хорошо известными в Норильском районе по данным бурения и выходящими в обрывах по правому берегу Енисея чуть ниже пос. Усть-Порт. Разрушение столь крупного ледника в среднем неоплейстоцене привело к формированию обширных задровых и камовых полей, ложбин и долин стока талых ледниковых вод. В виде крупных шлейфов они сохранились в Западно-Сибирской низменности, непосредственно к западу от рассматриваемой территории. На листе же отдельные останцы задров и камовых массивов можно наблюдать вдоль левого берега р. Енисей, на водоразделе рек Агапа и Пясины и в районе Никитинского Яра.

Важнейшим рубежом в геологической истории позднего неоплейстоцена территории является последнее межледниковье. Его основным событием была каргинская морская трансгрессия, максимум которой превышал современный уровень Мирового океана на пять метров. Сейчас большая часть морских каргинских песков, алевритов и глин находится выше уровня моря, что является результатом вертикального поднятия территории как минимум на 60–70 м в ходе гляциоизостатической компенсации. Штандровые фации и сохранившийся местами абразионный уступ прослеживаются на отметках 70–80 м абс. выс. Воды поздненеоплейстоценовой трансгрессии были с положительными температурами, о чем свидетельствуют многочисленные находки тепловодной фауны моллюсков, фораминифер и диатомовых. Распространение морского бассейна было ограничено возвышенными участками среднеоплейстоценового ледникового рельефа и ограничивалось современной долиной р. Агапа и прилегающих территорий. В долине р. Енисей одновременно с трансгрессией формировался межледниковый малохетский аллювий.

В первом криохроне позднего неоплейстоцена уровень каргинского моря понизился на 40–60 м, а в регионе началось развитие покровных ледников. Один из них продвигался с шельфа Карского моря и перекрывал лишь территорию к северу от долины р. Агапа. Положение края Карского ледника фиксируют ярко выраженные Мокориттские гряды и сопряженные с ними конечные морены занимающие северо-западную часть листа и имеющие дугообразную форму, обращенную выпуклой частью с севера на юг. Второй ледник, с центром на Среднесибирском плоскогорье, спускался на запад к долине р. Енисей, пересекал ее и останавливался в районе долины р. Бол. Хета. В это время крупные краевые гряды вдоль западного борта долины р. Енисей и напорные параллельные гряды типа Муксунахской в 50 км к северу от оз. Пясино.

В результате подпруживания рек бассейна р. Енисей и бассейна Карского моря сформировалось несколько подпрудных озерно-ледниковых водоема – близ долины р. Енисей, в Хантайско-Рыбнинской ложбине и на территории Северо-Сибирской низменности. Возможно, в определенное время часть этих озер соединялась между собой образуя общий бассейн размером со среднее море. В результате были сформированы мощные толщи ритмичных и ленточных глинистых осадков широко распространенных и почти повсеместно перекрывающих верхнеоплейстоценовые морены.

Ньяпанская краевая моренная гряда к северу от оз. Пясино и морены обрамляющие с востока Норильское плато, вероятно, сформировались во вторую стадию оледенения первого позднеоплейстоценового криохрона – около 60 тыс. лет назад. В это же время должны были отложиться глинистые и алевритистые образования тукаландинской свиты. Последние появились в результате подпруживания ледником верховьев долин небольших рек, спускающихся с восточного склона хребта Лонгдокойский камень.

Позднее наступил этап развития эрозионной сети, во время которого сформировался аллювий второй и первой надпойменных террас. Кроме того, в течение всей второй половины позднего неоплейстоцена на обширных пространствах перигляциальных равнин господствовало эоловое осадконакопление. Сформировались мощные толщи покровных песков и алевритов разби-

тые многочисленными горизонтами псевдоморфоз по повторно-жильным льдам и морозбойными трещинами.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Сведения о гидрогеологических условиях территории листа базируются на материалах, полученных в результате разного рода геологических и гидрогеологических исследований, приведенных в монографиях «Гидрогеология СССР», т. 18; Госгеолкарта СССР (новая серия), лист R-(45)-47-Норильск, в работах Е.А. Баскова, Е.Е. Кузьмина, Н.И. Обидина, В.И. Важова [14, 21, 40, 110] и других исследователей, а также на обзорных гидрогеологических и гидрогеохимических картах и др. В целом гидрогеологическая изученность территории листа неравномерная и удовлетворяет требованиям масштаба 1:1 000 000 лишь в Норильском и Хантайском районах Тунгусской синеклизы, где проводилась кондиционная гидрогеологическая съемка масштаба 1:200 000, выполнены детальные работы на некоторых рудных месторождениях.

В соответствии со структурно-гидрогеологическим районированием [242] в пределах рассматриваемого листа выделяются – Сибирский сложный криогенный гидрогеологический бассейн в границах Енисей-Хатангского мегапрогиба, Тунгусской синеклизы Сибирской платформы и Западно-Сибирский сложный артезианский бассейн в пределах Западно-Сибирской плиты. Западно-Сибирский сложный бассейн здесь включает фрагменты Тазовско-Пурского криогенного гидрогеологического бассейна (I_1). Сибирский сложный криогенный гидрогеологический бассейн первого порядка включает Хатангский (II_1) и Тунгусский (II_2) криогенные гидрогеологические бассейны второго порядка. В последнем выделяется ряд структур третьего порядка (гидрогеологических районов): Пясино-Хантайский (II_2^1), Норильский (II_2^2), Путоранский (II_2^3). Данные районы приурочены к тектоническим структурам Тунгусской синеклизы (соответственно Хантайско-Рыбнинское поднятие; Норильская и Вологочанская мульды на западе и Хараелахская, Иконская, Имангдинская, Нетская и Неругдинская мульды на востоке).

Гидрогеологические условия региона определяются геологическим строением территории, ее климатическими, орографическими и геокриологическими условиями. Климат здесь резко континентальный с количеством атмосферных осадков до 600 мм в год. Летом и осенью выпадает до 200 мм осадков. Средняя температура января – 28°C – июля $+12^{\circ}\text{C}$ с амплитудой колебания температуры воздуха в течение года до 80° . Зимний период длится около 8 месяцев. Снежный покров появляется в сентябре тает в апреле-мае.

В рельеф территории листа выделяется два основных элемента – Среднесибирское плоскогорье и Северо-Сибирская низменность. Среднесибирское

плоскогорье представлено здесь северо-западной частью. Рельеф его поверхности в основном платообразный с абсолютными отметками до 500-700 м и более. Выделяются отдельные плато – Норильское, Хараелахское, Путорана. Норильское плато отделено от плато Путорана Пясино-Хантайским понижением с отметками поверхности от 50 до 200 м. Плоскогорья довольно сильно расчленены V-образными долинами глубиной от 150 до 300 м.

Большая часть территории листа занимает Северо-Сибирская низменность с абсолютными отметками водоразделов не более 200 м. Это аккумулятивная равнина осложненная пологими грядами, разделенными слабо врезанными 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 наледы.

Рассматриваемая территория находится в зоне распространения многолетнемерзлых пород. На большей части территории листа развита сплошная мерзлота (приложение) мощностью 1000 м. Под руслами крупных рек (Енисей, Пясины) и озер (Пясины, Мелкое, Глубокое и др.) присутствуют талики. На юге территории в долине Енисея и Хантайского водохранилища развита островная мерзлота.

Гидрогеологические условия меняются по площади листа главным образом в зависимости от криогенных условий и состава вмещающих пород. На территориях с развитием сплошной мерзлоты в осадочных породах подземные воды в верхней части разреза связаны с оттаивающим в летнее время сезонно-талым слоем мощностью до 2 м, редко более и подрусловыми и подозерными таликами. В районах распространения островной мерзлоты на талых участках развиты водоносные комплексы, водообильность которых определяется составом водовмещающих пород.

В гидрогеологическом разрезе территории выделяется два гидрогеологических этажа отличающихся условиями формирования подземных вод. Подземные воды верхнего этажа формируются за счёт вод современного климатического цикла и имеют атмосферное питание. Нижняя граница этажа на участках развития островной и прерывистой многолетней мерзлоты определяется положением региональных базисов дренирования (Хантайское водохранилище, р. Енисей). Питание подземные воды получают на не промороженных участках водоразделов. Разгрузка их происходит преимущественно в долинах рек по разрывным нарушениям. На территориях развития сплошной многолетней мерзлоты к верхнему гидрогеологическому этажу можно отнести сезонно-талый слой 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 показаны на Гидрогеологической схеме. Как видно, на поверхность выходят водоносные комплексы: меловой (К), триасово-нижнемеловой (Т-К₁), ордовикско-нижнесилурийский (О-S₁), вендско-кембрийский (V-C). Кроме того, в пределах листа выходит на поверхность девонско-нижнекаменноугольный

(D-C₁) относительно водоупорные горизонты, а также криогенные водоупорные горизонты: верхнемеловой-палеогеновый (K₂-P, маастрихтско-датский), меловой (K), триасово-нижнемеловой (T-K₁), нижнетрасовый (T₁), среднекаменноугольно-пермский (C₂-P), девонско-нижнекаменноугольный (D-C₁) ордовикско-нижнесилурийский (O-S₁), вендско-кембрийский (V-C) и криогенные водоупорные зоны трещиноватости разного возраста и состава. Их перекрывает практически повсеместно плиоцен-четвертичный водоносный комплекс, часто криогенный (на схеме не показан). В молодых и современных образованиях развиты надмерзлотные подземные воды, связанные сезонно-талым слоем либо подрусловыми таликами. На водоразделах этот комплекс после оттаивания часто дренирован.

ОСНОВНЫЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ

Плиоцен-четвертичный криогенный водоупорный горизонт. Породы плиоцен-четвертичного возраста имеют практически повсеместное распространение и отсутствуют лишь на участках скальных обнажений. Они представлены в основном ледниковыми, элювиально-делювиальными и аллювиальными образованиями, сложенными суглинками, супесями и песками, реже щебнем и более грубозернистым материалом общей мощностью до первых десятков метров и более. Породы проморожены и образуют водоупорный горизонт. В летне-осенний период верхняя часть толщи оттаивает. Этот сезонно-талый слой водоносен. Грунтовые пластово-поровые воды элювиально-делювиальных отложений питаются в основном талыми и дождевыми водами. Водопритоки в шурфы измеряются десятками долями литра в секунду. К концу декабря или в январе водоносные горизонты полностью промерзают. Минерализация этих вод составляет 0,02-0,3 г/дм³, состав гидрокарбонатный кальциевый, натриевый, либо магниево-кальциевый. На водоразделах водопроницаемые породы к концу лета полностью оттаивают и постепенно дренируются. Также подземные воды распространены в подрусловых и подозерных таликах, кроме того часто встречаются жилы и линзы подземных льдов.

В краевых частях Путоранского и Норильском гидрогеологических районах на участках древних долин рек Талнах, Ергалах, Амбарная, Валек и др. под криогенным водоупором развит водоносный горизонт четвертичных образований мощностью до 130 м (р. Ергалах), представленный валунно-галечными аллювиальными отложениями. Воды горизонта напорные. Величина напора достигает 100 м и более. Многие скважины фонтанируют. Дебиты скважин достигают 32 л/с при понижении до 27 м [40]. Так дебит скважины Е-1, вскрывшей четвертичные отложения в долине р. Ергалах на глубину 100 м, в интервале 73-80 м равен 10-12 л/с. Скважина фонтанировала на высоту до 15 м [28]. Воды пресные (до 0,3 г/л) гидрокарбонатные кальциевые, натриево-кальциевые.

В Пясинско-Хантайском районе в четвертичных образованиях распространены главным образом слабо соленые воды (до 2,5 г/л) с повышенными концентрациями сульфат-иона. В источнике 3 в долине р. Хеннюлях слабо соленые сульфатные воды разгружаются с дебитом до 100 л/с [26]. В осевой

части этого района встречаются хлоридные натриевые рассолы с минерализацией до 165 г/л (источник на южном берегу оз. Хантайское у рамки карты). Формирование сильно минерализованных вод здесь связано с подтоком из соленосных образований девона.

Воды древних долин, врезанных в борта Норильского плато и плато Путорана, а также подрусловых потоков многих рек и ручьев весьма перспективны для использования как источник водоснабжения.

Меловой водоносный комплекс повсеместно распространён в Тазовско-Пурском и Хатангском бассейнах. При этом практически повсеместно верхняя часть разреза пород мела проморожена и является меловым криогенным водоупорным горизонтом. Водоносной комплекс образует нижняя часть разреза меловых отложений. Лишь на весьма ограниченном участке в долине р. Енисей сплошная мерзлота отсутствует и водоносные меловые отложения выходят на дочетвертичную поверхность. Меловой водоносный комплекс представляет собой толщу переслаивания водоносных (пески, песчаники, алевролиты, бурые угли – танамская, долганская, малохетская, суходудинская, нижнехетская свиты) и водоупорных (глины, алевролиты, фосфориты – салпадинская, дорожковская, яковлевская) пород общей мощностью до 1000 м и более. Подземные воды комплекса опробованы в районе г. Дудинки 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/л) хлоридные и гидрокарбонатно-хлоридные натриевые, реже кальциево-натриевые, азотные и метаново-азотные. Содержание йода в водах составляет 1-3 до 18 мг/л, брома – до 54 мг/л

Юрско-нижнемеловой (берриасский) водоносный комплекс содержит в основном трещинно-пластовые и порово-пластовые подземные воды. Он занимает те же территории, что и выше охарактеризованный меловой водоносный комплекс. Представлен яновстанской свитой верхней юры – нижнего мела; сиговской, малышевской, точинской средней-верхней юры; нерасчлененными отложениями нижней-средней юры и тампейской серией триаса. Вещественный состав перечисленных свит сходен и включает алевролиты, алевролиты, песчаники, пески, конгломераты. Суммарная мощность отложений достигает 1000 м и более. Воды комплекса изучались на выше упомянутых Нижнехетской, Малохетской, Сухо-Дудинской, Долганской, а также Джангодской, Рассохинской, Тундровой и ряде других разведочных площадях.

В Тазовско-Пурском бассейне на Нижнехетской площади воды комплекса вскрыты в интервалах 979-988, 1035-1046, 1122-1135 скважиной 2-Р. Дебит скважины составляет 7-22 м³/сут при понижении 641-759 м. Воды соленые (5,5-7,3 г/л) хлоридные и гидрокарбонатно-хлоридные натриевые. Содержание йода – 5 мг/л, брома – 16 мг/л. Состав газа, растворенного в воде метановый с тяжелыми углеводородами. Температура воды на гл. 1024 м – 21,5⁰С. На Малохетской площади опробованными оказались интервалы от 180-848 (фонтанирование скв. 2-Р), от 317—319 до 906-908 м. Дебиты скважин при откачках составляли от первых кубических метров до 216 м³/сут при пони-

жении от 10 до 560 м. Удельные дебиты менялись от ничтожных до 0,093 л/с*м. Дебит фонтанирования скв. 2-Р составил 430 м³/сут. Статический уровень в скважинах составил от 25 до 38 м. Воды соленые (4,9-12,4 г/л) хлоридные и гидрокарбонатно-хлоридные на больших глубинах (более 500 м) натриевые. Температура воды увеличивается от 3⁰С на глубине 300-400 м до 24⁰С на глубине 1154 м (скв. 3-Р).

В Хатангском бассейне (Рассохинская, Тундровая, Джангодская площади) 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/л.

Палеозой-триасовый водоносный комплекс залегает в основании мезозой-кайнозойского чехла Тазовско-Пурского и Хатангского бассейнов (на поверхность не выходит). Вскрывается на глубинах до 1500-2500 м и более. На Суходудинской площади скважины вскрыли подземные воды в известняках, доломитах и туфах силура (интервалы 1486-1516 и 1551-1723 м). Статический уровень вод 74 и 82 м. Дебит скважин 66; 46 м при понижениях 145; 276 м соответственно удельный дебит – 0,005, 0,001 л/с*м. Воды гидрокарбонатно-хлоридные натриевые сильно соленые (11,9-21,2 г/л). Температура воды 31-32⁰С на глубине 1500-1600 м. Скв. Долганская 1-Р вскрыла воду в интервале 2598-2750 м в аргиллитах и песчаниках триаса, статический уровень +9 м. Дебит на самоизливе 87,4 л/с. Воды соленые (10,3 г/л) хлоридного натриевого состава. Температура воды 55⁰С.

Триасовый криогенный водоупорный горизонт распространен в Норильском и Путоранском районах. 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 распространён триасовый водоносный комплекс, содержащий порово-трещинно-пластовые и трещинно-жильные подмерзлотные воды. Водоносность комплекса связана главным образом с пластами миндалекаменных базальтов и туфогенных образований. Подземные воды комплекса изучались при разведочном бурении на месторождениях медно-никелевых руд. Дебиты скважин преимущественно 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/л. Реже встречаются щелочные слабо солёные воды (1,7 г/л). Местами развиты сульфатные кальциево-натриевые воды. В долинах рек обнаруживаются хлоридные кальциево-натриевые слабо соленые (до 3 г/л) воды. Состав газов азотный с примесью углекислоты.

Девон-нижнекаменноугольный относительно водоупорный горизонт выходит на дневную поверхность на юго-востоке Пясино-Хантайского района, где представлен толщей мергелей, известняков, доломитов, аргиллитов, алевролитов с прослоями ангидритов, гипсов, каменной соли общей мощностью 1000-1500 м и более. Данная толща включает местами водоносные пачки с трещинно-карстовыми подземными водами. Породы водоносны на глубине 100-350 м. Интенсивная кавернозность прослеживается до глубины 150 м.

Мощность кавернозных зон варьирует от 0,5 до 30 м [17]. Уровни подземных вод часто устанавливаются выше дневной поверхности (до +2 – +28 м), напор до 140 м, удельный дебит достигает 1-2,6 л/с*м и более.

На севере Норильского района известны многочисленные источники с пресными водами, вытекающие из карбонатных, сильно закарстованных пород нижнего карбона и девона. Дебиты источников зимой достигают 200-500 л/с. Воды гидрокарбонатные магниево-кальциевые. В долине р. Амбарная из известняков нижнего карбона вытекают сероводородные воды сульфатного кальциевого состава с минерализацией 1,3-3,2 г/л. Формирование сероводорода связано с деятельностью сульфатредуцирующих бактерий.

Воды пресные и слабо соленые гидрокарбонатного кальциевого и сульфатного кальциевого состава. Нижняя часть разреза карбонатно-галогенной толщи представляет собой водоупор.

В районах сплошного распространения многолетнемерзлых пород данная толща на глубину до 100-500 м представляет собой девон-нижнекаменноугольный криогенный водоупорный горизонт. Подмерзлотные подземные воды изучены слабо. 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/л. Дебит скважины порядка 1 л/с [26]. В ряде мест скважинами и горными выработками вскрыты хлоридные натриевые воды с минерализацией более 40 г/л [100]. Формирование химического состава этих вод, а также вод источников соленых сульфатных кальциевых и хлоридных натриевых вод связано с процессами выщелачивания галититовых пород.

Ордовик-нижнесилурийский водоносный комплекс распространён на юге Пясино-Хантайского района, где отсутствует сплошная многолетняя мерзлота. Здесь мерзлота носит островной и прерывистый характер. Мощность многолетнемерзлых пород достигает 30-40 м. Породы представлены аргиллитами, алевролитами, мергелями, известняками, доломитами, гипсами, ангидритами общей мощностью до 1000 м. Местами отмечено развитие карста. Трещинно-карстовые воды вскрыты на глубинах 50-290 м. Статические уровни устанавливаются на глубине 6-13 м. Дебит скважин 0,12-0,29 л/с при понижении 1,6-2,1 м [100]. Разгрузка карстовых вод происходит в долинах рек. Источники в долине р. Хантайки имеют дебит 1,5-15 л/с. По химическому составу трещинно-карстовые воды сульфатные кальциевые с минерализацией 1,5-3,5 г/л. С глубиной их состав становится натриевым при минерализации 15-27 г/л. На приводораздельных участках воды часто пресные гидрокарбонатного кальциевого состава.

На большей части Пясино-Хантайского района рассматриваемый водоносный комплекс заморожен на глубину до 150-400 м. Его замороженная часть представляет собой ордовик-нижнесилурийский криогенный водоупорный горизонт. Ниже распространены подмерзлотные воды. В районе г. Норильска они вскрыты скважинами на глубине 300-400 м. Дебиты скважин 0,1-7 л/с при понижении 0,2-38 м. Часто наблюдался самоизлив. В долине р. Валек на глубине 100-260 м вскрыты соленые воды (4,5-31,5 г/л) хлоридного и гидрокарбонатно-хлоридного натриевого состава. Воды сероводородные (H₂S

– до 15 мг/л) с содержанием брома до 127 мг/л, йода – до 23 мг/л, аммония – до 250 мг/л [110].

Венд-кембрийский водоносный комплекс преимущественно карбонатных отложений общей мощностью до 2 000 м и более содержит грунтово-трещинные, трещинно-пластовые и трещинно-карстово-пластовые воды. Породы кембрия, слагающие верхнюю часть разреза водоносного комплекса (образования венда на поверхность не выходят и вскрыты скважинами), выходят на дочетвертичную поверхность на юге Пясино-Хантайского района, где сплошная мерзлота отсутствует. Данные по подземным водам комплекса скудны. Часто авторами при характеристика подземных вод кембрийскую толщу рассматривают совместно с ордовик-силурийской карбонатной толщи. По водоносности и гидрогеохимии указанные толщи сходны (см. выше охарактеризованный ордовик-силурийский водоносный комплекс). В долине р. Гремяки и районе оз. Мелкого в трещиноватых известняках и доломитах вскрыты слабо-средне соленые (1,5-5,0 г/л) сульфатно-кальциевые и хлоридные натриевые воды. Дебит скважин до 8 л/с при понижении 14 м. Кроме того, в долине р. Сиговой в известняках кулюмбинской свиты верхнего кембрия обнаружен восходящий источник с дебитом 0,5 л/с. Вода имеет железистый привкус сульфатная натриевая с минерализацией 1 г/л. Вероятно формирование ее состава связано с окислением сульфидов.

На большей части территории Пясино-Хантайского района, венд-кембрийская толща выходит на поверхность в краевых частях Норильского и Путоранского гидрогеологических района, где находится в зоне сплошного развития многолетнемерзлых пород и представляет собой венд-кембрийский криогенный водоупорный горизонт мощностью порядка 200-400 м и более. На большей части территории здесь она перекрыта триасовым криогенным водоупором и водоносным комплексом девона-нижнего карбона. Ниже в венд-кембрийском водоносном комплексе распространены крепкие хлоридные натриевые и натриево-кальциевые рассолы.

Разновозрастная криогенная зона трещиноватости интрузивных пород находится в зоне распространения многолетнемерзлых пород и содержит воду в твердой фазе. Мощность этой зоне составляет первые сотни метров. Ниже развиты подмерзлотные регионально-трещинные трещинно-жильные воды в разновозрастной водоносной зоне трещиноватости интрузивных пород. Наиболее хорошо они изучены на рудных месторождениях. Водовмещающими являются габбро-диабазы и габбро-долериты различного состава. Воды вскрываются на глубинах 160-200 м и более. По данным Е.Е. Кузьмина [87] коэффициенты фильтрации этих пород 0,0001-0,05 м/сут 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 интрузивных пород в районе рудных месторождений хлоридный кальциевый, натриево-кальциевый, реже сульфатный натриевый, кальциево-натриевый. Формирование столь редко встречающегося химического состава вод определяется составом вмещающих пород. Сульфатные воды образуются при окислении сульфидов.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Территория охватывает части Западно-Сибирской, Лено-Тунгусской нефтегазоносных провинций, а также Енисей-Хатангской, Восточно-Сибирской минерагенических провинций и включает месторождения, проявления, пункты минерализации всех групп полезных ископаемых. Наиболее значимыми полезными ископаемыми региона являются: нефть, газ, уголь каменный, медь, никель, кобальт, золото, платина, платиноиды и многочисленные месторождения строительных материалов.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

НЕФТЬ И ГАЗ

Территория расположена на границе Западно-Сибирской и Лено-Тунгусской нефтегазоносных провинций (НГП). Большая часть площади относится к восточным районам Западно-Сибирской НГП, частично включающей нефтегазоносные области (НГО): Енисей-Хатангскую, Пур-Тазовскую (юго-западная часть Енисейско-Хатангского прогиба) и потенциально нефтегазоносную область (ПНГО) – Елогуй-Туруханскую внешнего тектонического пояса Западно-Сибирской плиты. Северо-западная часть Лено-Тунгусской НГП представлена Северо-Тунгусской НГО и Турухано-Норильским самостоятельным нефтегазоносным районом (Курейская синеклиза и Турухано-Норильская гряда).

С Енисейско-Хатангской НГО связаны наибольшие перспективы нефтегазоносности площади листа. Современные представления о строении и нефтегазоносности Енисейско-Хатангского прогиба основываются на исследованиях Н.Н. Байбородских, Е.Г. Бро, А.Г. Войцеховской, Г. Д. Гинсбурга, В.И. Казаиса, А.Э. Конторовича, Г.Н. Карцевой, Л.Л. Кузнецова, Д.П. Куликова, З.З. Ронкиной, В. Н. Сакса, М.Х. Сапира, Д.С. Сорокова, Д.Б. Тальвирского, Н.Г. Чочия и др. [17, 34, 64, 76, 79, 109, 134, 140, 157].

Нефтегазоносная область Енисейско-Хатангского регионального прогиба характеризуется преобладающим распространением газовых месторождений над нефтяными. Вмещающими для них являются отложения юры и мела, наибольшее число залежей сосредоточено в неокомских отложениях, которые являются преимущественно газоконденсатными. На месторождениях с мощ-

ностью мезозойского чехла до 2000 м по всему разрезу выявлены только чисто газовые залежи (Нижнехетское). Пористость коллекторов снижается от 26-31 % в сеноманских отложениях до 13-20 % в низах сеномана.

Всего на территории Енисей-Хатангского регионального прогиба и прилегающих к нему районов Западно-Сибирской геосинеклизы в юрско-меловых отложениях было выделено семь основных нефтегазоносных комплексов (НГК) – геттанг-байосский, батский, оксфордский, ниже- и верхненеокомский, аптский и альб-сеноманский. Названия НГК даны в соответствии с возрастом их проницаемых комплексов. Промышленная нефтегазоносность доказана в батском, оксфордском и нижненеокомском НГК.

В Енисей-Хатангской НГО расположены все известные на территории месторождения углеводородов: нефтяные – Пайяхское (III-1-1), Байкаловское (II-1-1), и газовые – Хабейское (I-1-1), Джангодское (II-5-1), Озерное (III-2-1), а также проявления (Нижнехетское, IV-1-8) и ряд перспективных объектов (табл. 3).

К перспективным объектам отнесены структуры с подтвержденными перспективами, находящиеся в резервном фонде, подготовленные структуры с оценкой запасов C_3 и локальные площади, выделенные по структурным построениям.

Пайяхское нефтяное месторождение открыто в 1990 году. Продуктивным является пласт НХ-IV-1-3 нижнехетской свиты (K_1). Площадь нефтеносности, составляет 6200 тыс. кв. м, нефтенасыщенная толщина – 8.1 м, открытая пористость – 0.19, нефтенасыщенность – 0.65, коэффициент извлечения нефти – 0.3.

Доказательство нефтеперспективности нижнемеловых пород было получено в 1988 г. В результате бурения первой параметрической скважины Пх-1 в интервале 3432-3436,4 м и 3420,8-3424,4 м был получен приток нефти с дебитом 30,5 м³/сут. В 3,5 км на юг из скважины Пх-2 получен слабый приток нефти (глубина 3449-3455 м).

Пайяхское месторождение располагается в зоне сочленения Восточно-Носковского прогиба, западного окончания Рассохинского мегавала (Озёрное поднятие) и северного крыла Малохетского мезовала. Нефтяная залежь приурочена, по одним данным (Кузнецов, 2001), к группе пластов Нхд-IV, представленных тонким переслаиванием песчано-алевролитоглинистых осадков. Общая мощность продуктивного горизонта по данным бурения составляет от 4 до 7 м.

Разведанные запасы нефти по категории $A+B+C_1$ составляют 4703 тыс. т геологические и 1411 тыс. т извлекаемые. По категории C_2 – 32602 тыс. т геологические и 9781 тыс. т извлекаемые.

В настоящее время на месторождении ведутся работы по уточнению его морфологии и размеров для оценки запасов нефти, определены основные параметры меловой НГК нижнемелового резервуара (табл. 4).

Байкаловское нефтегазоконденсатное месторождение открыто в 2009 году. Продуктивными являются пласты Нск-V и Нск-VI шуратовской свиты (K_1). Максимальная площадь нефтеносности, составляет 26500 тыс. кв. м, нефтенасыщенная толщина – 2.2 м (Нск-V) и 7.1 м (Нск-VI), открытая пористость – 0.16, нефтенасыщенность – 0.52, коэффициент извлечения нефти – 0.3. Сум-

марные разведанные запасы нефти по двум пластам по категории A+B+C₁ составляют 8815 тыс. т – геологические и 2645 тыс. т – извлекаемые. По категории C₂ – 117820 тыс. т – геологические и 35347 тыс. т – извлекаемые.

Таблица 3

Характеристика месторождений УВ сырья

№	Название месторождения	Тип	Степень промышленного освоения	Запасы нефти, тыс. т.				Запасы газа, млн.куб.м.		УУВ	
				геологические		извлекаемые		геологические		геологические	
				ABC ₁	C ₂	ABC ₁	C ₂	ABC ₁	C ₂	ABC ₁	C ₂
1	Байкаловское	НГК	разведываемое	9213	123356	2764	37008	20543	50070	29756	173426
2	Джангодское	Г	не осваиваемое								
3	Озерное	Г	законсервированное					1900		1900	
4	Пайяхское	Н	разведываемое	4703	32602	1411	9781	56	389	4759	32991
5	Хабейское	Г	законсервированное					1100		1100	
	Всего			13916	155958	4175	46789	23543	50070		243932

Залежи газа выявлены в пластах Бк-0, Бк-III и Бк-XII (байкаловская свита K₁) и пластах Нск-I, Нск-III, Нск-VI и Нск-IX (шуратовская свита K₁). Суммарные запасы газа по семи пластам составляют 12.5 млрд м³ по категории A+B+C₁ и 35.3 млрд м³ по категории C₂.

Хабейское газовое месторождение открыто в 1982 году. Продуктивным являются отложения малышевской и нижнехетской свит (J₂k₁ – K₁v₁). Запасы газа по категории A+B+C₁ составляют 1.1 млрд м³. Площадь газоносности – 1690 тыс.кв.м, газонасыщенная толщина -7.8-11.6 м, открытая пористость – 20%.

Джангодское газовое месторождение открытое в 1968 г, расположено на левобережье р. Пясины в 180 км к северо-востоку от Норильска. По результатам работ 1981-83 гг. (Кулаева Л.В. и др., 1983) месторождение признано забалансовым и законсервировано без доизучения. Месторождение приурочено к одноименному поднятию, установленному сейсморазведкой МОВ в 1964-1966 гг. По сейсмическому горизонту П^б (верхи средней юры) Джангодское поднятие представляет собой брахиантиклинальную складку северо-восточного простирания размерами 12 x 25 км с амплитудой около 400 м, разбитую на блоки разломами близмеридиональной и близширотной ориентировки с амплитудами до 300 м [34]. Буровыми скважинами вскрыт разрез от верхнего мела до нижней юры. По скв. 5 верхний продуктивный горизонт вскрыт на глубине 969- 977 м, а по скв. 2 на глубине 1010-1019 м.

Продуктивные горизонты не выдержаны по составу и мощности. В при-сводовой части структуры (скважины 2 и 5) это мелкозернистые песчаники, слабосцементированные, каолинизированные, мощностью 7-9 м.

К северо-западу от этих скважин по скважинам 1, 3 и 4 разрез представлен глинами, с прослоями алевролитов, мощность которых не более 2 м. Пористость песчаников продуктивного горизонта по скважинам 2 и 5 – 28-32 %, к северо-западу она ухудшается и по скважинам 1, 3 и 4 не превышает 22 %. Покрышкой для продуктивного горизонта являются глинистые алевролиты с прослоями глин мощностью от 12 (скв. 1) до 24 м (скв. 4). В крайних частях структуры мощность покрышки уменьшается.

Таблица 4

Основные параметры Пайяхского эталона (меловой НГК нижнемеловой резервуар)

Параметры	Нефть, тыс. т	Газ раст., млн. м ³	Газ своб., млн. м ³	Конд-т, тыс. т	УУВ, тыс. т УУВ
Нак. добыча	–	–	–	–	–
кат. А+В+С1	4183	–	–	–	4183
кат. С2	43016	–	–	–	43016
кат. С3	–	–	–	–	–
кат. D1	7080	–	–	–	7080
НСР	54279	–	–	–	54279
Площадь, км2					1866,1
Плотность, тыс.т/км2					29,1
Эфф. толщина коллектора, м					269,9
Доля жидких УВ, доли ед.					1,000

Месторождение среднее по размерам, недостаточно изучено. Залежь верхнего продуктивного горизонта (Сд 0) – газовая, возможно газогидратная, однопластовая, литологически экранированная, а нижнего (Сд IX-XII) – газовая, с нефтяной оторочкой, пластово-массивная висячая, малодебитная [64].

Озерное газовое месторождение открыто в 1969 году. Продуктивным является пласт МХ-I в малохетской свите верхнего мела. Запасы газа по категории А+В+С₁ составляют 1,9 млрд м³. Площадь газоносности – 15000 тыс.кв.м, газонасыщенная толщина составляет 6.6 м, открытая пористость – 24%.

Пур-Тазовская НГО и Елогуй-Туруханская ПНГО охватывают территорию на левобережье р. Енисей. Нефтегазопроисковые работы в Пур-Тазовской НГО были начаты в конце 60-х годов прошлого века и привели к открытию крупных Сузунского нефтегазоконденсатного месторождения и Ванкорского газонефтяного месторождения, расположенных западнее границы листа. Промышленная нефтегазонасыщенность выявлена в разрезе берриаса-валанжина (суходудинская и нижнехетская свиты). По типу ловушки суходудинской свиты (пласты СД₄₋₇ и СД₁₁) относятся к пластовым сводовым, а нижнехетской свиты- к частично литологически экранированным. В распределении залежей по фазовому составу УВ выявляется вполне отчётливая закономерность: к пластам суходудинской свиты приурочены газоконденсатные зале-

жи, а в разрезе нижнехетской свиты развиты нефтяные и нефтегазовые скопления, по средним дебитам залежи пластов СД и верхней части нижнехетской свиты относятся к средне- и высокодебитным, а ниже расположенные залежи – к низко- и малодебитным. В разрезе юры (пласты Ю₁ и Ю₂) отмечены нефтегазопроявления.

Лено-Тунгусская НГП на площади листа представлена частями Северо-Тунгусской НГО и Турухано-Норильского самостоятельного нефтегазоносного района. В пределах Турухано-Норильского СНГР известные проявления нефти и нефтебитумов связаны с Курейской синеклизой и Турухано-Норильской грядой, которые в отношении нефтегазоносности изучены слабо, здесь проведены работы только регионального характера и в нескольких пунктах (р. Гремяка, южный берег оз. Пясино, р. Хета) выполнены буровые работы, не давшие положительных результатов [44].

Проявления капельножидкой нефти выявлены при бурении скважин при проведении разведки месторождений цветных металлов – Болгохтохского, Норильского, Талнахского и Октябрьского. В первом случае это скважины БГ-1 (IV-4-55), БГ-3, 4, 5, 6 (V-3-2, V-4-5, V-3-4, V-3-3), БГ-8, 14 (V-3-4, IV-4-48). В районе Норильска нефтепроявления установлены по скважинам ДС-8, 18, 21 (V-4-5), на площади Талнахского месторождения – по скважинам КЗ-41, 104, 342 (IV-5-31, IV-5-36, IV-5-37), на площади Октябрьского в верховьях р. Томулах – по скв. Т-25 (IV-5-22) [34, 42, 44].

Нефть темно-коричневая, в виде капель и небольших скоплений установлена в трещинах, порах, мелких пустотах в породах среднего и верхнего девона, эффузивных образованиях нижнего триаса. Из последних по скв. БГ-4 нефть имеет следующий состав (%): элементарный – С- 87,0, Н-12,0, О + N + S – 1,0, С/Н – 7,2; групповой – масла -63, смолы – 23, асфальтены – 6, остаток при разделении на фракции – 3; йодное число – 4,7 [27]. Выходы горючих газов (Табл. 5.) отмечены при проведении геологосъемочных и поисковых работ в пределах плато Норильское (скв. 1090) и Хараелахское (скв. Т-70) (V-5-17, IV-5-14) [28]

Таблица 5

Данные по составу газов [28]

Местоположение и номер на карте	Содержание, объем %					
	CO ₂	CH ₄	sumTU	N ₂	He	Ar
р.Янгода, I-5-6	1,42	50,32	-	48,63	He опр.	He опр.
р.Янгода, II-5-3	0,76	87,04	-	12,01	0,021	0,12
оз.Пясино, IV-4-25	H ₂ S+CO ₂ – 0,45-1,68 CO – 0,89	27,4- 54,62	1,73- 4,33	38,98- 69,55	He опр.	He опр.
Норильск 2, скв.1090 V-5-17	-	85	3,8	9,4	0,38	0,194

В пределах Курейской синеклизы проявления нефти сопровождаются находками битумов в коренных породах от девона до нижнего триаса. Битумы также установлены в пределах Туруханско-Норильской гряды на ручьях

Мокутей, Чопко, на западе Ламско-Хантайского мегапрогиба в бассейнах рек Нералах, Имангда.

Установленные в районе проявления нефти и битумов можно рассматривать как свидетельство нефтеносности нижнепалеозойских частей геологического разреза.

По результатам структурных построений (Ларичев А.И., Чеканов В.И., 2013) в пределах Северо-Тунгусской НГО и Турухано-Норильского СНГР выделено 6 перспективных объектов с оценкой ресурсов Д1Л (Прил. 8).

ТВЁРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На территории встречены угли и торф. Всего на территории установлено более 60 проявлений каменных углей и 23 месторождения, из которых 7 отнесены к крупным, а 13 – к средним и мелким по запасам и ресурсам. Крупные месторождения: Кайерканское 1 (IV-4-52), Кайерканское 2 (шахтные поля № 20 и 21/22) (V-4-2), Ливинско-Вальковское (IV-5-40), Далдыканское (V-4-7), Имангдинское (V-6-24), Моргелевское (Моргельское) (V-6-26); средние – Мыса Еловый (IV-5-9), Нижнефокинское (V-3-9), Норильское 1 (Гор Шмидта-Надежда) (V-5-3,9), Горы Рудная (V-5-18).

Два месторождения – Кайерканское и Норильское 1 учтены Государственным балансом запасов РФ.

Известно 7 бурогольных проявлений и 6 торфяников, которые по размерам достигают ранга месторождений. Три из них эксплуатировались, но затем были законсервированы.

Каменный уголь. Общая изученность угленосности и свойств угольного вещества невысока. Наиболее изучены угли Норильского промышленного района и Галнахского рудного узла. Промышленными способами каменные угли обрабатываются только в районе г. Норильск.

Угли характеризуются высокой влагоемкостью, низкой зольностью, высоким выходом летучих, значительной сернистостью, небольшим количеством углерода и относительно низкой теплотворной способностью. Их можно использовать только для энергетических целей (табл. 6)

В отложениях среднего и верхнего карбона известно несколько углепроявления с тонкими пластами углей и углистых пород, редко достигающих рабочей мощности (более 0,6 м).

Основные промышленные угли установлены по всему разрезу пермских отложений. Распределение угленосности в толще неравномерное. Наблюдается постепенное нарастание количества и мощностей пластов вверх по разрезу. Характерна быстрая изменчивость литолого-фациального состава отдельных угленосных горизонтов и, вследствие этого значительные колебания угленосности и неустойчивость угольных пластов на площади.

Всего верхнепалеозойский угленосный разрез включает до 35 пластов и прослоев углей, из которых рабочей мощности достигают 22-24 пласта, а в частных разрезах и на конкретных месторождениях – не более 14 (табл. 7).

Химический состав каменных углей

МЕСТОРОЖДЕНИЕ, ПРОЯВЛЕНИЕ	Индекс на карте	Источник сведений	Стадия метаморфизма	Мощность пласта, м	Q^{da} , Мдж	Возраст
1	2	3	4	5	6	7
Месторождение Кайерканское 1	IV-4-52	25	К—ОС	0,6—4,3	33-37,67	P ₁₋₂
Нижнефокинское	V-3-9	27	A	0,6—1,5	32,76—34,46	P ₁₋₂
Месторождение Норильское 1 (Гор Шмидта—Надежда)	V-5-3,9	28	К—ОС	0,7—5,5	33,73-35,2	P ₁₋₂
Месторождение Листвянско - Вальковское	IV-5-40	26	К	1,5—18,5	32,76	P ₂

Таблица 7

Характеристика угленосности месторождений Норильского промышленного района.

Наименование месторождения	Количество пластов угля			Суммарная рабочая угленосность, м	Коэффициент рабочей угленосности
	Всего	В том числе			
		рабочих	мощных (>3,5 м)		
Норильское (Гор Шмидта—Надежда) V-5-3,9	6	6	3	19,8	8
Далдыканское V-4-11	24	14	4	30,5	Нет данных
Имангдинское V-6-28	13	7	3	36,1	8
Кайерканское 1 IV-4-52	24	14	1	22,2	6
Листвянско-Вальковское IV-5-40	7	5	1	17,7	8,4
Нижнефокинское V-3-13	8	5	2	8,32	15

На большей части территории продуктивная угленосность связана с пермскими отложениями, представление о которой можно получить из описания наиболее типичных месторождений.

Месторождение Кайерканское 1 (IV-4-52) расположено в 23 км к западу от Норильска и простирается меридионально почти на 25 км. Естественным его продолжением к юго-востоку является Далдыканское месторождение (V-4-11).

Углиеносная формация имеет мощность до 375 м и состоит из средне-позднекаменноугольных и пермских отложений.

В этой толще заключено до 24 пластов и прослоев угля, из которых 14 имеют рабочую мощность. Промышленная (рабочая) угленосность связана с отложениями нижнепермского бургу克林ского и среднепермского пеляткинского горизонтов. Суммарная рабочая угленосность достигает 22,2 м, а коэффициент рабочей угленосности – 6 %. Восемь рабочих пластов относятся к группе тонких, пять-средние по мощности (три из них нижнепермские) и один – к мощным (в кайерканской свите).

Геологическое строение месторождения Кайерканское 1 сравнительно простое. Пласты залегают моноклиально под углами 7-12°. Толща содержит полого залегающие силлы и рассечена крутопадающими дайками долеритов. Угли могут использоваться как энергетическое топливо, а отчасти для получения кокса. Основные показатели химического состава углей приведены в табл. 6.

Месторождение разрабатывается с ежегодной добычей угля около 1 млн т. В восточной его части пласты могут отрабатываться открытым способом. На остальной территории целесообразно вести добычу подземной проходкой.

Прогнозные ресурсы каменных углей Норильской мульды до глубины 1800 м согласно подсчетам А. Б. Гуревича [216] – 39,2 млрд т.

Месторождение Имангдинское (V-6-24) отстоит на 80 км к юго-востоку от г. Норильск. Мощность угленосной формации здесь достигает 350 м и связана со средне-верхнепермскими отложениями Тунгусской серии. Геологическое строение простое. Пласты моноклиально падают на восток под углами 5-10°. Разрывные нарушения и внедрения интрузий долеритов слабо влияют на его структуру.

Всего насчитывается до 13 пластов углей, семь из которых кондиционные и имеют среднюю мощность от 1,6 до 14, 2 м.

Месторождение разведывалось штольнями, шурфами и буровыми скважинами. Угли месторождения каменные относятся к коксующимся и энергетическим марки КЖ. Зольность колеблется от 14.8% до 21.8%. Удельная теплота сгорания от 7946 до 8347 ккал/кг. Утвержденные балансовые запасы составляли 415,6 млн т (1959 г.), из них 97,5 млн т коксующихся углей. Запасы на 2014 г. приведены в табл. 8.

Таблица 8

**Государственные балансовые запасы по состоянию на 1.01.2014 г.
Норильского промышленного района.**

Наименование месторождения	балансовые запасы, млн.т		Забалансовые запасы	Углификация
	A+B+C ₁	C ₂		
Кайерканское	401,6	159	74,9	СС, Т
Норильское 1 (Гор Шмидта-Надежда)	29,3	3,8	36,5	ОС, Т
всего	430,9	162,8	111,4	

Месторождение Листвянско-Вальковское (IV-5-40) расположено на южном склоне плато Хараелах в бассейнах Валька и Листвянки. В.Н. Войцеховский в Объяснительной записке к геологической карте масштаба 1:200 000 [26] объединял все проявления каменного угля (в том числе и Листвяно-Вальковское) приуроченные к пермским отложениям на участке от нижнего течения р. Листвянка до р. Нералах в Хараелахское месторождение.

Мощность угленосного разреза Листвянско-Вальковского месторождения не превышает 210 м. Общее количество пластов углей достигает семи, из них пять рабочих. Три приурочены к бургуклинскому горизонту нижней перми (два рабочих), четыре – к среднепермской кайерканской свите (три рабочих). Соответственно суммарный угольный пласт для первого составляет 6 м, для второй – 11,7 м, а всей формации в целом – 17,7 м. Коэффициент рабочей угленосности достигает 8,4 %. По прогнозным ресурсам месторождение относится к категории крупных.

Верхнепермские отложения амбарнинской свиты лишены рабочей угленосности. В единичных случаях фиксируются пропластки (0,1 – 0,2 м) углей и, как исключение, 1-2 пласта мощностью до 0,5 м.

Еще выше по разрезу – в отложениях верхней перми среди нижних горизонтов туфолаковой толщи иногда присутствуют тонкие прослои угля, а на Имангдинском месторождении – относительно выдержанный по площади пласт угля со средней мощностью 1,8 м.

Месторождение Нижнефокинское (V-3-9) приурочено к западному крылу Нижнефокинской брахисинклинали с углами падения на крыльях 10-20°. В составе континентальных пермских отложений выявлено 11 пластов каменного угля мощностью от 0,25 до 3,6 м. Верхние три пласта (мощности 0,7; 3,6; 2,6 м) приурочены к среднепермской кайерканской свите пеляткинского горизонта, нижние восемь (мощности 0,3; 0,25; 0,45; 0,8; 3,1; 1,0; 1,1; 1,15 м) – к породам нижнепермского бургуклинского горизонта. Мощности по простиранию быстро меняются. Строение пластов простое.

Угли матовые, однородные и штриховатые, малосернистые (0,3-0,8 %), малозольные (6,9-9,9 % золы), с выходом летучих на горючую массу 4-6,2% и теплотворной способностью 8000-8100 ккал/кг, кокс порошкообразный. Угли относятся к полуантрацитам-антрацитам. Сильный метаморфизм обусловлен воздействием многочисленных близко расположенных интрузий долеритов. Угли относятся к средне- и высокоуглефицированным разностям, главным образом фгозено-ксиленового состава.

Запасы каменных углей по категории C₁ на площади 6,5 км² по четырем верхним пластам оцениваются в 95,7 млн т.

Петрографическими исследованиями Л. А. Богдановой, Г. М. Волковой, Н. М. Крыловой и других специалистов установлено, что все каменные угли региона относятся к группе гумолитов. Основная роль в их сложении принадлежит остаткам стеблевых частей растений, преимущественно древесины. Значительно реже встречаются обрывки листьев, коры и липоидных компонентов.

В основной гумусовой массе в виде маломощных прослоев присутствуют линзы и слойки сапропелитов, иногда образующие и отдельные пласты. Для углей карбона характерны остатки водорослей *Pastillus cellulosus*, имеющие

маркирующее стратиграфическое значение. Угли в штуфе имеют окраску от черной досерой (графит, антрацит). Блеск витрена от смоляного до металлического. Внешне плотные, крепкие, со ступенчатым и угловатозанозистым изломом. Удельный вес их от 1,3-1,4 до 1,9 (высоко-метаморфизованные разности), при малой и средней зольности.

Наибольшим распространением в углях пользуются высокогелифицированные, потерявшие нацело клеточное строение микрокомпоненты, присутствующие преимущественно в виде линз.

Из минеральных включений (в основном в гумусовом веществе) встречаются терригенные глинистые частицы, выделения сульфидов, карбонатов и окислов железа. Количество сульфидов (преимущественно пирита) достигает 5%. Карбонаты представлены главным образом кальцитом. В углях класса фюзенолитов часто наблюдаются микроконкреции сидерита. В незначительных количествах присутствуют минералы группы слюд, полевые шпаты и каолинит.

Пласты, представленные углями одного типа, как правило, встречаются редко. Обычно ими сложены только отдельные слойки, реже пачки. Микстогумолиты характерны исключительно для пластов углей кайерканской свиты. Из фюзенолитов наиболее распространены полуматовые тонкополосчатые, а также матовые штриховатые и однородные фюзиниты. Они развиты преимущественно в низах разреза.

Как установлено Г.М. Волковой [216] для Норильского района, по петрографическому составу все угольные пласты можно подразделить на шесть типов: гелитолитовые, гелитолитовые с повышенным содержанием фюзинита, гелитолито-микстогумолитовые, микстогумолитовые, гелитолито-фюзенолитовые и фюзенолитовые.

В стратиграфическом разрезе они представлены неодинаково. Так, пласты нижней перми сложены преимущественно углями фюзенолитового типа, реже гелитолито-фюзенолитового и гелитолитового с повышенным содержанием фюзинита. Все эти типы являются компонентами, снижающими коксующиеся свойства углей. Поэтому угли этих пластов менее пригодны для получения технологического сырья или требуют соответствующих «жирных» добавок.

В средней перми размещены угольные пласты тонкие и средние по мощности, имеющие как простое, так и сложное строение. В подавляющей массе они представлены углями гелитолитового типа с повышенным содержанием фюзинита.

В верхней перми залегают пласты углей, обладающие сложным строением. Петрографический состав их довольно пестрый. Здесь наиболее распространены гелитолитовые с повышенным содержанием фюзинита и фюзенолитовые угли. Они всегда содержат микстогумолитовое вещество. В ряде случаев последнее образует и самостоятельные однотипные пласты углей.

Большое влияние на их качество оказывают интрузии долеритов. В непосредственных контактах с интрузивными телами резко повышается степень метаморфизма углей. В ряде случаев происходит их обжиг, графитизация и ооксование.

Вне зоны контактового метаморфизма угли характеризуются как низко- и средnezольные, преимущественно малосернистые. Более высокие серни-

стость 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.

По последним данным балансовые запасы Норильского района составили на 1.01.2014 г.: 430,9 млн.т категорий (A+B+C₁), 162,8 млн.т категории (C₂) и забалансовые запасы -111,4 млн.т. Прогнозные ресурсы каменного угля Норильского промышленного района в целом по оценке А.Б. Гуревича составляют 89,1 млрд т [216].

Бурый уголь. На левобережье Енисея (район у пос. Усть-Порт) наиболее существенное угленакопление происходило в барреме (малохетская свита) и апте-альбе (яковлевская свита). Тонкие прослои углей, встреченные в юрских отложениях, практического значения не имеют.

В каждом из двух угленосных горизонтах в составе малохетской свиты сложенной глинами и алевролитами содержится до пяти пластов угля мощностью от 0,1 до 1,2 м (IV-1-7, IV-2-3). Как правило, в пределах горизонта пласты располагаются на расстоянии 1-5, реже 10-20 м друг от друга. Угленосность малохетской свиты на этом участке уменьшается в восточном и юго-восточном направлениях. При этом уменьшается как мощность угленосных горизонтов, так и количество угольных пластов. Вмещающие породы – глины и алевролиты.

Значительно более угленасыщена яковлевская свита (IV-1-2, IV-2-1,3,5,9), в которой выделяются три угленосных горизонта. Нижний горизонт, мощностью 20-30 м, расположенный в основании свиты, средний, мощностью 25-80 м, на расстоянии 65-180 м от подошвы, и верхний мощностью 25-50 м в кровле свиты. Каждый горизонт содержит от 1 до 6 прослоев бурых углей мощностью от нескольких сантиметров до 4 м. В пределах Малохетского вала насчитывается до 14 угольных пластов мощностью свыше 0,5 м. Наибольшее количество пластов наблюдается в нижнем угленосном горизонте. Угли малозольные (6,7 %), выход летучих 43 %, теплотворная способность 6770 ккал/кг.

Угли отнесены к бурым, переходным к длиннопламенным (марки ДБ). По петрографическому составу угли гумусовые, преимущественно полосчатые, клареновые, с полосками и мелкими линзами витрена. Встречаются дюреновые, дюрено-клареновые угли смешанного и фюзено-ксиленового состава [41, 43].

В отложениях нижнего мела (суходудинская свита) на северной границе Хараелахского плато установлены тонкие прослои бурого угля (III-6-4) [44].

Торф. Торфяники распространены практически по всей рассматриваемой площади. Их формирование генетически связано с четвертичными озерными, водно-ледниковыми и аллювиальными отложениями. Торфяные залежи установлены по долинам рек Норильская, Валёк, Вологочан и др. Наиболее крупные приурочены к приустьевым их частям. Встречаются торфяники и по берегам озер.

Площади торфяных залежей от 0,02 до 50 км². Мощность торфа чаще составляет 1-5, крайне редко 10-12 м.

Наиболее интенсивно торфонакопление проявилось в центральной части территории, где зафиксированы торфяники площадью более 10 км² при мощностях залежей от 4 до 7 м. Известны торфяные залежи как верхового, так и низинного типа.

Торф имеет окраску от светло-коричневой до бурой. Он образован за счет захоронения и последующих изменений остатков сфагновых и гипновых мхов, пушицы, различных осок и древесной растительности. Степень разложения органической массы от крайне невысокой до средней – 30- 50 %. Зольность органической массы 4-10 %, выход летучих 60-70 %, теплота сгорания 17,6-20,95 МДж. Судя по этим показателям, торф может быть использован как низкосортное горючее в энергетике и как теплоизолирующий материал в строительстве. Органическая его масса часто засорена примазками супеси и слоями глины.

Наиболее изучены торфяные залежи Норильского промышленного района, где на первых этапах его освоения торф применялся в качестве топлива. Несколько малых месторождений расположены к югу и юго-западу от оз. Пясино – месторождение подножия горы Зуб (IV-5-51) с ресурсами 0,1 млн м³, у оз. Тихое (IV-5-50) – 0,5 млн м³, Вологочанское (IV-4-29) – 0,3 млн м³ и два месторождения на 60- 61 и 74-75-м км ж. д. ветки Дудинка-Норильск (IV-4-32, IV-4-46) с разведанными запасами 5,3 и 4,4 млн м³ соответственно. Мощность торфяных залежей колеблется от 1 до 2,7 м. Общие разведанные запасы оценивались (по состоянию на 1951 г) в количестве 11710 тыс. м³ [25,44].

Месторождение торфа Грибановское (V-3-1) расположено на правом берегу р. Енисей в 13 км южнее п. Дудинка. Пласт торфа мощностью от 1 до 5 м прослеживается в речном обрыве на протяжении 0,5 км. Торф может применяться в качестве теплоизоляционного материала. Ресурсы составляют 250 тыс. м³ [27].

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Черные металлы не являются ведущими полезными ископаемыми в районе. Единственное известное мелкое месторождение железа – Макусовское. Выявлен также ряд проявлений железа, титана и хрома. Марганец и ванадий установлены только в пунктах минерализации и ореолах рассеяния.

Железо. Железо образует на территории рудопроявления гидротермально-метасоматического (скарнового) типов – Макусовское месторождение и ряд проявлений. На юге территории находится вулканическое месторождение – Веткинское, связанное с базальтовой трубкой взрыва.

Месторождение магнетитовых руд Макусовское (V-6-18) находится на западном склоне плато Сыверма в бассейне р. Накахоз. Оно открыто И. А. Коровяковым в 1942 г. Месторождение приурочено к сводовой части асимметричной брахиантиклинальной складки, сложенной скарнированными извест-

няками и мергелями среднего девона, осложненной разрывным нарушением близмеридионального направления и прорванной интрузией долеритов нижнего триаса до 60 м в поперечнике. Рудная залежь прослежена по простиранию на 600 м и на глубину 150 м. Оруденение представлено вкрапленностью и серией кулисообразно расположенных жил различной мощности в известняках и долеритах. Суммарная мощность зоны оруденения от 1,75 до 26,5 м. На правом берегу р. Макус штольной вскрыта скарнированная и сцементированная магнетитом брекчия, состоящая из обломков пойкилоофитового долерита и миндалекаменного микродолерита.

Содержание железа валового составляет в сплошных рудах (%): 35-60, в брекчиевых – 8,44, серы – до 0,38, фосфора – до 0,15. С магнетитом в рудах ассоциируют эпидот, хлорит, гранат, кальцит, флогопит, реже – датолит, апатит, сфен. Характерно повышенное содержание магния в магнетите (до 14 % MgO) и наличие магнезиоферрита, типичного для Ангаро-Илимских железных руд. Запасы руды оценены по категории В+С₁ приблизительно в 900 тыс.т. Прогнозные ресурсы оценивались в 12 млн.т при содержании железа 50% [28].

Г. И. Кавардин [36] относил месторождение к Северореченско-Макусовскому типу и считал приуроченным к зоне скарнов на контакте интрузива долеритов. Ю. Г. Старицкий [101] связывал его с трубкой взрыва базальтового состава и сопоставлял с Сурингдаконским, Комдальским и Ангаро-Илимскими месторождениями. Ряд геологов относят месторождение к постмагматическому гидротермальному типу [37, 186].

Вблизи Макусовского месторождения в проявлении на р. Камюстах (V-6-17) установлены жилы магнетита в скарнированных карбонатных породах девона, состав которых подобен оруденению месторождения Макус [28].

В бассейне Сиговой (VI-4-28) на юге Норильского плато установлены прожилки, линзы и гнезда магнетита в первом случае в ороговикованных отложениях нижней перми, во втором – в интрузии троктолит-долеритов – кварцевых долеритов. В последних магнетитовые и кальцит-магнетитовые жилы вскрыты горными работами на участке 270x700 м. Мощность жил до 0,1 м, по простиранию они прослежены на 180-320 м. С магнетитом ассоциируют ильменит и пирротин, спектральным анализом установлены Cu, Ni и Co – до 0,01 %, а спектрально-химическим анализом – Au [29].

Веткинское рудопроявление магнетита (V-3-7) находится на западной окраине Норильской мульды [27]. Проявление приурочено к трубке взрыва «Магнетитовой», расположенной среди метаморфизованных глинисто-карбонатных отложений верхнего девона-силура и интрузий траппов. В трубке скважинами вскрыты оруденелые брекчии, состоящие из обломков долеритов, сцементированных магнетитом, кальцитом, цеолитом и пиритом. В зоне брекчирования наблюдается интенсивная мраморизация, эпидотизация, ороговикование, окварцевание, хлоритизация и альбитизация. Кроме цемента брекчий, магнетит присутствует в виде жил мощностью от 0.45 до 9.66 м. Сод. (%) Fe₂O₃-28,7-54,9; FeO-9,2-24,8; серы 0,37-14,9; P₂O₅-0,13-0,86 (ХА). Суммарная мощность сливных магнетитовых руд колеблется от 8,7 м до 76,0 м (средняя 59,3 м), общая мощность брекчий 264,5 м. Ориентировочные дан-

ные по подсчету запасов в пределах трубки (до глубины 400 м) составляют более 60 млн.т [27].

На правом притоке р. Кулюмбе ручье Галель (Халиль) (VI-6-22, 25) наблюдались вкрапленность и прожилки магнетита и гематита в интрузивных долеритах нижнего триаса.

На южном берегу оз.Кета, к северо-востоку от г. Дея (V-6-31) в базальтах на контакте с долеритовой интрузией отмечены прожилки и вкрапленность магнетита.

Марганец. На территории выявлен литогеохимический ореол марганца (III-6-26) на Хараелахском плато в бассейне Кумги и в верховьях р. Дудинка (VI-5-4), где марганец сопровождается кобальтом, молибденом и никелем.

Титан. Повышенные содержания титана за счет вкрапленности ильменита и титаномагнетита встречаются в интрузивных породах базальт-долеритовой формации раннего триаса.

На правобережье Енисея в верховьях руч. Левинский (IV-3-1) встречена погребенная морская россыпь ильменита в отложениях эоплейстоцена – среднего плейстоцена с содержанием титана до 15 кг/м^3 [25]. Предполагается, что на водоразделе Дудинки и Енисея, в бассейнах Сухой Дудинки, Косой и в верховьях Агапы могут быть установлены морские погребенные россыпи в меловых и четвертичных отложениях.

Содержание ильменита в аллювиальных отложениях на территории обычно не превышает $1 - 1,2 \text{ кг/м}^3$, редко составляет 3 кг/м^3 .

Крупный шлиховой ореол ильменита с касситеритом (IV-3-1), расположен на западном побережье оз. Пясино [62]. Минералы титана отмечены в шлиховых пробах, отобранных при геологосъемочных работах масштаба 1:200 000 в бассейне Енисея, проводившихся в 60-70-х годах. Ильменит в шлихах отмечался практически повсеместно, но в основном в незначительных количествах. Значительна также доля рутила и в меньшей степени сфена. Широкое распространение титансодержащих минералов обусловлено выносом их из траппов Сибирской платформы.

Суммарное содержание ильменита и рутила в шлиховых пробах на левобережье Енисея в бассейне р. Малая Хета составляет от $0,1$ до 2 кг/м^3 , а в верховьях р. Соленая (VI-1-2) до 5 кг/м^3 .

Несколько литогеохимических ореолов титана установлены в районе Хантайского водохранилища на юго-западе территории, источником которых видимо являются жилы с магнетит-гематитовой минерализацией на контактах интрузий долеритов и базальтов, выявленные в данном районе.

Ванадий. Ванадий встречен вместе с другими сопутствующими элементами в околорудных ореолах Болгохтохского медно-вольфрамово-молибденового месторождения.

Ванадий на рассматриваемой территории не образует самостоятельных проявлений. Он выявлен только литогеохимическим опробованием на севере плато Хараелах (IV-6-2, III-6-23, 31, 32), в Имангдинских горах (V-6-3, 14, 15, 18), на правобережье р. Хантайка (VI-4-37) и к юго-западу от горы Трапповая, на левобережье р. Хантайка (VI-3-13), где оконтурен ореол площадью около 1 км^2 , с содержанием ванадия $0,06 \%$ [186]. В основном, ванадий про-

является совместно с другими элементами – чаще это хром, кобальт, реже молибден, олово, титан, медь, никель.

Хром. Хромитовая минерализация установлена в никеленосных интрузивах базальт-долеритовой формации, где приурочена к пикритам основного рудоносного такситового горизонта в нижних частях интрузивов [39], а также к горизонту хромитоносных такситовых габбро в их верхних частях (В. В. Рябов и др., 1982).

Верхняя габбровая серия рудоносных интрузивов была выделена В.К. Котульским, изучалась И. А. Коровяковым, М. К. Ивановым, В. В. Золотухиным, А. П. Лихачевым, О. А. Дюжиковым и другими геологами. Наиболее детально она изучена для Талнахского интрузива. Горизонт хромитоносного такситового габбро занимает среднюю часть разреза верхней габбровой серии и характеризуется значительной пестротой состава пород, широким развитием наложенных процессов и, как следствие, вторичных изменений. Хромит образует выделения нескольких типов: 1) рассеянную вкрапленность в лейкократовом габбро; 2) рассеянную вкрапленность в троктолитах, более обильную, чем в предыдущем случае; 3) хромитовые обособления округлой или неправильной формы с содержанием хромита до 50 об. %, сходные с таковыми в пикритах основной (нижней) расслоенной серии. Хромитовая минерализация верхней габбровой серии сопровождается бедным сульфидным оруденением, а также самородным серебром и минералами платиновой группы (сперрилит, маякит, стибиопалладинит, висоцкит, а также твердые растворы платиновых металлов в рудных минералах). Именно платиноиды представляют практический интерес при изучении верхней габбровой серии норильских рудоносных интрузивов.

Хром является типоморфным элементом для пород трапповой формации, а его аномальные концентрации свидетельствуют о наличии измененных вблизи зон тектонических нарушений вулканогенных пород и присутствии на глубине продуктов магматизма повышенной магнезиальности [186, 219, 223].

На территории выявлено много несколько десятков литогеохимических ореолов рассеяния хрома, как моноэлементных, так и совместно с кобальтом, никелем, реже медью (Хараелахское и Норильское плато), ванадием, молибденом (плато Имангда). На Хараелахском плато ореолы располагаются, главным образом, вдоль Норильско-Хараелахского (IV-5-21, 17, 12, 9, 4; III-6-33) и Кумгинского (III-6-20, 21, 25, 37) глубинных разломов. Полоса распространения ореолов шириной до 40 км ориентирована в северо-восточном направлении от юго-западного края Хараелахской мульды до восточной границы территории.

В пределах Норильской трапповой мульды ореолы рассеяния хрома располагаются вдоль Норильско-Хараелахского (VI-4-20, 22, 15, 17, 9), Далдыканского (V-4-17, 18, 20, 29) глубинных разломов и оперяющих тектонических нарушений более высокого ранга (V-4-31; VI-5-5, 12, 17, 18, 21). В бассейне р. Дудинка литогеохимические ореолы хрома сопровождаются шлиховыми (V-3-12, V-4-16, 22). Как установлено, в бассейнах Дудинки и Ергалаха [186] повышенные содержания хрома в интрузивных долеритах и пикробазальтах гудчихинской свиты достигают 0,1 %. Обычно они сопровождаются высоким содержанием никеля.

Несколько литогеохимических ореолов на западных склонах плато Имангда (V-6-13, 14, 15, 18, 19) и расположенных южнее гор Кета (VI-6-7, 8) пространственно тяготеют к тектоническим нарушениям оперяющим Имангдино-Летнинский глубинный разлом. К зоне разлома приурочен и шлиховой ореол хрома (VI-6-13) к югу от оз. Малое Хантайское на крайнем юго-востоке территории.

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Медь. Медные руды в пределах листа известны в комплексных уникальных сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождениях; в стратиформных проявлениях медистых песчаников, в медных-цеолитовых проявлениях в базальтовой толще и в медно-молибденпорфириновых месторождениях (Болгохтохское).

Медь вместе с никелем, кобальтом, платиной и платиноидами образует ряд крупнейших комплексных месторождений магматического происхождения: Норильск-1, Талнахское, Октябрьское. Их описание приведено в разделе «Никель, медь, кобальт, платина и платиноиды». На территории имеется медно-молибденпорфирировое оруденение, которое описано в разделе «Молибден».

Выявленные стратиформные рудопоявления меди на территории весьма немногочисленны. Пирит-халькопиритовая минерализация отмечена в карбонатных породах силура – в бассейне р. Убойная (VI-4-12), в известняках, пестроцветных мергелях и кварцевых песчаниках нижнего, среднего и верхнего ордовика – в бассейнах рек Лонтоко (VI-4-17), Хантайка (VI-4-46) и Кулюмбе (VI-6-31), карбона – на р. Серебрянная (V-4-34). Рудоносные горизонты имеют мощность от 0,2 до 1,5 м, прослеживаются на расстояния до 2 км и несут прожилково-вкрапленную пирит-халькопиритовую минерализацию с содержаниями меди до 3% [27, 29, 186].

В целом масштабы распространения стратиформной медной минерализации в районе окончательно не выяснены.

Первые сведения о проявлении самородной меди в вулканогенных породах севера Сибири были приведены в работе В.И. Вернадского «Опыт описательной минералогии». Медно-цеолитовые рудопоявления в подавляющем числе случаев приурочены к средней и верхней частям разреза туфоластовой толщи нижнего триаса. Размещение их подчинено литолого-стратиграфическому контролю: большая часть медепоявлений связана с горизонтами карбонатных пород, залегающих на нескольких стратиграфических уровнях нижнего триаса. Наиболее значительным проявлением подобного оруденения является расположенное за пределами территории месторождение Арылахское, приуроченное к туфогенно-карбонатной пачке в кровле моронговской свиты.

Самородная медь концентрируется в миндалекаменных зонах базальтовых покровов, лавобрекчиях, а также в туфах и известняках вулканогенной толщи и в карбонатных жилах (III-6-8, 12). К медно-цеолитовой формации также относится ряд проявлений в центральной части Хараелахского плато, локали-

зующихся в карбонатно-терригенных отложениях хараелахской (III-6-22, 23), самоедской (III-6-20) и кумгинской (III-6-25; IV-6-1, 3, 5, 5, 6) свит. Содержание меди от 0,15 до 1 %, серебра до 20 г/т [26, 44, 186]. Самым крупным из них является Мастах-Хальское проявление (IV-6-5) самородной меди, локализованное на контакте подошвы покрова плагиофировых базальтов и подстилающих их туфов. Минерализация представлена халькозином, купритом, малахитом, самородной медью и, значительно реже – серебром. Мощность минерализованной зоны до 10 см. Доля рудной минерализации в породе достигает 17%. Содержание меди достигает 2,5%, присутствует серебро (до 4,6 г/т) и платиноиды (до 1,3 г/т), отмечаются повышенные содержания ванадия (до 0,1%) [245].

Самую многочисленную группу составляют сульфидные существенно медные проявления, представленные халькопиритом, пиритом и пирротинном. Иногда к ним присоединяются сфалерит, галенит и магнетит. Рудопроявления связаны с концентрацией меди в различных интрузивных образованиях поздней перми-раннего триаса. В интрузивах долеритов, габбро-долеритов, трахидолеритов, в дайках долеритов отмечается сульфидная вкрапленность, прожилки халькопирита, пирита и пирротина. Оруденение приурочено к различным частям интрузий – это зоны контактов с вмещающими породами либо минерализация достаточно равномерно распределена по всему интрузивному телу.

Подобные проявления и пункты минерализации меди отмечаются на окраине Норильского плато (IV-3-16, IV-4-39; V-4-16, 18, 23, 25; V-5-19, 50; VI-4-2, 3, 23, 26), на восточной границе плато Путорана в горах Имангда (V-6-25) и южнее озера Хантайское (VI-6-9,12,26) [25, 26, 28, 29, 30].

На юго-западном берегу озера Хантайского (VI-6-9), на площади 100x100 м отмечены крупные, до 1 м в поперечнике глыбы, сложенные пиритом, пирротинном и халькопиритом, представляющие собой разрушенное проявление сульфидной минерализации, связанное с титан-авгитовыми долеритами. Содержание меди – 0,05%, кобальта – до 0,05% [30]. Там же, в верховьях ручья Пирротинового (VI-6-12), в дайке оливиновых долеритов выявлены две пирит-пирротиновых жилы мощностью до 0,7 м и протяженностью до 18 м, содержащие медь до 0,1%. Приконтактная зона дайки шириной до 150 м содержит вкрапленность пирита и пирротина. Меднорудные валуны отмечены также по ручью Южный Медвежий (V-5-25) [217].

На участках с наиболее интенсивным проявлением сульфидов некоторыми геологами предполагается нахождение на глубине богатых халькопиритовых руд гидротермального генезиса [187].

Гидротермально-метасоматические проявления меди пространственно и генетически связаны с породами базальт-долеритовой формации и представляют собой тип сопутствующего оруденения. Для них хорошо выражен тектонический контроль. Как правило, гидротермально-метасоматическая медная минерализация приурочена к зонам трещиноватости в метасоматически измененных базальтах, долеритах и терригенно-осадочных породах.

Оруденение представлено обычно пирротинном, пиритом и халькопиритом, присутствуют сфалерит, галенит и магнетит. На западной окраине плато Хараелах сульфиды присутствуют в виде вкрапленности в туфах и базальтах

хараелахской и сыверминской свит (IV-5-1, 10, 17, 25) и долеритах (IV-5-12, 13). Отмечаются жилы и гнезда сложных сульфидных руд в районе оз. Кета (VI-6-1, 2, 3) и Хантайское (VI-6-11), на берегу р. Кулюмбэ (VI-6-35) [26, 30, 42, 44]. На Норильском плато мелкая вкрапленность, гнезда и прожилки пирита и халькопирита в базальтах и терригенно-вулканогенных породах на контакте с интрузиями отмечена в бассейнах на рр. Амбарная (V-4-6), Болгохтох (V-4-11) и Дудинка (V-4-22, 38). На р. Дудинка (V-4-22) руды сложены на 90% пирротинном, а халькопирит и пирит присутствуют в подчиненном количестве. Мощность жил до 10 см, прожилки мощностью до 5 см и длиной до 0,5 м, гнезда диаметром до 10 см. Содержание меди достигает 2%, никеля до 0,9% присутствует кобальт. На Средне-Дудинском проявлении (V-4-29) в зоне эндоконтакта интрузии долеритов ширтовой 5-10 м выявлены жилы (мощностью до 0,4 м), гнезда (до 1,5 м в поперечнике) и рассеяная мелкая вкрапленность пирротина, халькопирита, магнетита, ильменита, пирита. По зоне минерализации наблюдается интенсивное ожелезнение. Химический анализ жильной руды показал содержание (%): меди – 3,28, никеля – 0,46, кобальта – 0,12, железа – 69,58. Во вкрапленных рудах содержание (%): меди – 0,5, никеля – 0,07, кобальта – 0,1 % [27].

На северном склоне Хантайских гор находится проявление руд. Ржавый (VI-6-11). На контакте туфопесчаников и базальтов сыверминской свиты нижнего триаса на площади 13x55 м наблюдается залегающая согласно с вмещающими породами зона интенсивной лимонитизации мощностью до 3 м, содержащая вкрапленность и мелкие жилы пирита и марказита. В низах сыверминской свиты отмечены оруденелые миндалекаменные базальты с вкрапленностью и шпировыми выделениями пирита и пирротина размером до 1,5x2 м на площади 60 м². Установлены маломощные кальцитовые жилы с сульфидами. В шпирях содержание меди 0,15 %, во вкрапленных рудах – 0,07 % и установлены платиноиды в количестве 0,5 г/т. Вокруг проявления на площади 0,5x0,5 км наблюдается множество кальцитовых жил (мощностью от 2 до 5 см), содержащих вкрапленность пирита и халькопирита [30].

Участки и зоны развития вкрапленной и прожилково-вкрапленной халькопирит-пирит-пирротиновой минерализации наблюдаются в трещиноватых, брекчированных и рассланцованных породах, в экзоконтактах интрузивов долеритов на западном берегу оз. Пясино (IV-4-5, 13).

Западно-Пясиновое проявление (IV-4-13) связано с брекчевидными метасоматическими породами, измененными базальтами, терригенными породами тунгусской серии и карбонатными породами фокинской свиты девона. Мощность зоны составляет более 300 м, протяженность – до 3 км. Оруденение проявлено в виде шпировых (гнездовидных) обособлений размером до нескольких сантиметров и нитевидных прожилков. На отдельных участках сульфиды составляют до 80-90%, представленные преимущественно пиритом, отмечается пирротин, редко халькопирит. По результатам спектральных анализов содержание в рудах (%): медь – от 0,01 до 0,7, никель – от 0,01 до 0,05, кобальт от 0,002 до 0,03% [217].

На территории известны шлиховые ореолы рассеяния меди. В большинстве шлихов при опробовании аллювиальных отложений установлены единичные знаки халькопирита. Наибольшее количество проб с халькопиритом

встречено в аллювии рек, прорезающих горы Имангда (V-6-5, 16) и восточный край Норильского плато (V-5-3, 24). Кроме того, в шлихах встречена самородная медь. Такие шлихи наиболее характерны для северного и северо-западного склонов Хараелахских гор (IV-5-1, 14). Наиболее крупные шлиховые ореолы развиты на западе Норильского плато, на рр. Южный Ергалах (V-4-9), Чибичете (V-4-13) и Дудинка (V-3-2), а также на юге территории в бассейне р. Хантайка (VI-3-10, VI-4-35).

Литогеохимические ореолы меди установлены на Хараелахском плато в бассейнах рр. Тальми (III-6-12), Кумга (III-6-7) и Валек (IV-5-29), а также в горах Имангда (V-6-28) и на юго-восточном побережье Хантайского водохранилища (VI-6-4, 13, 17, 21, 29). Во многих литогеохимических ореолах медь концентрируется совместно с никелем и кобальтом. Основные данные по комплексным геохимическим аномалиям приведены в разделе «Никель, медь, кобальт».

Свинец, цинк. Проявления свинца и цинка немногочисленны, типичной является ассоциация сфалерита с халькопиритом и галенитом. По преобладанию халькопирита или сфалерита и галенита выделяются медные, либо существенно цинковые и свинцовые рудопроявления.

Цинково-медная и свинцово-медная минерализация отмечается на северо-западных склонах Ламских гор (IV-6-13, 15) [26]. Рудные минералы представлены пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, пирротинном и магнетитом. Мелкая рудная вкрапленность и прожилки отмечаются в базальтах и долеритах раннего триаса. Оруденение приурочено к зонам дробления, в которых породы интенсивно карбонатизированы, скарнированы и окварцованы. Мощность подобных зон от 0,5 до 20 м. Содержание меди достигает 0,3 %, цинка и свинца – 0,2 %. Присутствуют никель, хром, ванадий, цирконий.

Цинковые, свинцово-цинковые и свинцовые рудопроявления характерны для юго-запада Норильского плато, причем если в северной его части, они тяготеют к базальтам, то к югу от верховий р. Дудинка полиметаллическое оруденение связано с интрузиями долеритов и трахидолеритов.

На р. Южный Ергалах (V-4-15) гнезда и шпирсы сульфидов в базальтах надеждинской свиты на площади 5 – 6 м². Содержание свинца достигает 0,05%, меди – 0,04 %.

На р. Ветка (V-4-24) в кальцитовых жилах мощностью от 6 до 50 см, миндалекаменной зоны базальтов, содержится мелкая вкрапленность сульфидов от 5 до 10% от массы породы. Содержания по данным спектрального анализа достигают (%): свинца – 1, меди – 0,3, никеля – 0,08, кобальта – 0,04.

В бассейне Фокиной (V-4-31) терригенные породы ранней перми пересекает кальцитовая жила мощностью 30-40 см, с вкрапленностью сульфидов, содержащая (%): цинка – более 1, свинца – 0,05, меди – 0,05, кобальта – 0,03.

Пункты минерализации цинка в бассейне р. Дудинка приурочены в основном к тектоническим зонам. На небольших (5-7 м²) участках в базальтах нижнего триаса (V-4-35) присутствуют примазки охр с содержанием цинка до 0,03 % [27].

Рудопроявления в бассейне р. Турумакит установлены в лимонитизированных трахидолеритах (VI-4-16) и оливиновых долеритах (VI-4-18). Содержания цинка в них до 0,03 %, свинца до 0,02 %. В интрузиях оливиновых до-

леритов в истоках рр. Фокина (VI-4-8), Сиговая (VI-4-14) и к западу от горы Дуго (VI-4-15), отмечена мелкая вкрапленность пирита, галенита и магнетита, количество свинца достигает – 0,015 %, цинка – 0,01% [29].

В верховьях руч. Ржавый на юго-западном берегу оз. Хантайское (VI-6-13) в осыпи установлены обломки ожелезненных брекчированных туфов. Содержание (%): цинка – 0,5, свинца – 0,03, кобальта – 0,01. В шлиховых пробах отмечены знаки сфалерита [30].

Повышенные содержания цинка (0,01-0,04 %) в металлометрических пробах выявлены по восточной окраине Норильского плато (V-5-1, 2, 12, 13, 15, 16, 17, 35, 36). В штучных пробах из пермских и силурийских отложений этого района содержание свинца составляет от 0,01 до 0,1 %.

Никель, медь, кобальт, платина и платиноиды. Никель является основным компонентом комплексных сульфидных руд крупнейших месторождений региона, имеющих мировое значение. Совместно с никелем и медью концентрируются металлы группы платины, кобальт, золото, серебро. В пределах территории находятся месторождения Норильск-1, Норильск-2, Талнахское, Октябрьское, Зуб-Маркшейдерское, Горы Черная, Масловское, Вологочанское, Имангдинское и ряд более мелких месторождений и проявлений (табл. 9).

Таблица 9

Медно-никелевые месторождения Норильского промышленного района

Металлы	Медь, тыс.т	Никель, тыс.т	Кобальт, тыс.т	Платина и платиноиды, т
Запасы	Крупные >700 Средние 200-700 Мелкие <200	Крупные >300 Средние 100-300 Мелкие < 100	Крупные >15 Средние 2-15 Мелкие < 2	Крупные >10 Средние 1-10 Мелкие < 1
Норильск 1	крупное	крупное	крупное	крупное
Норильск 2	малое	малое	среднее	крупное
Талнахское	крупное	крупное	крупное	крупное
Октябрьское	крупное	крупное	крупное	крупное
Зуб-Маркшейдерское	малое	малое	крупное	крупное
Горы Черной	среднее	крупное	среднее	крупное
Масловское	крупное	крупное	крупное	крупное
Имангдинское	крупное	крупное	крупное	крупное
Вологочанское	среднее	крупное	среднее	крупное

Эксплуатируемые месторождения – Норильск 1, Талнахское и Октябрьское обеспечивают основную часть добычи меди, никеля, кобальта, платины и металлов платиновой группы в России и значительную долю экспорта никеля, палладия, платины, родия для мирового потребления.

Первые сведения о месторождении связываются с именем купца К.М. Сотникова, который в 1865-68 гг. выплавил 200 пудов черновой меди из насыщенных халькопиритом аргиллитов тунгусской серии и секущих их сульфидных жил у подножья северного склона г. Рудной. В 1920 г. первич-

ные сульфидные руды были вскрыты здесь Н.Н. Урванцевым (месторождения Норильск-1). В 1922 г. в коллекции рудных образцов Н.Н. Урванцева по инициативе профессора Н.К. Высоцкого Н.Н. Подкопаев обнаружил исключительно высокие содержания металлов платиновой группы. В феврале 1934 г. ПКЗ были утверждены запасы медно – никелевых руд по Норильским месторождениям «ручья Угольного» и «Норильск-2». В 1936 г. геологами А.Е. Воронцовым и А.Н. Розановым было открыто месторождение «Медвежий ручей» [183]. В настоящее время месторождения г. Рудной, р. Угольного, р. Медвежьего, а также «Масловское» считаются составными частями единого месторождения Норильск-1 и одноименной интрузии. В конце 1941 г. на Норильском комбинате был получен первый никель, который с начала 1942 г. стал поступать в оборонную промышленность СССР.

Платиноидно-медно-никелевые месторождения и проявления в соответствии с принятым районированием, находятся в границах установленных Южно-Хараелахского (Талнахского) (7.2.1.Ni,Cu,Pt/T₁), Северо-Талнахского (7.2.2.Ni,Cu,Pt/T₁), Тальминского (7.1.1.Ni,Cu,Pt/T₁), Центрально-Имангдинского (8.1.1. Ni,Cu,Pt/T₁) рудных узлов, а также в пределах прогнозируемых рудных районов Норильско-Хараелахского и Ламско-Хантайского прогибов.

В пределах Южно-Хараелахского рудного узла расположены крупные месторождения – Талнахское (IV-5-29) и Октябрьское (IV-5-23), связанные с Талнахским и Хараелахским интрузивами, а также ряд рудопроявлений никеля, меди, кобальта, платины и платиноидов (IV-5-20, 26, 42) [102, 206, 28, 151, 135, 37, 161]. Месторождения разрабатываются подземными рудниками «Октябрьский», «Гаймырский» (Октябрьское месторождение), «Комсомольский», «Маяк», и «Скалистый» (восточная часть Октябрьского и Талнахское месторождения).

Талнахское месторождение приурочено к северо-восточной и юго-западной ветвям Талнахского интрузива (см. гл. «Интрузивные образования»). Отработанная на руднике «Маяк» основная залежь сплошных руд зонального строения была приурочена к приподошвенной части (от 1 до 20 м ниже и выше подошвы) интрузива. Рудная залежь ориентирована в северо-восточном направлении в форме двояковыпуклой линзы с превышением длины над шириной в 4 раза, при мощности до первых десятков метров (рис. 9). В центральной части мощность залежи составляла 52,8 м и в разрезе были установлены следующие разновидности руд: Пентландит-халькопирит-пирротин-кубанитовые (5 м); пентландит-халькопиритовые (2,8 м); кварц-пироксен-микроклиновые породы (6,8 м); пентландит-кубанит-пирротиновые (2,3 м); пентландит-халькопирит-пирротиновые (6,8 м); пентландит-пирротин-кубанитовые (6 м); пентландит-халькопирит-кубанитовые (1,8 м); пентландит-халькопиритовые (6,3 м); контактовые долериты с прожилково-вкрапленным халькопиритовым оруденением (2 м); пентландит-пирротин-кубанитовые (10 м); такситовые долериты с прожилково-вкрапленным халькопиритовым оруденением (2 м).

Октябрьское месторождение контролируется северо-западной и Хараелахской ветвями интрузии, находящимися к западу от Норильско-Хараелахского разлома и залегающими в ангидрито-мергелисто-доломитовой толще девона. Октябрьское месторождение состоит из ряда залежей сплошных и вкраплен-

ных руд, приуроченных к горизонту оливиновых, пикритовых габбро-долеритов и такситовым их разновидностям. Залежи руд разделены безрудными или слабооруденелыми породами.

Сплошные руды расположены в придонной части интрузии, преимущественно в осевых зонах её ветвей, установлено несколько мощных (десятки метров) пластовых и линзовидных залежей с промышленным содержанием металлов [151].

Более половины запасов богатых руд месторождения локализовано в Первой Хараелахской залежи западной фронтальной части интрузии, с которой пространственно, а возможно и генетически, связаны брекчиевидные «медистые» руды.

Запасы Октябрьского и Талнахского месторождений распределены по группам руд следующим образом (%): сплошные (20); вкрапленные в породах интрузива (66,5); вкрапленные и прожилково-вкрапленные во вмещающих породах, «медистые» (12,5). На сплошные руды месторождения приходится 38 % запасов меди. [Норникель, Годовой отчет 2014 г.].

Запасы месторождений по категориям А+В+С₁ составляют: Талнахское – меди – 7872 тыс.т, платиноидов – 3280 т, серебра – 2568 т.; Октябрьское – меди – 14631 тыс.т, платиноидов – 4038 т, серебра – 4509 т. (ГБЗ, 2014 г.)

Северо-Норильский рудный узел объединяет месторождения Норильск-1, Норильск-2, Зуб-Маркшейдерское, Масловское, Горы Чёрная и ряд медно-никелевых рудопроявлений с кобальтом и платиноидами, связанных с дифференцированными интрузивами габбро-долеритов норильско-талнахского, зубовского и круглогорского типов (V-5-6, 8, 12, 15, 22, 28, 33, 34, 41).

Месторождение Норильск-1 (V-5-16) приурочено к крупному одноимённому интрузиву мощностью до 560 м, залегающему в терригенных угленосных отложениях среднего карбона-верхней перми и эффузивах верхней перми – нижнего триаса (рис. 9 В). Промышленное оруденение приурочено к эндоконтактовым породам интрузива – пикритовым, такситовым габбро-долеритам и метасоматическим породам экзоконтакта. Рудная залежь мощностью до 35 м сложена преимущественно вкрапленными рудами, богатые сплошные руды локализованы в форме линз и жильных тел и имеют подчинённое положение. Рудные вкрапленники размером от 1 мм до 3 см в поперечнике состоят из халькопирита, пирротина, пентландита, кубанита, МПГ, пирита и других минералов. Во вкрапленных рудах содержание составляет (мас. %): медь – 0,4-0,5, никель – 0,3-0,4, а также кобальт – 0,01-0,03 и платиноиды от 6 до 8 (г/т). Жильные руды залегают, главным образом, в придонной части интрузии и во вмещающих породах. По составу выделяются пирротиновые, халькопирит-пирротиновые, реже халькопиритовые и халькопирит-кубанитовые (или борнитовые) руды. В жильных рудах содержание никеля составляет от 3,85 до 7,82, меди от 3,59 до 7,95%.

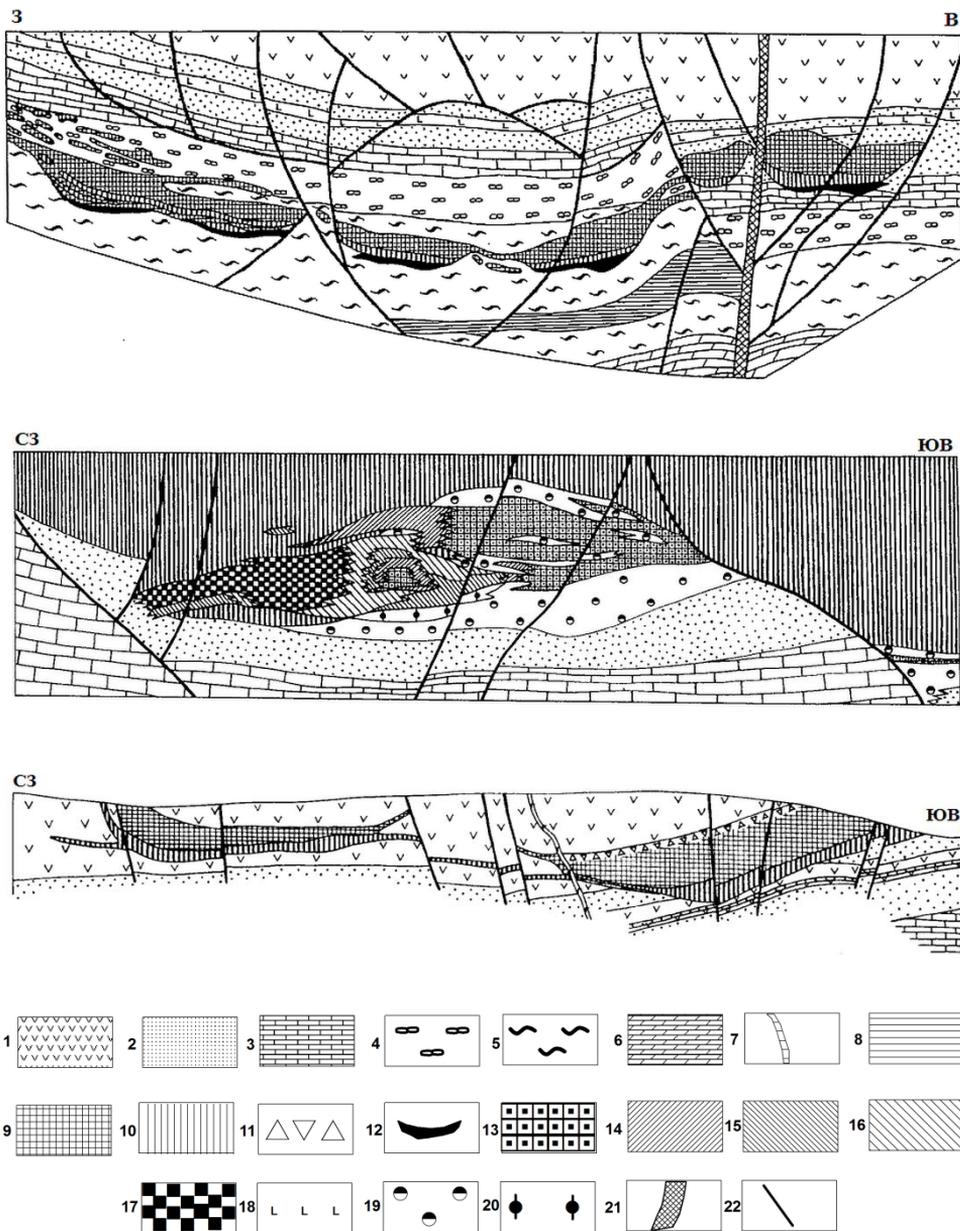


Рис. 9. Геологические разрезы месторождений Норильско-Талнахского рудного района:

А – Схематизированный геологический разрез Южно-Хараелахского рудного узла (соотношение ветвей дифференцированного интрузива) [37];

Б – Геологический разрез сульфидной залежи на юге Талнахского месторождения [36];

В – Схематизированный геологический разрез месторождения Норильск 1 [72].

1-6 – стратифицированные образования: 1- вулканические верхней перми-нижнего триаса, 2 – терригенные угленосные верхнего карбона-верхней перми, 3 – карбонатные (преобладают известняки) верхнего девона; 4 – сульфатно-карбонатные среднего девона, 5 – терригенно-карбонатные и сульфатно-карбонатные нижнего-среднего девона, 6 – карбонатные (преобладают доломиты) верхнего силура; 7- 10 – интрузивные образования норильского комплекса раннего триаса: 7 – дайки оливиновых долеритов и микродолеритов, 8 – габбро-долериты, микродолериты, долериты Нижне-талнахского интрузива (моронговский тип интрузий); 9-10 – порильско-талнахский тип интрузий: 9 – верхние контактовые долериты и габбро-долериты, верхние такситовые безоливиновые и оливиновые габбро-долериты, габбро-диориты с включениями лейкогаббро, 10 – нижние контактовые долериты, нижние такситовые габбро-долериты, пикродолериты с вкрапленными и прожилковыми медно-никелевыми рудами; 11 – эруптивные брекчии; 12-17 – массивные (богатые) медно-никелевые руды: 12 – без расчленения по составу, 13 – пентландит-халькопирит-пирротиновые, 14 – пентландит-кубанит-пирротиновые и пентландит-пирротин-кубанитовые, 15 – пирротин-халькопирит-пентландит-кубанитовые и пентландит-халькопирит-кубанитовые, 16 – пентландит-кубанит-халькопиритовые, 17 – пентландит-халькопиритовые; 18 – интрузивные образования ергалахского типа поздней перми – титан-авгитовые долериты; 19 – метасоматические образования кварц-альбитового, пироксен-альбитового, кварц-пироксен-микроклинового, биотит-микроклинового состава; 20 – известковые скарноиды; 21-22 – разрывные нарушения: 21 – Норильско-Хараелахский разлом, 22 – прочие.

Редко встречаются прожилковые-вкрапленные руды, они приурочены к подстилающим интрузию породам. В их составе преобладает халькопирит, отмечается миллерит и относительно повышенное количество платиновых минералов. Малосульфидное платиноидное оруденение приурочено к верхнему горизонту дифференцированных интрузивов, сложенному лейкократовыми габбро и такситовыми габбро-долеритами [101, 28, 135].

Запасы на месторождении Норильск-1 по категориям А+В+С₁ составляют: меди – 395 тыс.т и платиноидов – 553 т. (ГБЗ, 2014 г.).

Масловское месторождение (V-5-40) никеля, меди, кобальта, платины и платиноидов связано с глубокими горизонтами дифференцированного интрузива Норильск-1, его юго-западной части мощностью от 250 до 380 м. Рудная залежь шириной от 1,5 до 2 км имеет протяжённость 6 км. Строение Масловского месторождения подобно месторождению Норильск-1, присутствуют все известные рудные горизонты. Руды преимущественно вкрапленные, реже прожилково-вкрапленные, отмечается интерстиционная вкрапленность (размером от долей до первых мм), каплевидная (размером от 0,5 до 1,5 см, редко до 5 см) и вкрапленники неправильной формы размером от 0,5 до 5 см. Минеральный состав оруденения идентичен составу вкрапленных руд месторождения Норильск-1. Здесь также установлен верхний такситовый малосульфидный горизонт с повышенным содержанием МПГ [37].

Тальминский рудный узел находится в северной части Хараелахской мульды усложнённой сочленением Северо-Хараелахского, Норильско-Хараелахского и Кумгинского разломов. В пределах узла установлены медно-никелевые рудопроявления связанные с интрузивными массивами норильского комплекса (Ш-6-1, 3, 5, 6, 7, 9) и ряд более мелких проявлений и пунктов минерализации (Ш-6-13, 14, 16, 19) [238, 245, 200].

Медно-никелевое рудопроявление (Ш-6-9), связано с Тальминским массивом габбро-долеритов, залегающим в сульфатно-карбонатных отложениях среднего девона. Сульфидные вкрапленные руды в пикритовых долеритах и такситовых габбро-долеритах, совместно с прожилково-вкрапленными рудами в метаморфических и метасоматических породах экзоконтакта слагают залежь мощностью до 30 м. Состав руд преимущественно пентландит-халькопирит-пирротиновый или пирит-пирротиновый соответствует типичной никеленосной ассоциации, включающей никельсодержащий пирротин и пентландит. Характерной особенностью вкрапленного оруденения является широкое развитие никелистого и кобальтсодержащего пирита, составляющего иногда до 50 % объёма сульфидов. Содержания полезных компонентов по данным химических анализов в отдельных разновидностях пород составляют (мас. %): медь – от 0,1 до 0,6; никель – от 0,01 до 0,23; кобальт – от 0,004 до 0,01; а также (г/т): платиноиды – от 0,85 до 1,28; золото – от 0,04 до 0,08 [238, 245, 200].

Рудопроявления Ш-6-1, 3, 5, 6, 7 связаны с Клюквенным дифференцированным массивом, состоящим из серии тел габбро-долеритов мощностью от 20 до 140 м в угленосных терригенных отложениях перми и терригенно-карбонатных осадках верхнего девона. В составе интрузивов преобладают пикритовые и троктолитовые габбро-долериты содержащие мелкую и неравномерную сульфидную вкрапленность и редкие прожилки преимущественно

пирротина, в подчинённом количестве присутствуют халькопирит, пентландит, пирит, магнетит, галенит. Мощность зон сульфидной минерализации составляет от 10 до 12 м. Содержания металлов (мас. %): медь – от 0,57 до 0,71, никель – от 0,10 до 0,47.

Имангдинский рудный узел расположен в западном борту Имангдинской мульды в зоне влияния Имангдино-Летнинского глубинного разлома и объединяет Имангдинское месторождение платины (V-6-11), медно-никелевое рудопроявление Мантуровское (V-6-9) и ряд пунктов минерализации. Сульфидное оруденение платиноидов, меди и никеля связано дифференцированными интрузивами Имангдинским и Мантуровским, относимых, соответственно, к норильско-талнахскому и зубовскому типам норильского комплекса.

Имангдинское месторождение платины и платиноидов, никеля, меди, кобальта (V-6-11) связано с одноименной дифференцированной интрузией габбро-долеритов. Вкрапленные сульфидные руды установлены в такситовых и контактовых габбро-долеритах придонной части интрузии. Мощность оруденелого горизонта составляет от 10 до 15 м, а рудного тела с промышленным содержанием металлов в среднем 4,2 м [101,28]. Содержание металлов в руде (мас. %): медь – от 0,1 до 0,9; никель – от 0,07 до 0,68; кобальт – от 0,006 – 0,018 до 1; а также (г/т): сумма МПГ – до 6-7; платина – до 2; палладий – от 1,6 до 6,9; родий – от 0,02 до 0,16; рутений – до 0,02; осмий – до 0,013. Платина и палладий образуют собственный минерал – палладиевый рустенбургит в виде включений в пирротине. Палладий также присутствует в виде примеси в пентландите, остальные платиноиды – только как примесь в пентландите и пирротине. Обогащение руд платиной и палладием пропорционально увеличению содержания в них меди. В небольших количествах в рудах присутствуют золото и серебро (аргентопентландит и самородное золото с примесью серебра, платины и палладия).

Платина и металлы платиновой группы содержатся и в верхних дифференциатах интрузии – до 1, иногда до 3-3,5 г/т. Отношение концентрации платины к палладию здесь выше (0,6-0,7), чем в нижнем горизонте (0,2-0,3). Состав платиноидов и их связь с сульфидами та же, что и в нижнем горизонте. Платиноиды входят также в качестве изоморфной примеси в хромшпинелиды [234, 247]. По запасам платины и платиноидов месторождение относится к крупным.

Медно-никелевое рудопроявление Мантуровское (V-6-9) расположено в 2,5 км северо-восточнее Имангдинского месторождения и связано дифференцированным интрузивом в сульфатоносных карбонатно-терригенных породах нижнего девона. Вкрапленное платиноидно-медно-никелевое оруденение приурочено к придонной части интрузии, в основном к такситовому горизонту габбро-долеритов и не установлено во вмещающих породах. Зона сульфидного оруденения представлена вкрапленностью (от 2 до 10 мм) пирротина, халькопирита и кубанита, составляющей от 3 до 6% от объёма породы и имеет сложную пластобразную форму с раздувами и пережимами. При мощности интрузии от 130 до 200 м мощность залежи вкрапленных руд составляет от 5 до 35,6 м, а промышленных руд в среднем 4,7 м. Содержание металлов (мас. %): медь – от 0,07-0,48 до 3,7; никель – от 0,03 до 0,66; ко-

балът – от 0,003 до 0,012; а также (г/т): платина – от 0,3 до 0,85; палладий – от 1,3 до 3,4; родий – от 0,03 до 0,12 [185].

Южно-Норильский прогнозируемый рудный район объединяет сульфидные медно-никелевые рудопроявления и пункты минерализации установленные в зоне влияния Норильско-Хараелахского и Далдыканского разломов на юго-западном замыкании Норильской мульды.

Рудопроявление Буркан (VI-4-19, 22) связано с одноимённой дифференцированной интрузией круглогорского типа мощностью до 130 м. Сульфидная минерализация приурочена к такситовым и оливиновым габбро-долеритам и представлена ксеноморфными каплевидными расслоенными вкрапленниками размером от 0,5 до 1,5 см в поперечнике и более мелкой, интерстиционной вкрапленностью. Сквжиной в такситовых габбро-долеритах нижнего контакта интрузива подсечено прожилковое пирротиновое оруденение (маломощный прожилок до 2,8 см). Мощность зоны вкрапленной сульфидной минерализации составляет от первых метров до 22 м. Среди рудных минералов преобладают халькопирит и пирротин, отмечается пентландит, кубанит магнетит и ильменит. Содержание металлов в оруденелых породах составляет (мас. %): медь – 0,75, никель – 0,1, сумма МПГ – до 1 г/т. [187, 200]

Рудопроявления никеля и меди (VI-4-5, 10) связаны дифференцированным интрузивом Зелёная Грива мощностью от 24 до 200 м в угленосных терригенных отложениях перми. Вкрапленная сульфидная минерализация пентландит-пирротин-халькопиритового состава установлена в пикритовых габбро-долеритах эндоконтакта. Мощность рудоносного горизонта составляет от 13,5 до 35,4 м при содержании металлов (%): медь – до 0,32, никель – до 0,23, кобальт – до 0,26 [186, 187].

Руды платиноидно-медно-никелевых месторождений характеризуются богатым минеральным составом, обнаружено свыше 100 гипогенных рудных минералов, из которых 26 являются уникальными минеральными видами и разновидностями [150]. Главными минералами Норильских руд являются минералы группы пирротина: (пирротин гексагональный и моноклинный, троилит, макинавит), пентландит, минералы группы халькопирита (халькопирит тетрагональный, талнахит, моихукит, путоранит, никелистый путоранит, железистый халькопирит), кубанит, магнетит, валериит, борнит, халькозин, миллерит.

В месторождениях определено около 50 минералов благородных металлов [75]. Наиболее распространенные среди них являются: атоки Pd₃Sn, рустенбургит Pt₃Sn, изоферроплатина, тетраферроплатина, паоловит Pd₂Sn, станнопалладинит Pd₃Sn₂, плюмбопалладинит, соболевскит PdBi, котульскит PdTe, мончеит Pt(Te,Bi)₂, маякит, куперит, брэггит, высокоцит, сперрилит PtAs, аргентопентландит [150].

Изучению и классификации этих руд посвящены работы М. Н. Годлевского, Е. Н. Сухановой, Г. И. Кавардина, Д. А. Додина, А. Д. Генкина, О. А. Дюжикова и других исследователей (табл. 10).

**Классификация медно-никелевых руд Норильского района
(по данным Д.А.Додина и др.1971,1994)**

Группа	Тип руды	Подтип руды
Сплошные руды в интрузиях и их экзоконтактах	Пирротиновый	Пентландит-халькопирит-пирротиновый; Пентландит-кубанит-пирротиновый
	Кубанитовый	Пентландит-пирротин-кубанитовый; Пентландит-халькопирит-пирротин-кубанитовый; Пентландит-халькопирит-кубанитовый
	Халькопиритовый	Пентландит-кубанит-халькопиритовый; Пентландит-халькопиритовый
	Талнахитовый (моихукитовый)	Пентландит-кубанит-талнахитовый; Пентландит-талнахитовый
	Халькозин-борнитовый	Миллерит-халькопирит-борнитовый; Хизлевудит-борнит-халькозиновый
Вкрапленные и прожилково-вкрапленные руды в интрузиях	Пирротиновый	Пентландит-халькопирит-кубанит-пирротиновый; Пентландит-халькопирит-пирротиновый
	Кубанитовый	Пентландит-халькопирит-пирротин-кубанитовый
	Халькопиритовый	Пентландит-кубанит-халькопиритовый; Пентландит-халькопиритовый
	Борнит-халькозиновый	Хизлевудит-борнит-халькозиновый
Вкрапленные, прожилково-вкрапленные и брекчиевидные «медистые» руды в экзоконтактах рудоносных интрузий	Пирротиновый	Пентландит-халькопирит-пирротиновый
	Халькопиритовый	Пирротин-пентландит-халькопиритовый; Миллерит-(пентландит)-халькопирит-борнитовый; Пентландит-миллерит-пирит-халькопиритовый; Пентландит-халькопиритовый
	Валлериитовый	Пентландит-магнетит-пирит-валлериитовый
	Халькозин-борнитовый	Миллерит-(годлевскит)-халькопирит-борнитовый; Хизлевудит-борнит-халькозиновый
	Пиритовый	Пирротин-пиритовый; Магнетит-пиритовый

Богатые сплошные руды содержащие не менее 70-80% сульфидных минералов слагают залежи и жильные тела в породах преимущественно нижних эндо- и экзоконтактов рудоносных интрузий. Форма рудных залежей пластообразная, иногда это серия разобщённых линзовидных тел с жильными ответвлениями в краевых частях.

Подшоша и кровля рудных тел имеют резкие контакты с вмещающими породами в виде волнистых поверхностей с локальными прогибами амплитудой от 2 до 15 м. Мощность богатых рудных тел изменяется от десятков сантиметров до десятков метров, с максимумами в прогибах подошвы залежей. Наиболее мощные рудные тела установлены на Октябрьском месторождении, где при средней мощности богатых руд 25-30 м, максимальные её значения превышают 45 м. В пределах Талнахского месторождения рудные тела несколько меньшей мощности [123].

В зависимости от состава главных рудообразующих минералов, в массивных рудах выделяются пирротиновые, халькопиритовые, кубанитовые, талнахитовые, моихукитовые и халькозин-борнитовые минеральные типы, которые в свою очередь, по преобладанию сопутствующих минералов, могут делиться на минеральные подтипы (ассоциации) (рис. 9).

Пирротиновые сплошные руды образуют как самостоятельные тела богатых руд, мощностью от первых десятков сантиметров до 30 м и более, так и совместно с другими разновидностями руд участвуют в строении сложно построенных зональных тел. Сплошные руды на 60–65% сложены минералами группы пирротина, 15–20% халькопиритом, 10–15% пентландитом и до 5% магнетитом. По структурно – текстурным особенностям и содержанию в рудной массе силикатных включений выделяются два типа руд. Массивные и петельчатые руды содержат малую примесь силикатов (5-7%). При объёме нерудных включений более 10%, в зависимости от их распределения, руды – пятнистые, полосчатые и густовкрапленные. Среди богатых руд преобладают пентландит-халькопирит-пирротиновые (около 80%) и пентландит-кубанит-пирротиновые.

Сплошные руды халькопиритового и талнахитового типов занимают по распространенности второе место после существенно пирротиновых. Мощность рудных тел халькопиритовых и талнахитовых руд составляет от первых десятков сантиметров до 26 м, протяженность – несколько сот метров.

Халькопиритовый тип руд характеризуется общим содержанием халькопирита в объёме от 30% до 80%. Они слагают маломощные жильные тела, часто образуют отдельные зоны сложных рудных залежей. Кроме халькопирита в рудах имеются пентландит, кубанит, пирротин, встречаются сфалерит, галенит и МПГ. Состав халькопиритовых руд для Талнахского и Октябрьского месторождений несколько различный.

Для Талнахского месторождения характерны кубанитовые и пентландит-халькопиритовые руды, с минимальным содержанием пирротина, в то время как Октябрьское месторождение характеризуется пирротин-халькопиритовыми рудами с незначительным содержанием в них кубанита и пентландита.

Талнахитовые руды чаще всего встречаются совместно с моихукитовыми рудами. Они хорошо распознаются макроскопически вследствие быстрого окисления талнахита на свежих сколах, с образованием плёнки побежалости. При всём разнообразии минерального состава талнахитовых руд, в их строении принимают участие три основных минерала: талнахит (60-65%), пентландит (15-20%) и кубанит (5-25%). Часто присутствуют в виде мелких минеральных форм галенит, сфалерит, серебро и минералы платины и палладия.

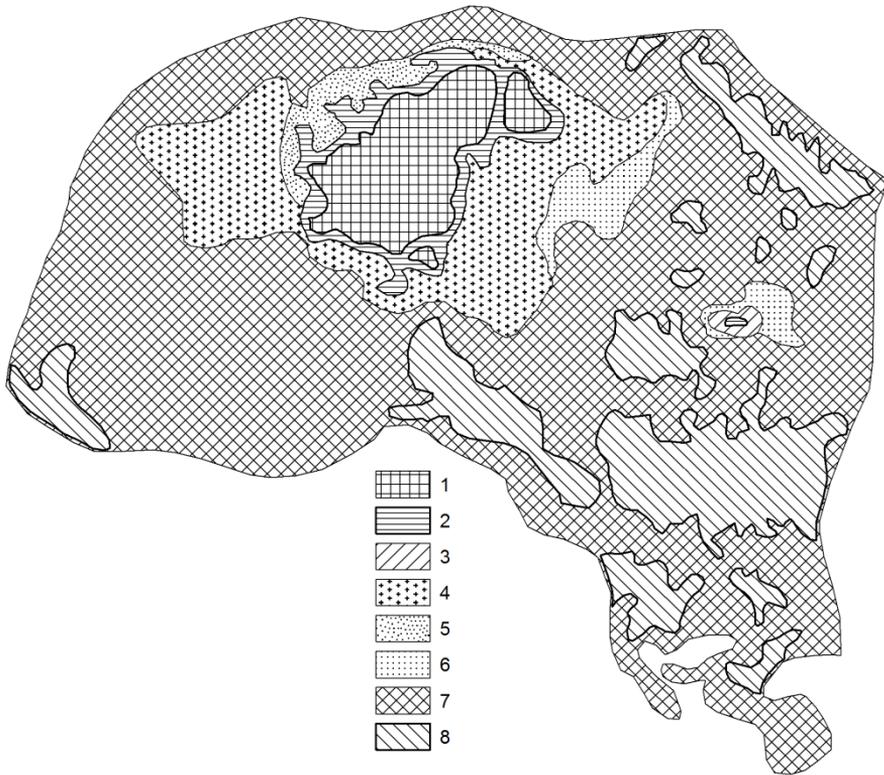


Рис 10. Строение залежи богатых руд Октябрьского месторождения X-1 (О), [150]

1 – Моихукитовая; 2 – Кубанит-моихукитовая; 3 – Моихукит-кубанитовая; 4 – Кубанит-халькопиритовая; 5 – Халькопирит-пирротин-кубанитовая; 6 – Пирротин-халькопиритовая; 7 – Халькопирит-пирротиновая; 8 – Пирротиновая.

Кубанитовые руды также как и талнахитовые, являются составными частями рудных тел и практически не образуют самостоятельных залежей. Мощности зон, сложенных кубанитовыми рудами, колеблются от 10 см до 10 м, протяженность – первые сотни метров. В пределах Октябрьского месторождения они слагают до 14% объема богатых руд. Основной минерал, кубанит, представлен преимущественно ромбической и реже кубической модификациями. Содержание его меняется от 30-35% до 70%. Концентрации пентландита в этих рудах примерно такие же, как и в существенно пирротиновых рудах. Здесь присутствуют приблизительно в равных количествах гексагональный и моноклинный пирротин (до 30%) и халькопирит (кубический и тетрагональный в сумме до 15-20%), макинавит, валлериит и магнетит (до 1-15%). Отношение содержаний никеля к меди в кубанитовых рудах меняется от 1:3 до 1:5, среднее – 1:4.

Моихукитовый минеральный тип богатых руд широким распространением не пользуется. Его особенностью, является частые срастания минералов

группы халькопирита: моихукита, кубического халькопирита, аномального анизотропного халькопирита, тетрагонального халькопирита и талнахита, с преобладанием трёх первых. По соотношению рудообразующих минералов внутри моихукитового типа руд выделяются пентландит-моихукитовая и пентландит-кубанит-моихукитовая разновидности. Для данных руд характерны массивная текстура и порфириовидная (за счёт крупных, овально-изометричных выделений пентландита) структура.

Следует отметить, что в моихукитовых и талнахитовых рудах, в сравнении с другими типами, отмечается резкое повышение содержания платины (10-25 г/т) и палладия (40-100 г/т) и наоборот уменьшение содержания других платиноидов.

Сплошные руды халькозин-борнитового типа распространены ограниченно в виде прерывистых призальбандовых оторочек мощностью от 20 до 30 см в зональных телах сплошных руд или образуют серии прожилков мощностью от 10 до 20 см в их экзоконтактах.

Вкрапленные и прожилково-вкрапленные руды в интрузиях образуют основной объём руд. В общем балансе они составляют около 90% объёма рудной массы и несут в себе 50% запасов металлов. Вкрапленные руды расположены преимущественно в приподошвенных горизонтах интрузивов, слагая пластообразные и линзообразные тела мощностью десятки метров. Сульфиды, местами составляющие до 60% объёма руд, образуют вкрапленники размером от нескольких микрон до 5 см, гнезда до 5-10 см в поперечнике и прожилки мощностью до 10 см, протяженностью первые метры.

Морфология рудных тел определяется, главным образом, контуром распространения пикритовых и такситовых дифференциатов, с которыми ассоциирует основная масса вкрапленного и прожилково-вкрапленного оруденения. Реже сульфидные руды приурочены к горизонтам оливиновых габбро-долеритов и троктолитов. Верхняя граница промышленного оруденения, как правило, совпадает с кровлей пикритовых габбро-долеритов, а нижняя граница повторяет конфигурацию подошвы интрузива. Максимумы мощностей приурочены обычно к осевым, наиболее мощным, частям интрузива [121, 123].

В пределах Талнахского месторождения, вкрапленные руды образуют лентовидное в плане тело, протягивающиеся вдоль мощной части интрузива и выклиниваются на фланговых его частях. Средняя мощность горизонта вкрапленных руд составляет 25,3 м при максимальной 73,8 м. На Октябрьском месторождении, тело вкрапленных руд протягивается от западного фланга интрузива в северо-восточном направлении на расстояние свыше 16,0 км при ширине от 500 до 6000 м. Общая площадь горизонтального сечения рудного тела превышает 28 км² [121, 123].

Минеральный состав рудной вкрапленности центральных частей рудных тел, преимущественно халькопирит-пирротиновый, иногда кубанит-пирротиновый. На флангах интрузива и во фронтальной его зоне в составе руд вместо пирротина, преобладающим минералом становится халькопирит и незначительную примесь составляет пирит и борнит; вместо пентландита появляются миллерит и хизлевудит. Характерно закономерное увеличение относительных и абсолютных концентраций меди во вкрапленных рудах по

направлению к фронтальным частям интрузива, от осевой части рудного тела к его периферии, и по направлению к залежам сплошных руд халькопиритового состава.

В пикритовых разностях и часто в примыкающих к ним оливиновых габбро-долеритах, сульфидная вкрапленность представлена различными по форме и размерам выделениями. Меньшая часть оруденения представляет собой мелкую (менее 2 мм), интерстиционную вкрапленностью выполняющую межзерновые пространства силикатных минералов. При относительно равномерном её распределении по породе, в ряде случаев интерстиционная вкрапленность, увеличиваясь в объёме, может образовывать изометричные скопления, вплоть до образования сидеронитовой структуры. Большая же часть сульфидного оруденения представлена более крупными вкрапленниками округлой, уплощённой и изометричной формы, средним размером от 0,5 до 3,0 см. Характерной особенностью данных сульфидных выделений, является расслоенность. Верхнюю их часть слагает халькопирит, а нижнюю – пирротин. На долю последнего приходится около 60 – 70% объёма вкрапленников. В составе вкрапленности присутствуют также кубанит, магнетит, борнит. Ближе к флангам интрузии, в пикритовых габбродолеритах появляются безрудные интервалы, количество которых закономерно увеличивается по направлению к краю интрузива [121, 123].

В такситовых габбродолеритах характер сульфидной вкрапленности несколько другой. Сульфиды образуют крупные (до 7-10 см) ксеноморфные выделения. Состав рудообразующих минералов, как и в пикритовых габбродолеритах представлен пирротином (как моноклинным, так и гексогональным), халькопиритом, пентландитом, иногда кубанитом, халькозином и борнитом. [83, 84]. Расслоенность вкрапленников здесь не чёткая и, в отличие от пикритовых габбродолеритов, часто отмечается преобладание халькопирита, который окружает пирротин.

В контактовых габбродолеритах содержание сульфидов уменьшается, преобладает интерстиционная, иногда переходящая в сидеронитовую вкрапленность, редко присутствуют прожилково-вкрапленные руды.

Вкрапленные и прожилково-вкрапленные руды в экзоконтактах рудоносных интрузий («медистые») присутствуют на Талнахском месторождении только в подошве интрузива, а на Октябрьском месторождении они установлены и в кровле массива. «Медистые» руды приурочены к различным метаморфическим и метасоматическим породам, образуя пластообразные или линзовидные залежи мощностью от первых метров до десятков метров с многочисленными прослоями пустых пород. Установлена приуроченность пирротиновых руд данной группы преимущественно к метасоматическим серпентинитам, существенно халькопиритовых руд к магнезиальным скарнам, а валлериитовых – к бруситовым метасоматитам.

Данный промышленный тип руд, располагаясь вблизи залежей сплошных руд, включает в себя брекчиевидные и прожилково-вкрапленные их разновидности зоны верхнего и нижнего экзоконтакта интрузий. Максимальные по запасам залежи «медистых» руд установлены на площади западных флангов Октябрьского месторождения. В пределах Талнахского месторождения данный тип руд также развит, однако размеры их тел и запасы не так велики. Бо-

лее 50% медистых руд приходится на западный фланг Октябрьского месторождения и около 25% составляют медистые руды восточного фланга этого месторождения. На долю Талнахского месторождения приходится всего около 15% запасов медистых руд [151].

Характерной чертой вкрапленных руд является разнообразие минерального состава. Среди них выделены руды существенно пирротиновые, где пирротином сложено более половины сульфидной массы, пирротин-халькопиритовые, где содержание пирротина составляет 10-30%, чисто халькопиритовые, борнит-халькопиритовые, халькопирит-борнитовые и халькозин-борнитовые, а также руды с существенным содержанием пирита. Обычно это пирротиновые или магнетит-пирротиновые разности. Наиболее широко распространены халькопиритовые, пирротин-халькопиритовые и халькопирит-пирит-пирротиновые медистые руды. По периферии рудных тел, часто расположены значительные скопления борнит-халькопиритовых руд.

«Медистые» руды слагают сложные по внутреннему строению пластообразные и седловидные залежи, линзы, «карманы» вблизи тел богатых руд. Основной объём «медистых» руд составляют брекчиевидные руды Октябрьского Месторождения. Брекчиевидные руды представляют собой обломки роговиков, реже габбро-долеритов псаммитовой и псефитовой размерности сцементированные сульфидами. В результате специализированных исследований [151] было установлено, что оруденение вмещают брекчированные породы экзодоконтактов апофиз интрузива и зоны трещиноватости пород, расположенные между отдельными его апофизами. Брекчиевидные руды образуют тела сложной конфигурации, характеризующиеся разнообразием строения и их структурно-текстурных особенностей. Оруденение представлено вкрапленными и густовкрапленными, прожилковыми сплошными рудами. Последние в отдельных пересечениях рудных тел слагают участки мощностью 3-5 м и более, а участки мощностью до 1 м встречаются достаточно часто. Содержание сульфидов в рудных телах весьма значительное и составляет 20-30% объёма руды. Наиболее распространены пирротиновые, пирротин-халькопиритовые и халькопиритовые руды, слагающие тела сложного строения. Закономерностью распределения разновидностей руд является увеличение количества халькопирита в верхних эндоконтактах рудных тел, а также в их краевых частях.

В пределах Талнахского месторождения медистые руды залегают во фронтальных частях Северо-восточной и Юго-западной ветвей интрузива в зоне нижнего экзоконтакта, вблизи залежи богатых руд. Прожилково-вкрапленное оруденение вмещают метаморфизованные терригенные породы тунгусской серии и базальты ивакинской свиты. Состав сульфидной вкрапленности преимущественно пирротин-халькопиритовый и халькопиритовый с пентландитом. Довольно значительны скопления медистых руд, где с халькопиритом присутствует борнит.

В пределах северных флангов Талнахского месторождения «медистые» руды образуют два горизонта в подошве интрузива, выше и ниже тел богатых руд (Северная Первая, Вторая, Третья и Олорская). Основные запасы здесь связаны с нижним горизонтом, включающим в себя 80% медистых руд северных флангов, который протягивается, в виде лентовидного в плане тела

шириной от 100 до 700 м, на расстояние около 8 км. Средняя мощность рудного тела составляет 4 м, при изменчивости её от 1,0 до 15,8 м. Особенности минерального состава «медистых» руд выражены преобладанием пирротиновых разновидностей, при примерно одинаковом соотношении меди и никеля.

Малосульфидное платинометалльное оруденение (также – платиноидное оруденение малосульфидного типа) установлено на территории благодаря изучению В.К. Котульским (1944), И.А. Коровяковым и др. (1963), М.К. Ивановым и др. (1971) верхнего такситового горизонта интрузивов норильско-талнахского типа и в их составе хромитсодержащих, платиноносных габбро. Дальнейшие исследования [72, 37, 119, 60, 135] привели к открытию самостоятельных платиноидных оруденелых горизонтов малосульфидного типа на месторождениях Талнахское, Октябрьское, Норильск-1, Масловское, Имангдинское.

Оруденение в верхнем такситовом горизонте Талнахского, Норильского, Имангдинского интрузивов образует маломощные, пластообразные тела, располагающиеся на значительном удалении по вертикали от комплексных платиноидно-медно-никелевых руд нижних горизонтов этих интрузивов. Мощность платиноносного горизонта в интрузивах Талнахского рудного узла составляет от 0,1 до 47 м при средней мощности до 6 м, однако ни одного рудного тела, соответствующего промышленным кондициям не установлено.

По данным С. Ф. Служеникина и О. А. Дюжикова [119, 37], платиноидное оруденение в пределах верхнего такситового горизонта приурочено к максимально неоднородным участкам с широким развитием обособлений хромита, хлор-, фтор- и водосодержащих силикатов, сульфатов и карбонатов. Неоднородность строения выражена наличием меланократовых линзовидных обособлений и шпиров размером до нескольких метров (пикриты, троктолиты, меланократовые габбродолериты) среди лейкократовых габбро. В основании верхнего такситового горизонта залегают наиболее крупные блоки пикритов с включениями хромшпинелей (локально до 40% объема породы). Для пород верхнего такситового горизонта характерны широкие вариации составов породообразующих минералов, как следствие автотематоморфических и низкотемпературных метасоматических преобразований. Количество сульфидов обычно не превышает 2-3 % от объема пород. Главная их ассоциация, присутствующая на всех месторождениях: пирротин-халькопирит-пентландит. В интрузиве Норильск-1 встречается только пирротин, иногда троилит-кубанит-железистый пентландит. Редко присутствует самородная медь и замещающий сульфиды магнетит. Вторичная ассоциация сульфидов: миллерит-халькопирит-пирротин. В хромитоносных такситовых габброидах Талнахского интрузива ассоциация сульфидов включает халькопирит-миллерит-никелистый пентландит, никелистый и кобальтистый пирит.

Рудные платинометалльные горизонты характеризуются большей концентрацией минералов платиноидов относительно сульфидов «медистых» и вкрапленных платиноидно-медно-никелевых руд месторождений. Концентрация металлов платиновой группы в хромитоносных такситовых габбро составляет от 3 до 6 г/т, а в отдельных пробах – до 60 г/т; в лейкократовых габбро – от 0,01 до -1 г/т, редко до 3 г/т. Максимальные содержания палладия достигают 64,0 г/т, платины – 11,2 г/т, родия–1 г/т, иридия – 0,13 г/т, рутения

– 0,4 г/т. В зонах оруденения проявлена крайняя неравномерность содержания металлов, как по вертикали, так и по латерали, что не позволяет выделить кондиционные рудные тела.

Элементы платиновой группы малосульфидных руд, как и в рудах других типов, наряду с собственными минеральными формами, присутствуют и в виде твердых растворов в сульфидах: палладий – в пентландите, в арсенидах, сульфоарсенидах никеля и кобальта, родий – в пирротине и пентландите, иридий – в пирротине. Минералы платины представлены сульфидами (куперит, висоцкит), сплавами платины и железа (Pt_2Fe , тетраферроплатина), арсенидами (спериллит и др.), арсеностаннидами, стибиоарсенидами, станнидами, плюмбидами. Они образуют самостоятельные выделения, биминеральные и полиминеральные сростки, часто с арсенидами и сульфоарсенидами никеля и кобальта. Собственные минералы палладия, главным образом – маякит, присутствуют в виде мельчайших вростков в перечисленных минералах.

В отношении генезиса платинометалльного оруденения верхнего такситового горизонта интрузивов норильско-талнахского типа существует несколько гипотез: 1) многофазность развития магматической системы при взаимодействии дополнительной сульфидной магмы и расслоенной серии, способствующее концентрации платиновых металлов; 2) ведущая роль глубинных флюидов в привносе платиновых металлов, поступающих по гипотетическим магмоподводящим каналам; 3) внутрикамерная флюидно-магматическая конвекция при первоначальных флюидонасыщенности расплавов и их обогащенности платиновыми металлами [119].

В настоящее время разрабатываются сплошные, «медистые» и вкрапленные руды на Октябрьском и Талнахском месторождениях и вкрапленные – на месторождении Норильск-1. В целом от объема общей добычи в Норильском промышленном районе добыча сплошных руд составляет – 38%, вкрапленных – 30%, «медистых» – 32%. На Талнахском и Октябрьском месторождениях добывается 96% никеля, 97% меди и более 88% металлов платиновой группы Норильского промышленного района, остальное на месторождении Норильск-1.

В качестве характеристики групп комплексных сульфидных руд разрабатываемых месторождений Норильского промышленного района в таблице 11 приведены средние содержания в них основных металлов. Платина и платиноиды содержатся в промышленных количествах во всех группах руд, при этом около половины их запасов сосредоточены в сплошных рудах. Из них в настоящее время добывается более 70% платиновых металлов Российской Федерации [119].

Платиновые металлы – платина, палладий, родий, иридий, рутений, осмий образуют в рудах собственные минералы, твердые растворы в сульфидах (пирротин и пентландит), а также входят в решетку порообразующих минералов. Собственные минералы платины и платиноидов представлены тремя группами: 1) самородными платиновыми металлами и их сплавами друг с другом, а также с железом, никелем, медью и кобальтом; 2) интерметаллидами – соединениями платины и палладия со свинцом, висмутом, теллуrom, сурьмой и мышьяком; 3) сульфидами, арсенидами и сульфоарсенидами.

Количество платиновых минералов в сплошных рудах увеличивается с ростом содержания меди, возрастая в ряду халькопиритовые-галнахитовые-моихукитовые-путоранитовые руды. В этих рудах присутствуют минералы платиновых металлов всех трех указанных групп.

Вкрапленные руды в интрузиях беднее сплошных и «медистых» по содержанию металлов платиновой группы, но по отношению к сумме сульфидов – самые насыщенные ими. Соотношение платиновых металлов во вкрапленных рудах (%): платина – 20,2; палладий – 75,6; родий – 3,2; иридий – 0,2; рутений – 0,4%; осмий – 0,4. До 90 % платиновых металлов в этих рудах приходится на сульфиды: в пентландите заключено до 100 г/т палладия, в пирротине – до 4 г/т родия, в халькопирите содержатся рутений и осмий. Собственные минералы платиновых металлов представлены изоферроплатиной, куперитом, сперрилитом, арсенидами палладия и др.

Таблица 11

Средние содержания меди, никеля, золота и металлов платиновой группы в рудах разрабатываемых месторождений Норильского горнопромышленного района (по доказанным запасам из годового отчета ОАО ГМК «Норильский никель», 2014 г.)

Группы руд	Месторождения							
	Норильск				Талнахский рудный узел			
	Медь %	Никель %	Золото г/т	МПГ г/т	Медь %	Никель %	Золото г/т	МПГ г/т
Богатые					3,34	2,55	0,12	7,36
Вкрапленные	0,49	0,35	0,18	5,88	1,06	0,43	0,20	4,08
Вкрапленные «медистые»					4,03	1,0	0,54	11,85

Вкрапленные, прожилково-вкрапленные и брекчиевидные («медистые») руды в экзоконтактах интрузий по содержанию платиновых металлов по отношению к сумме сульфидов также богаче сплошных руд. Платина обычно образует в них минеральные формы – куперит, сперрилит, брэггит и др. (95%); палладий в халькопиритовых рудах также преобладает в самостоятельных минералах – высокоците, брэггите, винсентите и др. (70 %), а в пирротиновых в основном входит в решетку пентландита в количестве до 160 г/т. Родий, иридий, рутений и осмий содержатся преимущественно в пирротине в виде изоморфной примеси.

При обогащении сплошных руд металлы платиновой группы распределяются в концентратах следующим образом: большая часть платины (минеральные формы) попадает в медный концентрат, меньшая – в никелевый (20%) и пирротиновый (15%); палладий входит в никелевый (до 80%), пирротиновый и медный; родий, иридий, рутений и осмий – в пирротиновый. Обогащение вкрапленных и «медистых» руд ведет к накоплению платины в медном концентрате, палладия – в никелевом, родия, иридия, рутения и осмия – в пирротиновом [119].

Признаки оруденения на карте полезных ископаемых отражены ореолами распространения рудных валунов, литохимическими и шлиховыми ореолами рассеяния меди, никеля, кобальта. Валуну вкрапленных и сплошных руд отмечены как в пределах рудных узлов, так и за их границами. Ореолы распространения рудных валунов значительной площади установлены по берегам озера и реки Пясино (III-5-1, 6, 10; IV-4-2, 7; IV-5-10, 20, 25). Здесь отмечены различные по составу и размерам валуны габбро-долеритов, долеритов, содержащих бедную сульфидную вкрапленность пирротина, кубанита, халькопирита и пентландита.

Локальные проявления валунов габбро-долеритов и контактово-измененных пород с сульфидной вкрапленностью известны на восточном и юго-западном склоне Норильского плато в бассейнах Дудинки, Серебряной и Южного Ергалаха (V-4-10, 11, 27). Содержание металлов в валунах достигает (мас. %): меди – от 1,5 до 4,5, никеля – до 1,5 [44].

На территории располагается большое количество комплексных и моно-элементных площадных литохимических ореолов рассеяния меди, никеля, кобальта. Подавляющая их часть тяготеет к бортовым частям мульды, к участкам активного проявления пликвативных и дизъюнктивных дислокаций, к зонам глубинных разломов и оперяющих их структур [186]. Полный комплекс элементов в пределах развития геохимических ореолов имеет место на площади рудных узлов, где отмечается повышенная степень концентрации микроэлементов в пробах воды, рыхлых отложениях и коренных породах дочетвертичного комплекса.

При опробовании рыхлых отложений, перекрывающих вулканогенные образования туклонской, надеждинской и моронговской свит нижнего триаса были выявлены литогеохимические ореолы никеля и меди на северо-западной и южной частях Хараелахском плато (III-5-3, 4; 8; IV-5-12, 17, 22; III-6-12, 13, 16, 17; IV-6-5; IV-5-29, 31). В пробах содержание меди составляет – от 0,02 до 0,03 %, никеля – от 0,015 до 0,03 %, часто присутствует кобальт и хром, редко отмечается молибден, олово и свинец. [26, 44].

На Норильском плато площадные литохимические ореолы никеля и меди установлены в бассейнах рек Фокина (V-4-27, VI-4-6,8), Сиговая (VI-4-16) и Турумакит (VI-4-29). Кроме повышенного содержания никеля и меди, присутствуют кобальт и цинк [44].

Кобальт относится к числу полезных компонентов руд медно-никелевых месторождений, содержание его меняется от десятых долей грамма до нескольких килограммов на тонну. Кобальт изоморфно входит в кристаллические решетки пирротина и пентландита, замещая железо; кроме того, в норильских рудах присутствует кобальтсодержащий пирит, количество которого наиболее высоко в сплошных пирротиновых рудах.

Сульфоантимониды никеля, кобальта и железа в виде зональных полиминеральных агрегатов установлены в карбонатно-хлоритовых жильных зонах, в борнитовых, борнит-халькозиновых прожилках в сплошных пирротиновых рудах Талнахского месторождения. [72]. Сафлорит, кобальтовый диарсенид, встречается в сростаниях с маухеритом, никелином и самородным мышьяком, образуя зональные агрегаты сплошных руд в кальцитовых прожилках.

Кобальтовая минерализация, не связанная с медно-никелевым оруденением в интрузивных породах, отмечена на южном берегу оз. Кета в интенсивно карбонатизированной и окварцеванной зоне дробления базальтов с мелкой вкрапленностью пирита, халькопирита, сфалерита, галенита, пирротина и магнетита (VI-6-1, 2, 3). Мощность зоны от 0,5 до 20 м. Содержание меди до 1,0%, цинка и свинца до 0,3%, кобальта до 0,2% [42, 44]. На р. Серебряная (V-4-30) в жиле пирита в аргиллитах серебрянской свиты химическим анализом установлено содержание кобальта 0,79 мас. %. На ручье Ржавый (VI-6-13) в брекчированных ожелезненных туфах помимо свинца и цинка установлено присутствие кобальта [27, 30].

Площадные комплексные медно-никелевые литогеохимические ореолы рассеяния с участием кобальта установлены в северо-западной части Хараелахского плато, в бассейнах рек Таловая (III-5-4, IV-5-4) и Джангы (IV-5-12, IV-5-17), а также на р. Икэн (III-6-4). В юго-западной части Норильского плато на рр. Фокина и Сиговая (VI-4-6, VI-4-16) кобальт установлен в комплексных литогеохимических ореолах. Содержание кобальта в ореолах рассеяния составляет от 0,003 до 0,01 мас. % [44].

Молибден. Комплексное медно-вольфрамово-молибденовое месторождение Болгохтохское (IV-3-18), открыто в 1965 г. трестом «Красноярскнефтегазразведка» при исследовании одноимённого гранитоидного интрузива позднего триаса в зоне Дьянги-Боганидского разлома [189, 43]. Поверхность эрозии штокообразного массива гранитоидов перекрыта нижнемеловыми терригенными отложениями мощностью до 60 м и четвертичными образованиями до 175 м. Сульфидное вкрапленное оруденение локализовано в апикальной части массива и связано с широким развитием гидротермального метаморфизма. Рудные тела контролируются зонами дробления в субщелочных гранитах и их вмещающих силурийско-среднедевонских терригенно-карбонатных отложениях с проявленным интенсивным окварцеванием, фельдшпатизацией, грейзенизацией и пропилитизацией. Из двух выделенных рудных тел одно – линзообразное пологозалегающее размером 1200x300 м, мощностью от 1 до 15 м, второе является штокверком площадью 40x160 крутого юго-восточного падения. Руды прожилково-вкрапленные, брекчиевидные локализованы преимущественно в кварц-полевошпат-серицитовых метасоматитах. Главным минералом рудных тел является халькопирит в виде вкрапленников неправильной формы размером от 0,2 до 2 мм, с включениями молибденита. В рудах присутствуют борнит, пирротин, пирит, магнетит, сфалерит, галенит, вольфрамит и шеелит. Рудные тела имеют первичные ореолы рассеяния молибдена, меди, никеля, кобальта, хрома, ванадия, олова, свинца, цинка, германия, вольфрама, редких металлов.

Средние содержания металлов в рудах (%): медь – 0,27; молибден – 0,062; вольфрам – 0,043. В рудах отмечены примеси серебра, золота, рения (среднее содержание 0,25 г/т), селена (среднее 0,98 г/т), что повышает их ценность. Прогнозные ресурсы молибдена оценены в 106 тыс. т, при содержании 0,062%, меди – 462 тыс. т, при содержании 0,27%, триоксида вольфрама – 62,4 тыс. т, при содержании 0,043%, рения 36 тонны, при содержании 0,25 г/т, селена 142 тонны, при содержании 0,98 г/т.

Болгохтохское месторождение изучено недостаточно, запасы меди по категории С₂, соответствуют среднему месторождению.

Литогеохимические ореолы рассеяния молибдена в бассейнах рек Фокина и Турумакит (VI-4-7, 12, 24, 26, 28) отмечены по зонам тектонических нарушений северо-восточного простирания в осадочных породах ордовика и перми, а в горах Имангда (V-6-10) и на р. Моргель (V-6-17) связаны с раннетриасовыми образованиями.

В комплексных литогеохимических ореолах на реках Макус, Кета-Ирбо молибден ассоциирует с кобальтом, хромом и ванадием (V-6-13, 14), у истоков р. Пясины (III-5-8) – с никелем, медью и кобальтом, в верховьях р. Дудинка – с кобальтом и свинцом (V-5-31) и со свинцом, стронцием и барием (VI-5-1).

Приуроченность геохимических ореолов с повышенным содержанием молибдена к участкам широкого развития разрывных нарушений и измененных пород дает основание для предположения о гидротермальном происхождении повышенных концентраций молибдена.

Вольфрам. Повышенная концентрация вольфрама установлена рудах Болгохтохского медно-вольфрамово-молибденовое месторождения, описание которого дано выше.

Олово. Большие по площади шлиховые ореолы касситерита отмечены на площади от северного берега оз. Пясино и далее между р. Енисей и оз. Пясино до устья р. Дудинка на правом берегу Енисея (III-4-1, IV-3-1, V-3-4). Касситерит в количестве от 1 до 28 знаков на шлихах встречается совместно с ильменитом, сфеном, рутилом, иногда с золотом и халькопиритом [25].

В бассейне р. Енисей касситерит в шлихах встречается повсеместно в виде окатанных зерен размером около 0,1 мм. Повышенные содержания касситерита в шлиховых ореолах (от 42 до 100 знаков) отмечаются в верховьях мелких притоков рек Малая и Большая Хета (V-1-5, V-1-9, V-2-1, V-2-2) левобережья р. Енисей. Возможно, повышенные концентрации касситерита связаны с отложениями танамской свиты, как его промежуточного коллектора [26, 27].

Литохимические аномалии олова тяготеют к зонам крупных тектонических нарушений. На Норильском и Хараелахском плато в зоне влияния Норильско-Хараелахского разлома установлены комплексные литогеохимические аномалии олова и свинца (IV-4-8, 10, 25, IV-5-19), в сопровождении свинца, ванадия (IV-6-2) и меди (III-5-7). В зоне Кумгинского разлома выявлена комплексная аномалия олова с медью и никелем (III-6-13), а в зоне Северо-Хараелахского разлома олово сопровождают никель, медь и кобальт (III-6-4).

На западной окраине плато Имангда, в зоне Имангдино-Летнинского разлома выявлены комплексные литогеохимические аномалии олова с медью, никелем и свинцом (V-6-6), с никелем и свинцом (V-6-21), с медью и никелем (V-6-29).

Алюминий. Рудопроявления алюминия по генетическому типу относятся к переотложенным корам выветривания. Формирование бокситоносных отложений в приенисейской части сочленения Западно-Сибирской плиты и Си-

бирской платформы связано с озерно-болотными, прибрежно-морскими и мелководными фациями. Источниками бокситового материала служили продукты химического выветривания, развивавшихся по породам обрамления Западно-Сибирской плиты.

Ю.Н. Михалюком и др., 1963 г. в среднем течении р. Соленая (VI-1-1) в основании разреза альба-сеномана прослежены два тонких прослоя (15-20 см) гравелистых бокситоносных песков [43]. Бокситы представлены обломками размером до 4 см, среди которых можно выделить глинистые и песчаные железистые разновидности. Глинистые разновидности насыщены мелкими бурыми и красными оолитами диаметром 1-3 мм, а содержание их достигает 10-15 % от общей массы породы. Крупные оолиты имеют скорлуповатое строение. В песчаных охристых бокситах оолиты почти не наблюдаются. Химический состав оолитов (%): SiO_2 – 10,74; Al_2O_3 – 50,66; TiO_2 – 1,92; Fe_2O_3 – 5,4.

Литогеохимическим опробование выявлено присутствие алюминия в верховьях р. Фокина на Норильском плато, где ему сопутствует железо (VI-4-5) [44].

Ртуть. Шлиховые ореолы, содержащие единичные знаки киновари, обнаружены в юго-западной части Норильского плато в аллювии р. Сиговая (VI-4-27) и ее левого притока (VI-4-23), на р. Убойная (VI-4-13) и в приустьевой части р. Турумакит (VI-4-32). По мнению В.Н. Равича (1959), источником ртути могут являться пока не вскрытые малые гранитоидные интрузии и связанные с ними ртутно-мышьяковистые рудопроявления, аналогичные известным на Таймырском полуострове [29].

Мышьяк в виде единичных знаков реальгара встречен в шлихах, отобранных в бассейне р. Убойная (VI-4-14) в непосредственном соседстве с находкой киновари в шлиховой пробе аллювия в бассейне этой реки [29].

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Цирконий. На юго-востоке территории в бассейнах рек Кулюмбе (VI-5-34, VI-6-22, 23, 28), Могена (VI-5-23, 25, 29), Тукуланда (VI-5-6, 8, 14), Аккит (VI-5-3, 7, 9), вдоль берегов Хантайского водохранилища (VI-5-19, 26, 27, 33, 35) и в верховьях р. Дудинка (VI-5-2) выявлены литогеохимические ореолы циркония. Площадные ореолы в основном пространственно приурочены к полю развития нижнепалеозойских отложений, в меньшей степени, к пермским и триасовым толщам. Исходя из частой приуроченности к зонам разрывных нарушений, аномалии циркония, возможно, имеют глубинную природу [44].

В шлиховых пробах циркон отмечается практически повсеместно в бассейне р. Енисей в современной аллювии. Обычно, повышенные его концентрации отмечаются в шлихах, богатых титанистыми минералами, как на р. Соленая (VI-1-2), где циркону сопутствует ильменит. Содержание циркона не превышает $1,0 \text{ кг/м}^3$ [43].

Пункт редкоземельной минерализации выявлен в бассейне р. Фокина в районе г. Шайтан (VI-4-1). В нижнекаменноугольных песчаных известняках, песчаниках и аргиллитах развиты вкрапленники, прожилки и конкреции

пирита и халькопирита. Содержание рудных минералов составляет 10-12%. Протяженность оруденелых пород 250 м, мощность от 1 до 10 м. Спектральным анализом установлено содержания: лантана 0,2-0,3%; церия – 0,2-0,3%; иттрия – 0,02%; германия -0,2-0,3%, кобальта -0,03-0,04%, а также медь, серебро [29]. Спектрохимическим анализом выявлены палладий (0,05-0,16 г/т) и платина. Рудная зона приурочена к Далдыканскому разлому, что позволяет предполагать на глубине более богатые комплексные руды. На участке встречены жилы существенно карбонатного состава, в которых установлены повышенные количества тория – до 0,02 % и иттрия – до 0,007 %. Проявление может быть связано с нескрытой щелочно-ультраосновной интрузией [29].

Небольшой комплексный литогеохимический редкоземельный ореол с медью и никелем установлен на северо-восточной границе Норильского плато в долине р. Рыбная (V-5-8) [44].

Прочие проявления редких земель сопутствуют редкометальной (ниобий, тантал, цирконий) минерализации. Минералы редких земель в шлиховых ореолах представлены монацитом. На территории имеется два участка распространения шлиховых ореолов монацита, пироклора и редкоземельных карбонатов – в бассейне р. Таловая на Хараелахском плато (IV-5-3, IV-5-6, IV-5-16, IV-6-7), а также по берегам р. Енисей ниже устья р. Хантайка (VI-3-2, 4, 6, 7, 12). Природа их не установлена [26,29].

Повышенные содержания лантана, лития, ниобия и церия характерны также для гранитоидов Болгохтохской интрузии. Эти элементы, наряду с кадмием и германием, сопровождают медно-вольфрам-молибденовое оруденение Болгохтохского месторождения. В рудах месторождения также присутствуют рений и селен [43].

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Из благородных металлов на территории промышленное значение имеют платина и платиноиды, образующая крупные по масштабам скопления в комплексных платиноидно-медно-никелевых месторождениях Норильского промышленного района. В комплексных рудах этих месторождений содержатся также золото и серебро, которые добывают попутно. Промышленное значение имеют также техногенные концентрации платиноидов Норильского района [32, 119]. Район перспективен на россыпи платины и металлов платиновой группы.

Золото. Известные в районе коренные проявления золота связаны: 1) с интрузивными и эффузивными породами базальт-долеритовой формации, где золото ассоциирует с медью, никелем, кобальтом и платиноидами; 2) с сульфидными и сульфидно-магнетитовыми гидротермально-метасоматическими жилами; 3) с зонами пиритизации в базальтах раннего триаса; 4) с проявлениями самородной меди в базальтах раннего триаса; 5) с породами щелочно-ультраосновного комплекса [44].

На Норильском плато установлены единичные шлиховые ореолы золота с 1-2 знаками на шлик в рыхлых отложениях рек рр. Чопко (V-5-27), Дудинка (V-3-5,6,8, V-4-16) и Южный Ергалах (V-4-11). Иногда золоту сопутствует

хромит (V-4-16). К югу от Норильского плато небольшие шлиховые ореолы золота выявлены на рр. Турумакит (VI-4-21), Сиговая (VI-4-27), где в шлихах присутствует также киноварь, р. Галлевка (VI-3-5), на левом берегу р. Енисей (VI-3-8). В пределах Хантайско-Рыбнинского вала небольшой шлиховой ореол золота и платины установлен на р. Омнутах (V-5-10).

Золото в единичных шлихах встречается на значительной территории к востоку от оз. Пясино и в междуречье рек Дудинка и Енисей, где оно является одним из элементов комплексных шлиховых ореолов сформированных, в основном, кассетиритом и халькопиритом (V-3-4), кассетеритом и ильменитом (IV-3-1). Небольшой самостоятельный ореол золота выявлен в верховьях р. Агапа (IV-3-2).

На плато Хараелах выявлен комплексный литогеохимический ореол в бассейне р. Таловая, где золото присутствует вместе с серебром, свинцом и барием. Помимо этого, здесь имеется несколько шлиховых ореолов золота (IV-5-2, 6, 11; IV-6-1, 6, 8, 19). Золото отмечается также в единичных шлихах по р. Аякли (IV-6-33) и р. Хараелах (IV-5-33).

Серебро. В промышленном отношении для извлечения серебра годятся комплексные руды Норильских месторождений, в которых этот металл присутствует в количестве до 150 г/т (см. раздел «Никель, медь, кобальт»). На севере плато Хараелах за пределами территории серебро присутствует в промышленных масштабах в медных рудах Арылахского месторождения. Серебро, сопутствующее меди, установлено также в ряде проявлений на Хараелахском плато. Содержание серебра – до 4,6 г/т установлено на проявлении самородной меди в верховьях р. Мастах-Хала (IV-6-5) [245]. В близи проявления имеется несколько пунктов минерализации сходного типа (IV-6-2, 3, 4, 6). В бассейнах рр. Тальми (III-6-12, 20, 22, 23, 25) и Кумга (III-6-8) выявлено ещё несколько разрозненных пунктов медно-серебряной минерализации.

По данным А.Б. Душаткина [228], серебро образует литогеохимические ореолы на плато Хараелах, где они располагаются в зонах Норильско-Хараелахского и Кумгинского разломов от бассейна р. Таловой (IV-5-8, IV-6-16, 18), в междуречье Мастах-Хала и Тальми (III-6-22) и далее в бассейн р. Кумга (III-6-19, 30). По-видимому, источником этих ореолов являются серебросодержащая самородная медь базальтов.

К зоне Норильско-Хараелахского разлома приурочен и локальный комплексный литогеохимический ореол серебра и цинка в верхнем течении р. Дудинка (V-4-32), который вероятно связан с изменениями вмещающих пород на контакте с габбро-долеритовой интрузией.

Платина и платиноиды (МПГ) представляют один из главных видов минерального сырья, важного в промышленном отношении. В Норильском рудном районе эти металлы входят в состав крупных по запасам комплексных платиноидно-медно- никелевых руд, крупного техногенного россыпного месторождения, проявлений платиноидов малосульфидного типа. МПГ присутствуют в гидротермально-метасоматических сульфидных и сульфидно-магнетитовых проявлениях (см. разделы «Медь» и «Никель, медь, кобальт»).

Крупное техногенное месторождение платиноидов Хвостотвал-1 (IV-5-57) образовано за счёт потерь платиновых металлов при переработке ком-

плексных платиноидно-медно-никелевых руд месторождений Норильск-1 и Талнахское в период с 1948 по 1975 гг. [119]. Потери платиновых металлов при переработке руд были связаны с несовершенством технологической схемы Норильского ГМК и составляли (мас. %): платина – от 7 до 20; палладий – от 4 до 15; родий – от 7 до 40; иридий – от 11 до 40; рутений – от 14 до 79; осмий – от 14 до 70.

Площадь месторождения составляет 60 км², мощность до 60 м. Основу хвостов составляют кремнезем, известь, магнезия, глинозем. В разрезе хвостохранилища слои намывного грунта чередуются с горизонтами и линзами льда. При этом на границах намывного грунта и льда обычно наблюдаются максимальные содержания платиноидов. Минеральный состав отвальных хвостов, полученных на Норильском ГМК при обогащении вкрапленных руд, включает сульфиды (пирротин, халькопирит, пентландит, пирит, кубанит, борнит, халькозин, миллерит и др.), оксиды (магнетит, титаномагнетит, ильменит, хромит, гематит, рутил и др.), минералы платины и платиноидов (ферроплатина, высокоцит, сперрилит, минералы систем палладий-олово, палладий-свинец, иридий-осмий и др.).

По данным опробования скважин, пробуренных до глубины 13 м, и 50 % площади поверхности хвостохранилища, суммарные содержания платины и палладия составляют от 1 до 3 г/т. на 5% изученной площади превышают 3 г/т, а на 10% – менее 1 г/т. Содержание МПГ (г/т): родий – 0,15; иридий – 0,03; рутений – 0,05; осмий – 0,01. Кроме МПГ, в отвальных породах установлены (г/т): золото – от 0,01 до 0,05; серебро – от 0,52 до 0,54; а также (мас. %): медь – 0,06; никель – 0,1; кобальт – до 0,1; железо – до 10,3; примеси цинка, свинца, селена, теллура, серы.

По прогнозным ресурсам месторождение оценено как очень крупное [119]. Предполагается, что в нижних частях хвостохранилища могут быть зоны, обогащенные платиной и платиноидами – от 2 до 5 г/т и более в виде техногенных погребенных россыпей, что повлияет на увеличение ресурсов.

Для извлечения минералов платины и платиноидов из «хвостов» рекомендуются применять гравитационные методы обогащения с доводкой концентратов электромагнитной сепарацией в слабом поле для отделения магнетита и пирит-магнетитовых сростков. Извлечение в концентрат при этом составит (мас. %): платина – 65, палладий – 57, родий – 44, никель – 28 [119]. Полученные концентраты по содержанию минералов платины и платиноидов достаточны для повторного введения в технологическую схему Норильского ГМК.

Д.А. Додин с соавторами [119], кроме описанного в разделе «Никель, медь, кобальт, платина и платиноиды» талнахского подтипа малосульфидного платинометаллического оруденения, выделили ещё несколько подтипов, связанных с другими интрузивами базальт-долеритовой формации – фокинским и моронговским. Это проявления гор Руинная (V-4-19), Моронго (V-4-20), Путаная (V-4-21), Пикритовая (V-4-28) связанные с дифференцированной интрузией моронговского типа. Вкрапленное платиноидно-сульфидное оруденение приурочено к горизонту троктолитов, троктолит-долеритов и оливинных габбро-долеритов. Мощность горизонта вкрапленных руд по скважинам от 16,9 м (гора Руинная) до 68 м (гора Путаная). Рудные минералы представ-

лены пирротином, халькопиритом, кубанитом, пентландитом, пиритом, а также титаномагнетитом и ильменитом. Содержание (мас. %): медь – от 0,06-0,17- до 1 (гора Моронго) и 1,52 (гора Путаная), никель – от 0,02-0,03 до 0,2; кобальт – 0,002; а также (г/т): платина – от 0,2 до 0,3; палладий – от 0,2 до 0,8. Наиболее богатые руды экзоконтакта содержат меди – 1,16 %; никеля – 0,28%; платиноидов – 1,64 г/т [27, 101, 119].

Проявления изучены недостаточно как в отношении состава платиноидной минерализации, так и по их ресурсам. По некоторым данным [37, 119], платиноидная минерализация малосульфидного типа широко распространена в Норильско-Хараелахском районе.

Россыпные месторождения платины и платиноидов в верховьях р. Щучья и по ручьям Угольный (V-5-2) и Медвежий (V-5-13), которые образовались за счёт размыва месторождения Норильск-1. Россыпь ручья Угольного, отвечающая среднему месторождению с содержанием металла 1,3 г/т, отработана. Россыпь ручья Медвежий, малая по размерам, со средним содержанием металла 0,5 г/т отнесена к забалансовым и требует изучения.

Перспективы обнаружения россыпной платины на территории подкрепляются выявленными при шлиховом опробовании ореолами платины по рекам Малый Ергалах (V-5-6), Кета-Ирбо (V-6-26) [127], Джангы (IV-5-18) и – в комплексе с золотом – на реке Омнутах (V-5-10) [140].

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ОПТИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ

Кальцит оптический. На территории известны многочисленные проявления и пункты минерализации исландского шпата, приуроченные к области развития эффузивных пород нижнего триаса. Однако в большинстве случаев оптический кальцит не соответствует техническим требованиям на этот вид сырья. Минеральный состав проявлений однообразен и представлен низкотемпературным набором минералов (кальцит, кварц, халцедон, цеолиты, анальцит, пренит и др.). Большая часть проявлений связана с мандельштейнами, слагающими обычно верхнюю и нижнюю части покровов базальтов. Реже кальцитовая минерализация встречается в шаровых лавах, зонах разрывных нарушений, кальцитовых жилах внутри интрузий долеритов и в их экзоконтактовых зонах.

В миндалекаменных базальтах оптический кальцит встречается как в коренном залегании, так и высыпках этих пород. Площадь минерализованных зон от составляет первых десятков до 400 м² и более. Кальцит совместно с другими минералами выполняет крупные полости, образует многочисленные гнезда, линзы, жилы и жеоды. Размеры составляют: гнезд – от 15 до 30 см в поперечнике, мощность жил – до 0,8 м, линз – до 20 см, жеод – до 30 см. Кристаллы кальцита обычно небольшие – до 15 см, желтоватые или молочно-белые, реже прозрачные, таблитчатые, пластинчатые, ромбодрической или скаленоэдрической формы [44].

Единственное малое месторождение оптического кальцита Ноктур (V-6-22) находится на правом берегу р. Кета-Ирбо в виде двух клиновидных залежей протяженностью 3 и 2,5 м, мощность 0,6 и 0,5 м в миндалекаменной зоне базальтов сыверминской свиты. Залежи состоят на 85-90 % из кристаллов оптического кальцита, находящихся в глине и дресве. Расстояние между залежами 0,5 м, качество кристаллов высокое, но не достигало класса «экстра». Месторождение отработано [186, 234].

На левом притоке р. Тамулах (IV-5-21) в миндалекаменной зоне базальтов сыверминской свиты в жеодах размером до 20 см в поперечнике находятся кристаллы кальцита размером до 80x50x50 мм, из которых выбиваются прозрачные, но трещиноватые моноблоки размером 10x15x10 мм. В 1 км выше по течению ручья, в миндалекаменной зоне базальтов верхней части сыверминской свиты, в жеодах присутствуют полупрозрачные кристаллы кальцита размером до 50x30x15 мм. Кристаллы несут на себе как первичные, так и вторичные дефекты: штрихи, трещины, двойниковые сростания, редко газовые включения [26].

На р. Нералах базальтам сыверминской свиты приурочены жеоды размером до 20x50 см с исландским шпатом, кварцем и пренитом (IV-6-7), а на северном берегу оз. Кето (V-6-29) установлены две линзы, выполненные на 85-90% кристаллами исландского шпата. В породах ивакинской свиты на р. Макус-Камюстах встречаются гнёзда до 30 см в поперечнике с кварцем и кристаллами исландского шпата размером до 6 см (V-6-21) [185].

С зонами разрывных нарушений связаны находки исландского шпата на оз. Аякли (IV-5-16) и реке Хараелах (IV-5-24) [206].

Многочисленные кальцитовые жилы, секущие интрузию долеритов, встречены в верховьях р. Галель (VI-6-24). Мощность жил от 2 до 70 см, протяженность от 2 до 15 м. Кальцит молочно-белый, реже прозрачный. Прозрачные разности слаботрещиноваты, с размером кристаллов до 2x3x4 см. Здесь же на р. Моген (VI-6-19, 21) в делювиальных осыпях вулканогенных пород сыверминской свиты найдены обломки кальцита, из которых выкалываются кристаллы полупрозрачного кальцита размером до 5x3x2 см [30].

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Барит, целестин. На левом берегу р. Макус в бассейне р. Рыбная в зоне Имангдино-Летинского глубинного разлома в средней части зубовской свиты нижнего девона в пачке ангидрита с прослоями мергеля и песчаника суммарной мощностью 15 м установлена целестин-баритовая минерализация в виде мелких кристаллов в цементе песчаника, составляющая до 20 % объема породы (V-6-23). Содержания и бария и стронция превышают 1%. В зоне Дьянги-Боганидского разлома на восточном берегу оз. Пясино по двум скважинам (IV-4-11, 17) в нижней части фокинской свиты верхнего девона установлено содержание стронция до 1% (Глушницкий О.Т. и др., 1968, НКГРЭ).

Большинство распространенных на территории литогеохимических ореолов бария выявлены на Хараелахском плато, где все они приурочены к зоне Норильско-Хараелахского разлома: – на р. Мастах-Хала (III-6-28, 38),

р. Тальми (III-6-29), р. Таловая (IV-5-8), р. Джангы (IV-5-21). На р. Таловой барий выявлен в комплексе с серебром, свинцом и золотом, а на р. Джангы ему сопутствуют кобальт и хром. На Норильском плато к зоне разлома приурочен и литогеохимический ореол бария и стронция в междуречье рек Дундинка и Фокина (VI-4-2). В большинстве случаев породы содержат бария более 0,03 %, что говорит о возможно более широком распространении баритовой минерализации. К зоне Имангдино-Летнинского разлома приурочен литохимический ореол бария в комплексе со свинцом и цинком (V-5-33).

Боросликаты. Боросная минерализация на территории установлена на Хараелахском, Норильском плато и в горах Имангда. Наиболее распространенными являются проявления бора, связанные с долеритовыми интрузиями, прорывающими отложения среднего-верхнего палеозоя (верхний силур-пермь). Бор находится в составе датолита.

На территории выявлено одно значительное проявление бора на Талнахском месторождении медно-никелевых руд (IV-5-30) связанное с Талнахской дифференцированной интрузией. Датолитовая минерализация установлена в нижних и верхних горизонтах расслоенной интрузии и в экзоконтактных зонах. Содержание окиси бора в балансовых медно-никелевых рудах Талнахского месторождения достигает 0,86 % (в среднем 0,063%), что намного ниже промышленных требований. Запасы окиси бора по состоянию на 01.01.1962 г. составляют 112 тыс. т., в пересчёте на 15% датолитовый концентрат – 747 тыс. т. Прогнозные запасы окиси бора в контуре балансовых руд оценивались в 300 – 500 тыс. т. Запасы распределены неравномерно. Оруденелые контакто-метаморфизованные породы, составляющие 9,5% мощности рудного тела, содержат 36,2% всего бора при среднем содержании 0,24% [206].

Кроме того, датолитовая минерализация в виде прожилкового и вкрапленного оруденения пересекает габбро-долериты и вмещающие их базальты, роговики, скарны и медистые руды контактовых ареалов. Датолит ассоциирует с апофиллитом, кальцитом, пренитом, сфалеритом, пирротинном. Вкрапленность датолита приурочена, главным образом, к песчаникам перми. Среднее содержание бора в породах интрузии и скарнах до 24 г/т, что превышает кларк бора в 6-7 раз для пород основного состава. (Анастасенко Г.Ф., 1978).

В двух скважинах к юго-западу от п. Талнах отмечена борная минерализация (IV-5-39). Здесь датолит с кальцитом, кварцем, пренитом и цеолитами выполняют пустоты, жёды и прожилки в экзо- и эндоконтакте Талнахской интрузии. Содержание окиси бора составляет в среднем 0,15-0,29, редко до 0,86 мас. %. (Черепанов В.А., 1962 г.)

Датолитовое оруденение горы Черная (V-5-37) приурочено к такситовым габбро-долеритам в нижних горизонтах дифференцированной интрузии, где содержание B_2O_5 достигает 1,69 % и к экзоконтактной зоне ее кровли, сложенной ороговикованными песчаниками пеляткинской свиты верхней перми, в которых содержание окиси бора несколько ниже, до 1% [28].

Проявление датолитовой минерализации установлено на р. Серебряная (V-4-32), где в ороговикованных песчаниках и алевролитах серебрянской свиты содержание окиси бора достигает 0,46%. Датолит проявляется в виде ксеноморфных новообразований размером от 0,3 до 0,7 мм в цементе вмещающих интрузию ороговикованных пород. Содержание окиси бора в рудоносных до-

леритах составляет 0,06 %. Кроме того, содержания окиси бора до 0,06% характерно для гипсоносных отложений фокинской свиты на р. Фокина [27]. По данным О.А. Дюжикова также аномально бороносными являются сульфатные отложения мантуровской свиты девона, вскрытые скважинами в бассейне р. Далдыкан [186].

Содержание окиси бора до 1 % установлено в скарнах и магнетитовых жилах Макусовского месторождения железа (V-6-19) [28].

МИНЕРАЛЬНЫЕ УДОБРЕНИЯ ФОСФАТНЫЕ

Фосфорит. Фосфоритоносные горизонты были выявлены в палеозойских и мезозойских отложениях на севере, западе и юго-востоке территории. При опробовании скважин была отмечена фосфоритоносность амгинского и майского ярусов среднего кембрия, отложений нижнего-среднего ордовика (содержание P_2O_5 в мергелях криволуцкого и мангазейского ярусов составляет до 0,3%), отложений курейской свиты (0,12-0,42%) и аргиллитов разведочнинской свиты нижнего девона (0,18-0,6%), пород мантуровской свиты (0,038-0,46%), юктинской свиты среднего девона (0,027%), глинисто-алевролитовых, алевритовых отложений туронского (дорожковская свита), сантонского (насоновская свита), кампанского (салпадинская свита), маастрихтского (танамская свита) и датского (кэтпарская свита) ярусов верхнего мела и нижнего палеогена [28, 43, 44].

На р. Гремяка (V-5-35) в отложениях нижнего кембрия скважиной вскрыт пласт фосфоритового известняка мощностью от 1,3 до 2,6 м. Содержание P_2O_5 в породе составляет от 0,23 до 17,5%. Залежь фосфоритов приурочена к крыльям пологой антиклинальной складки с длинной осью ориентированной на северо-восток. Перспективный пласт образует полосу шириной 3 км, площадь доступной части залежи составляет более 100 км² [42]. Гремякинский участок рассматривается как перспективный на обнаружение месторождения фосфатного сырья пригодного для производства фосфатных удобрений с одновременной утилизацией сернистого газа выбрасываемого в атмосферу предприятиями Норильского промышленного района, что позволит решить существующую экологическую проблему с положительным экономическим эффектом [44].

На р. Томулах (IV-5-27) в керне скважин на глубине 108 и 206 м обнаружены доломитовые аргиллиты разведочнинской и аргиллиты мантуровской свит нижнего и среднего девона с галькой фосфоритов. Содержание P_2O_5 в гальках 2 и 1,34% соответственно [28].

В бассейне р. Янгота в верхнемеловых отложениях отмечено пять фосфатноносных горизонтов (II-5-2, 4, 5, 6) мощностью от 0,8 до 4 м, залегающих в толще глин, алевритов и глауконитовых песков. Фосфатноносные горизонты сложены темно-зелеными до черных глауконитовыми песками и алевритами, содержащими желваковые конкреции шарообразной или эллипсоидальной формы. Желваки состоят из алевритистых фосфоритов темно-серого и коричневатого цвета. Содержание по штучным пробам P_2O_5 в желваках составляет от 1,2 до 18 % [42, 198].

В районе среднего течения р. Большая Лайда (V-1-5) отмечен прослой (0,3 м) желваковых фосфоритов с содержанием P_2O_5 6-14 %. Желваки округлой до шаровидной формы, размером от 6 до 15 см. Вмещающей толщей служит песчанистая буровато-зеленая глина, обогащённая аутигенными зёрнами глауконита. Оба проявления связаны с породами танамской свиты [43].

Два фосфоритосодержащих горизонта мощностью около 1 м вскрыты скважинами Большехетского профиля (V-1-1, 2, 3, 6). Один горизонт залегает на контакте дорожковской и насоновской свит, другой – внутри последней. Содержание P_2O_5 в фосфоритосодержащих горизонтах составляет от 5,15 до 14,7 % [43].

Фосфориты, выявленные на территории, пока практического интереса не представляют.

ОГНЕУПОРНОЕ СЫРЬЕ

Глины огнеупорные, каолин. Месторождение руч. Разведочного (V-5-4) расположено в 5 км к западу от г. Норильска. В разведочнинской свите нижнего девона выделен продуктивный пласт алевролитов длиной 2700 м, шириной 1100 м, мощностью 56 м. Глубина залегания кровли от 5 до 50 м. Пласт состоит из 8 пачек, различающихся цветом его минералогический состав: каолинит, хлорит, гидрослюда, монтмориллонит, гидроокислы железа, кальцит. Химический состав (%): SiO_2 – 55,3-56,7; Al_2O_3 – 18,9-19,6; Fe_2O_3 – 8,6-9,0; CaO – 1,9-2,1; MgO – 2,4 – 2,7. Гранулометрический состав: фракции < 0,005 мм – 38,5%, 0,005-0,01 мм – 48,5%, > 0,01 мм – 51,5%. Балансовые запасы подсчитаны на глубину 200 м и составляют более 110 млн. м³. Месторождение обрабатывалось с 1947 по 1977 гг. (добыто 6,34 млн.т.), законсервировано в 1978 г. Сырьё пригодно для производства кирпича марок «300» и «400» [28].

ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Хризотил-асбест. Пункт хризотил-асбестовой минерализации (IV-5-28) установлен в серпентинизированных пикритовых базальтах сыверминской свиты на юге Хараелахских гор, в верховьях р. Валек. В средних и нижних частях покровов базальтов присутствуют маломощные (от 0,1 до 4-5 см) прожилки хризотил-асбеста голубовато-зеленого и темно-зеленого цвета. Асбест гибкий, не хрупкий. На контакте с прожилками пикритовые базальты превращены в серпентиниты. Отдельные асбетоносные зоны прослежены горными выработками на 3 м по простиранию и до 1 м на глубину, при мощности 1,5 м [26].

Графит. Образование графита на территории связано с воздействием интрузий долеритов раннего триаса на каменные угли отложений верхней перми. Графитизация каменных углей VI пласта на появлении горы Рудная произошла под воздействием интрузии Норильск-1. Графит был представлен аморфными и скрытокристаллическими разновидностями. Запасы составляли

около 33 тыс.т. Месторождение было уничтожено при разработке медно-никелевых руд [28].

На Норильском плато выявлено несколько графитовых проявлений. Проявление на р. Сиговая (VI-4-31) приурочено к ороговикованным аргиллитам и песчаникам ранней перми. Мощность пласта графита 1,1 м. На водоразделе р.р. Могутей и Чопко (V-5-52) в отложениях пеляткинской свиты средней перми на контакте с раннетриасовой интрузией габбродолеритов ергалахского комплекса обнаружен пласт графита мощностью 0,6 см, прослеженный на 200 м. Графит черного цвета со стальным блеском, жирный. По анализу бороздовой пробы содержит 95 % углерода, золы 43,03%, летучих 4,12%, влаги 1,91%. В верховьях р. Тукуланда(V-5-58) также в отложениях перми выявлен пласт графита мощностью 0,65 м, который прослежен по простиранию на 20 м. Содержание золы -15,99%, летучих – 2,42%. [28].

На восточной границе территории, в приустьевой части р. Кетаирбо (V-6-27), в терригенных отложениях тунгусской серии на контакте с интрузией габбро-долеритов оганерского комплекса обнаружен пласт графита мощностью 0,3-0,4 м, который прослежен на 150 м. Содержание углерода – от 81,41 до 98,97%; серы – 0,04%; зольность – от 7,17 до 46,65%; влажность – от 0,5 до 1,84% [185].

На территории имеются перспективы на обнаружение промышленных скоплений графита в связи с широким распространением каменного угля и интрузий долеритов, прорывающих верхнепалеозойские угленосные отложения.

ДРАГОЦЕННЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

Поделочные камни на территории распространены достаточно широко, они приурочены к площадям развития триасовых образований (горный хрусталь, аметист, халцедон, опал, серпофит) и юрско-меловых отложений (поделочная окаменелая древесина, янтарь).

Наиболее распространёнными на территории из поделочных камней является горный хрусталь, хотя в целом территория еще слабо исследована на этот вид полезного ископаемого. Все пункты его минерализации и проявления расположены на плато Хараелах. Горный хрусталь приурочен к миндалекаменным базальтам, туфам, изредка к жилам в интрузивных породах нижнего триаса. Горный хрусталь встречается и в виде единичных кристаллов, друз размером до 5x20 см и жил мощностью до 50 см. Кристаллы до 4 см в длину обычно замутнены и трещиноваты, бесцветны с прозрачными лишь головками.

На водоразделе рек Икон и Кумга (III-6-11) в делювии базальтов сыверминской свиты выявлены гнезда размером 3-4 см с кристаллами кварца и кальцита. Размеры прозрачных головок кварца до 1 см. Южнее, на р. Кумга (III-6-18) гнезда кварца и халцедона приурочены к базальтам мокулаевской свиты. Размеры прозрачных головок горного хрусталя достигают 2 см. На р. Тальми гнезда кварца, халцедона и опала выявлены в базальтах кумгинской

(Ш-6-21) и хараелахской свит (Ш-6-24). Размеры прозрачных головок кварца 1-2 см [227].

На юго-восточном фланге Хараелахского плато, в долине р. Таликит (IV-6-12) в дайке долерита, в кальцито-хлорито-кварцевой жиле мощностью до 20 см, присутствуют друзы кварца с кристаллами размером до 0,8x4 см. Кварц полупрозрачный [26].

Халцедон сопутствует горному хрусталу. В виде гальки встречается размером от 0,5-1 до 5-8 см среди валунно-галечных отложений в долине Енисея. Окраска желтая, реже оранжево-красная, серая, белая, голубая. Источником являются разрушающиеся валуны миндалекаменных базальтов [41].

Янтарь широко распространен среди меловых отложений региона. На территории зерна янтара отмечены в отложениях долганской свиты, где они соседствуют с обломками углефицированной древесины. Изученность янтареносных отложений недостаточна.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Территория располагает огромными ресурсами пород – магматических, карбонатных, глинистых, обломочных, которые используются или могут быть использованы как сырье для производства различных строительных материалов.

Магматические породы. Основные интрузивные и эффузивные породы распространены на юго-западе территории в пределах Норильского промышленного района, где выявлено 10 месторождений. Крупнейшим объектом является Каларгонское месторождение бутового камня (IV-4-57). Месторождение образовано плотными, мелкозернистыми долеритами однородного сложения с редкими шлирами (10 м и более) габбро-долеритов, залегающими на границе девонских и каменноугольных отложений. Среднее временное сопротивление сжатию долеритов составляет – 1522 кг/см², на изгиб – 163 кг/см², габбро-долеритов из шлиров -1216 кг/см² и 218 кг/см² соответственно. Добыча может вестись из пластовой интрузии мощностью до 100 м. Породы пригодны для каменного литья (температура плавления 1200-1260°C). Запасы были учтены Балансом запасов полезных ископаемых Российской Федерации (вып. 66, 1992) и по категориям А + В + С, составляют 14 430 тыс. м³ [25]. Месторождение не эксплуатируется.

Другое месторождение бутового камня расположено в верховьях р. Болгохтох в 6 км к северо-западу от оз. Алыкель (IV-4-31). Оно связано с интрузией долеритов, имеющих матрацевидную отдельность. Мощность интрузии 8 м. Глубина вскрыши – не более 1-2 м. Ресурсы оценены в 500 тыс. м³ [25].

В 3,5 км к северо-западу от Норильска известно месторождение бутового камня горы Зуб-1 (IV-5-53), представленное интрузией оливиновых долеритов в отложениях девона. Мощность интрузии около 40 м, протяжённость 4 км. Запасы по категориям А₂ + В + С₂ составляли на 1955 г. – 7216 тыс. м³. Долериты могут использоваться также для производства щебня. [26].

На территории известен ряд мелких неэксплуатируемых месторождений к югу от Норильского плато (VI-4-35, 36, 38, 39, 42). На правом берегу

р. Хантайка малое месторождение долеритов (VI-4-42) приурочено к недифференцированной интрузии долеритов. Долериты безоливиновые, массивные, пойкилофитовые. Запасы по категории С, оценены в 2,1 млн м³ (Ленгидропроект, 1963). Месторождение законсервировано [42].

К юго-востоку от Норильска Норильским комбинатом с 1943 г. разрабатывается крупное месторождение бутового камня Гора Двугорбая (V-5-11). Оно представляет собой интрузию долеритов, залегающих по контакту пород нижней перми и среднего девона. Мощность интрузии достигает 300 м. Запасы учтены Балансом запасов месторождений полезных ископаемых Российской Федерации (вып. 66, 1992) по категориям категориям А + В + С₁ – 92 млн м³, С₂ – 42 млн м³. Долериты используются в качестве бутового камня, для производства щебня и для каменного литья [26].

На Хараелахском плато, к северу от района Талнах (карьер «Скальный») разрабатывается крупное месторождение озера Лесного (IV-5-18). Залежь базальтов, является частью туфолавовой толщи, стратиграфически приуроченной к ивакинской и надеждинской свитам. Форма залежи пластовая, по простиранию разведана на 1500 м, по падению – на 1100-1200 м. Средняя мощность залежи 127 м. Базальты пригодны для использования в качестве наполнителя в бетонах и в качестве строительного щебня. Запасы на 1977 г. по категориям А+В+С₁ – 212,6 млн.м³, С₂-57 млн.м³. [217] Балансовые запасы на 2014 г. по категориям А+В+С₁ – 13,3 млн.м³.

Ввиду большого распространения интрузивных образований в Норильском районе, их ресурсы практически неограниченны.

Туфы и туфоалевролиты присутствуют в Кайерканском месторождении кварцевых песков в верховьях р. Амбарная (IV-4-53), где входят в состав ивакинской свиты верхней перми. Породы используются в кирпичном и цементном производстве, а также как керамзитовое сырье. По запасам месторождение отнесено к категории крупных [186]. Запасы на 2014 г. по категориям А+В+С₁ – 100 тыс.м³.

Карбонатные породы на территории представлены известняками, доломитами и мергелями, среди которых выявлено 13 месторождений. Крупнейшие месторождения известняка приурочены к юго-западной и южной частям площади. В 15 км к западу от Норильска в районе железнодорожной станции Каларгон расположено месторождение известняка Каларгонское (IV-4-59). Пласт известняка с падением на юго-запад под углом 5-12 принадлежит каларгонской свите верхнего девона. Наиболее чистый и однородный известняк образует слой мощностью 7 м., присутствует слой (9 м) флюсового известняка. Средний химический состав пород (%): СаО – 52,78; MgO -1,29; SiO₂ – 2,22; Al₂O₃ + Fe₂O₃-1,52; п. п. п. – 41,43. Известняк используется для производства портландцемента, в качестве флюсового сырья и для производства извести.. Месторождение учтено Балансом запасов полезных ископаемых Российской Федерации (2014 г.) с запасами по категориям А + В + С₁ – 32326 тыс. т и С₂ – 18469 тыс. т. Месторождение эксплуатируется открытым и подземным способами.

В среднем течении Амбарной расположено месторождение известняка Амбарнинское (IV-4-33). Известняк каларгонской свиты верхнего девона изучен на участке, благоприятном для открытой разработки. Ресурсы состав-

ляют 170 млн т [186]. Рекомендуется постановка поисково-разведочных работ.

Месторождение Далдыканское (IV-4-43) расположено в 14 км западнее Норильска, приурочено к девонским отложениям. Известняк кавернозный и брекчированный, мощностью от 3 до 9 м (в среднем 5 м). По ресурсам оценено как крупное [217]. Месторождение законсервировано.

Выходы карбонатных пород среди отложений силура и девона на р. Имангда (месторождения гряды Хюкта-V-6-12 и Имангдинское V-6-13) по простиранию прослеживаются более чем на 20 км. Среди кремнистых и доломитизированных известняков имеются пачки чистого известняка высокого качества. Содержание (%): CaO – 53,4-54,3, Al₂O₃ – 0,18-5,48, MgO – 0,72-13,7, SiO₂ – 0,76-17,36. Запасы месторождения гряды Хюкта по категории C₂ составляют 800 млн м³. Месторождение Имангдинское также оценено как крупное [28].

Месторождение порога Орон на р. Рыбная (V-5-43), малое по размерам, по возрасту относится к среднему кембрию и приурочено к выходам водорослевого известняка майского яруса. Видимая мощность известняка 50 м, по простиранию они прослеживаются на расстояние свыше 2 км. Средний состав (%): SiO₂ – 9,28; Fe₂O₃ – 2,05; Al₂O₃ – 2,0; CaO – 46,0; MgO – 1,46; SO₂ – 0,15; п. п. п. – 38,5. Запасы по категории C₁ составляют 6675 тыс. т [28].

В пределах восточного обрамления Норильского плато среди отложений палеозоя известно много выходов известняка различного качества. В районе р. Тукаланда и верховьях р. Чопко (V-5-55) в отложениях тукаландинской свиты верхнего кембрия имеется несколько пластов серого крупнокристаллического известняка мощностью по 5-10 м. Состав (штуфные пробы) (%): CaO – 53,5; Al₂O₃ – 0,23; Fe₂O₃ – 0,26; SiO₂ – 3,82; FeO – 0,57; MgO – 1,0; P₂O₅ – 0,05; TiO₂ – 0,05; S_{общ} – 0,20 [28].

Доломит распространен в юго-западной части территории. Месторождение доломита Далдыканское (IV-4-42) расположено совместно с одноименным месторождением известняка. Слой доломита мощностью до 28 м залегает выше известняка. Доломит массивный, плитчатый, содержит в среднем (%): CaO – 32,56; MgO – 19,6; SiO₂ – 1,68; Al₂O₃ – 0,43; Fe₂O₃ – 0,81; SO₂ – 0,17; п. п. п. – 45,11. Месторождение перекрыто четвертичными отложениями мощностью до 8 м в долине р. Далдыкан и до 16 м на левом его берегу. Запасы доломита по категории C₁ – 2 млн м³ [25], по прогнозным ресурсам оценено как крупное [217].

Месторождение доломита Каларгонское (IV-4-61), крупное по ресурсам, эксплуатируется совместно с одноименным месторождением известняка и также приурочено к каларгонской свите верхнего девона. Мощность слоя доломита достигает 36 м. Средний химический состав его (%): SiO₂ – 2,45; CaO – 33,98; MgO – 18,35; Al₂O₃ – 1,71; п. п. п. – 43,11. Месторождение перекрыто четвертичными отложениями мощностью до 5 м. Временное сопротивление доломита сжатию – 600 – 900 кг/см² [25].

Помимо описанных выше месторождений, в отложениях нижнего ордовика на восточном фланге Норильского плато широко развиты прослои известняка и доломита (гора Известковая, гора Кулгахтах) пригодные для использования. На западном фланге Хараелахского плато (восточный берег

оз.Пясино) в нижнекаменноугольных отложениях также имеются пласты известняков и доломитов промышленного качества (IV-4-1, 6) [44].

Единственное месторождение мергеля – Нежданнинское (IV-4-45) расположено в 12 км к западу от Норильска. По оперативным подсчётам месторождение крупное. Продуктивные слои приурочены к верхней части разреза разведочной свиты нижнего девона. Мергель может использоваться для приготовления цемента, кирпича, керамзита [186].

Глинистые породы. На территории широко распространены глинистые породы четвертичного, пермского и девонского возраста, выявлено 21 месторождение глин, алевролитов и сланцев.

Крупное месторождение Вальковское (IV-5-44) занимает площадь около 200 км². Мощность глин около 30 м, запасы практически не ограничены. Глины голубовато-серые, пластичные жирные, засорены известковистыми включениями, конкрециями, щебнистым материалом, содержат редкую гальку и валуны до 1-2%, прослой и линзы льда. Глины могут быть использованы для производства кирпича, при условии очистки и добавления отощителей, а также для производства керамических изделий. Запасы по категориям А+В+С₁ составляют 3982 тыс.м³ [26]. К этим же отложениям приурочено еще одно месторождение «Район Радиостанции» (IV-5-47), где мощность глин превышает 30 м. Запасы квалифицированы как практически неограниченные [26].

Малое месторождение суглинков на р. Вологочан (IV-4-27) расположено в 15 км выше устья реки. Суглинки обнажены в береговых обрывах высотой 12-15 м и представляют собой озёрные отложения однородного состава. Примесь гальки незначительна. Породы пригодны для изготовления кирпича при добавке песка. Запасы суглинков ориентировочно составляют 4,5 млн м³ [25, 186].

Малое месторождение на р. Ямная (IV-4-28) сложено однородной толщей песчанистых суглинков. Содержание гравийно-галечного материала составляет не более 1-2 %, имеются редкие тонкие прослой кварцевых песков. По гранулометрическому составу отложения относятся к песчанистому среднему суглинку. Химический состав (%): SiO₂ – 68,52; Al₂O₃ + TiO₂ – 12,56; Fe₂O₃ – 5,3; CaO – 3,38; MgO – 3,28; п. п. п. – 4,17; SO₃ – следы. Суглинки обладают широким обжиговым интервалом – от 850 до 1150°С. Они пригодны для производства кирпича. Запасы по категории С₂ составляют 1,8 млн м³ [25, 186].

Два месторождения вязких пластичных глин серого цвета, залегающих на поверхности и пригодных для изготовления кирпича, расположенных на правом берегу р. Амбарная (IV-4-37, 38). Мощность глин 10-20 м. Запасы оценивались в 2,4 млн м³ и 2,1 млн м³ соответственно [25, 186]. Оба месторождения малые по размерам.

На северо-востоке территории в приустьевой части р. Агапа выявлено несколько близкорасположенных месторождений глин в четвертичных осадках каргинского времени (1-5-1, 2, 3, 4). По термическим исследованиям глины имеют температуру плавления 1250 °С, не являются огнеупорными, но пригодны для изготовления кирпича при добавке в глинистую массу отощителей (Табл. 12). Запасы по категории С₂ составляют от 0,54 до 4 млн м³ [198].

Накохозское месторождение кирпичных глин V-6-15 расположено вблизи Имангдинского медно-никелевого месторождения. Запасы оценены в более чем 10 млн.т. [186].

Таблица 12

Характеристики глин

Номер месторождения	Глубина взятия проб, м	Гранулометрический состав, %			Число пластичности
		>0,05	0,05-0,005	<0,005	
1-5-1	3-14,8	5	68	27	18,00
	14,9-19,5	30	47	23	14,96
	19,5-24,3	35	48	17	12,45
1-5-2	4,35	15	76	9	11,92
	15,05	25	52	23	18,12
1-5-3	11,6-15,2	10	69,5	20,5	14,31
	5-10	15	62	25	15,48

Для кирпичного производства пригодны также алевролиты и сланцы. Месторождение «106 км» (IV-4-63) представлено 11 пачками алевролитов, из которых более детально разведаны 8 верхних общей мощностью 105 м. В строении месторождения участвуют алевролиты, аргиллиты, мергели и изредка карбонатные породы разведочнической свиты нижнего девона. Химический состав (%): SiO₂ – 50,67-61,05; Al₂O₃ 16,63- 24,18; Fe₂O₃ – 7,95-10,09; CaO – 0,59-2,46; MgO – 1,76-2,59. Балансовые запасы, исчисленные по категориям А+В+С1 составляют 110817 тыс.м³. Месторождение является основной базой сырья для производства высококачественного кирпича. На 1.01.1987 г. Запасы – 1215 тыс. м³. Резервное [25, 186].

К тем же отложениям разведочнической свиты приурочено месторождение алевролитов Норильск-2 (V-5-24), которое имеет большие запасы [28].

Месторождение горы Апсекан (V-5-54) представляет собой глинистые сланцы перми с содержанием Al₂O₃ – 29,1%. Низкие содержания Fe₂O₃ и CaO даёт возможность использования этих сланцев и для производства огнеупоров [28].

Обломочные породы. На территории широко развиты обломочные породы: выявлено около 50 месторождений песчано-гравийного материала, песка строительного, песка формовочного и песчаника.

В Норильском районе крупные месторождения песчано-гравийного материала выявлены в районе устья р. Хараелах и в районе оз. Алыкель.

Месторождение Хараелахское (IV-5-32) расположено на правом берегу р. Хараелах, в 6 км к востоку от ее устья, на площади Талнахского рудного узла. Песчано-гравийный материал слагает залежи на второй надпойменной террасе р. Хараелах на правом и левом берегах. На правом берегу также установлена залежь мелкозернистых песков. Первая залежь представляет собой караваяобразное тело, выпуклое книзу, размером в плане 2450x1950 м и мощностью от 4 до 20 м (в среднем 12 м). Вторая залежь – пластообразная,

площадью 1300x1300 м, мощностью 1,5-5 м (в среднем 2,6 м). Залежь песков также пластообразная, 900x200-300 м, мощность 1,5-3 м (в среднем 2 м). Мощность вскрыши для залежей 0,1 – 1 м. Гравий и песок первых двух залежей могут использоваться для приготовления бетона марки «200» (ГОСТ 8268-62 и 8736-62), а песок третьей – для штукатурно-кладочных растворов. Запасы по месторождению утверждены в 1966 г. Красноярским ТКЗ по категориям А + В + С₁ – 19,3 млн м³ и по категории С₂ – 7,1 млн м³, что отвечает крупному месторождению. Правобережные залежи с 1964 г. эксплуатировались открытым способом. Зарезервировано с 1987 г. с запасами 785 тыс. м³ [186, 190].

В 1 км к югу от Хараелахского месторождения расположено месторождение ручья Лукового (IV-5-33). Пластовая залежь песков среди озёрных отложений размером 2000x600-1000 и мощностью от 2.5 до 16.1 м (средняя 8.5 м). Залежь песков характеризуется невыдержанным строением. Песок состоит из обломков интрузивных и эффузивных пород 60-70%, пироксена 10-30%, кварца 4-13%, полевого шпата 3-4%. Химический состав (%): SiO₂ – 51,1-53,9, Al₂O₃ – 13-14,6, Fe₂O₃ – 9,7-10,7, CaO+MgO – 14,1–16,5. Из вредных примесей присутствует глина, ил, пылеватые частицы 1,5-15%. Месторождение обрабатывалось с 1970 по 1986 г. Остаточные запасы песка составляют: С₂ – 1202 тыс. м³ (утверждены ГКЗ СССР в 1972 г). Пески использовались для производства кладочных смесей марки «60» и строительных бетонов. Выработано [186, 190].

Месторождение Алыкельское в 1,5 км к югу от оз. Алыкель (IV-4-51) приурочено к озово-камовым образованиям, выступающим в рельефе на 20-30 м. Длина трех разведанных гряд от 0,8 до 3 км. По гранулометрическому составу преобладают галечно-гравийно-песчаные смеси с валунами, составляющими до 10% объема породы. В виде линз присутствуют песчаные, супесчаные и суглинисто-валунные отложения. Загрязнённость глиной составляет 2,6-5,0 %. Гравийно-песчаные смеси используются для бетонных работ и как балластный материал. Запасы утверждены Красноярским ТКЗ в 1958 г. по категориям А + В + С₁ -2,8 млн. м³, С₂- 10,5 млн. м³. Месторождение эксплуатируется [186].

Разведанные запасы месторождений строительного песка приурочены и к современному аллювию р. Енисей. Полезная толща месторождения Остров Середыш (V-2-1), разведанного Ю.Н. Мокроусовым в 1985 г., имеет размер 2250x100-1400 м и мощностью от 2 до 10 м (средняя – 4,5 м). Минеральный состав (%): кварц до 72, полевой шпат до 20, пироксен до 16, опал, халцедон до 9. Вредные примеси (%): илестые и глинистые частицы – 3, гравий – 10.5. Балансовые запасы: С₁ – 1765 тыс. м³, С₂ – 3421 тыс. м³ (1997 г.). Добыча составила 6,7 млн. м³. По своим технологическим качествам пески пригодны для производства строительных растворов [43].

С современным аллювием р. Енисей связано также месторождение остров Кабацкий (IV-3-14). Полезная толща в головной части острова площадью 3 км² и мощностью 1,5 м представлена песками мелкозернистыми хорошо сортированными. Запасы составляют 1,87 млн м³ [25, 29].

Запасы месторождения Остров Приустьевой, расположенного на р. Енисей, напротив устья р. Хантайка (VI-3-2), по категории С₁ оценивались

в 1,5 млн. м³. Площадь месторождения 44,5 тыс.м³. Полезная толща представлена песками среднезернистыми, кварцевыми, мощностью 1,9-7,0 м, пригодными для производства бетона, но по гранулометрическому составу требующими обогащения крупными фракциями песка [29].

Месторождение р. Далдыкан (IV-4-60) представлено аллювиальными песчано-галечными и крупнопесчаными отложениями с валунами, содержание которых составляет 10-15, местами до 20%. Средняя мощность отложений 2,2 м, мощность вскрыши 0,7 м. Запасы определены в 300 тыс. м³ [25,186]. Месторождение не эксплуатируется.

Малое месторождение руч. Снежный (IV-4-50) сложено мелкозернистым песком с прослоями тонкозернистого, с редкими включениями гальки и гравия. Средняя мощность слоя песков 3 м. Запасы 300 тыс. м³ (1964 г.) [25, 186].

Месторождение строительного песка и гравийно-галечного материала р. Далдыкан (IV-4-40) генетически связано с водно-ледниковыми отложениями, образующими две камовые сопки. Представлено песчано-гравелистыми образованиями, местами загрязнёнными суглинками. Средняя мощность песков 3-4 м. Пески пригодны как балласт, а после промывки – для производства бетона. Площадь их распространения 90 тыс. м², запасы песков оценивались в 247 тыс.м³ (1964). [25, 186].

Месторождение Озера Пясино (IV-4-4) сложено песками сартанского горизонта, мелко- и среднезернистыми, полимиктовыми, с примесью илистых и глинистых частиц. Крупные фракции в песках состоят из долеритов и базальтов, реже встречаются песчаники и сланцы. Мелкие фракции представлены кварцем, пироксеном, магнетитом, мелкими обломками изверженных и осадочных пород. Протяженность выходов от 150 м до 2 км. Ресурсы 500 тыс. м³ [44].

Месторождения песчаника на территории сосредоточены в пределах Норильского района. Наибольший интерес представляют месторождения вблизи г. Норильск, где есть подъездные пути для их разработки. Месторождение Горы Двугорбая (V-5-14) приурочено к крупному ксенолиту метаморфизованного песчаника в интрузии долеритов, преобразованных в сливную кварцитоподобную породу с высоким содержанием S₁O₂. Запасы песчаников в ксенолите составляют 13 тыс.т. Кроме того, на восточном склоне горы вскрыто четыре горизонта песчаника суммарной мощностью 45 м со средним содержанием SiO₂ – 79,43 % и ресурсами более 5 млн м³ (1941 г.). По качеству песчаник соответствует флюсовому сырью [28, 186].

Кайерканское месторождение флюсовых песчаников (IV-4-53) расположено на в 2 км от района Кайеркан, в пределах одноименного угольного месторождения. Флюсовые песчаники в виде промышленных залежей приурочены к прожеуткам между угольными пластами. Мощность прожеутков от 1,5 до 30 м. и сложены аркозовыми крупнозернистыми песчаниками с прослоями аргиллитов. Выделено два пласта размером 510-5200x600-1300 м и мощностью 4-22 м (средняя 13 м). Минеральный состав (в %): кварц 30-70, полевой шпат 10-30, каолин, мусковит, серицит 1-2. Химический состав (в %): SiO₂ – 80,92, Al₂O₃ – 9,0, Fe₂O₃ – 1,3, CaO+MgO – 1,2. Балансовые запасы на 2014 г. по категориям A+B+C₁ – 72,5 млн.м³, C₂-1,58 млн.м³. Флюсовые песчаники

пригодны для металлургического производства, туфоаргиллиты – для цемента, кирпича, керамзита [191,186].

Месторождение песчаника гор Шмидта-Надежда (V-5-7) расположено в пределах одноименного угольного месторождения. Здесь среди верхнепермских отложений имеется шесть горизонтов песчаника с мощностями от 3 до 26 м. Состав (%): SiO_2 -76,34-68,82; Al_2O_3 -10,37-16,20; Fe_2O_3 – 2,44-6,49; CaO – 1,42-2,79; MgO – 0,43-2,16. Преобладают разности с содержанием SiO_2 выше 70 %. Запасы оценены как крупные [28].

Месторождение Норильск 2 (V-5-26) образовано шестью горизонтами аркозовых песчаников суммарной мощностью около 50 м, пригодного для использования в качестве флюсового сырья. Содержание SiO_2 в пределах 65,24-84,25 %. Запасы по категории C_2 составляют 130 тыс.т. (1950 г.) [28]. Месторождение законсервировано.

Месторождение руч. Звонкий (V-5-32) расположено на восточном склоне горы Ергалах. По простиранию песчаники прослежены на расстояние свыше 1 км. Мощность пластов 8-10 м, содержание SiO_2 колеблется в пределах 80,42-86,84 % [28].

Кварцевые и кварц-полевошпатовые песчаники, аргиллиты и алевролиты Далдыканского месторождения песчаника (V-4-8) являются попутными полезными ископаемыми в породах вскрыши Далдыканского угольного месторождения [27].

Месторождение Горы Рудная (V-5-5), сложенное 6 пластами верхнепермских песчаников суммарной мощностью более 50 м, являлось основной базой флюсового сырья для Норильского горно-металлургического комбината. В настоящее время полностью отработано [25].

ПРОЧИЕ НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Среди прочих ископаемых на территории широко развиты гипс, ангидрит и битум. Крупнейшие месторождения гипса и ангидрита приурочены к отложениям зубовской свиты нижнего девона. Среди пестроцветных мергелей встречаются слои и линзы ангидрита, превращённого вблизи дневной поверхности в гипс.

Месторождение Малобарьерное (горы Малая Барьерная) (V-5-10) представляет собой пластовую залежь протяжённостью 1200 м и мощностью 12-20 (до 30) м в отложениях зубовской свиты. Залежь прослежена по простиранию на 1,2 км. В результате гидратации вблизи дневной поверхности ангидрит замещён гипсом с образованием гипсовой шляпы мощностью до 10 м. Балансовые запасы гипса по состоянию на 1957 г. – 1211 тыс. т, забалансовые – 1070 тыс. т. Запасы ангидрита на 1.01.1970 г. по категориям А + В + C_1 4537 тыс. т, забалансовые – 2337 тыс. т. По состоянию на 1987 г. балансовые запасы ангидрита оценены в 4,5 млн.т. Гипс использовался в строительстве, ангидрит – как флюс в металлургии. [44, 186]

Месторождение ангидрита и гипса Горозубовское (IV-5-52) находится в 2 км к западу от Норильска. Гипс и ангидрит залегают в верхней и средней части зубовской свиты нижнего девона. Пласты падают на юг под углом 5-8°. Выделены две гипсоносные залежи 150-460x30-200 м, мощностью 1,8-14,6 м.

Содержание $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ составляет (%): в ангидрите 70-99,2, в гипсе – 65-98,3; пористость (в среднем) в ангидрите – 3,26, в гипсе – 4,52; естественная влажность (%), в среднем) в ангидрите – 0,79, в гипсе – 2,85. Сопротивление сжатию ($\text{кг}/\text{см}^2$, в среднем) ангидрита – 499, гипса – 226 (данные Центральной лаборатории Красноярского ГУ). Залежь ангидрита сложена тремя слоями, разделёнными мергелями, мощностью 0,3-5 м. Размер залежи в плане 1600-2200x1200-2200 м, при мощности от 4.3 до 16.2 м. Ангидритовый камень состоит из ангидрита (до 95%) и гипса (до 30%) и примесей карбонатов, кварца, окислов железа и алюминия (до 20% в сумме.) Два линзообразных тела гипса обладают общими запасами по категориям $A + B + C_1$ – 0,8 млн. т и по категории C_2 – 0,25 млн т (ТКЗ, 1970, 1974). Запасы гипса и ангидрита утверждены по категориям $A+B+C_1$ в количестве 62,8 млн. т, по категории C_2 – 55,4 млн. т (ГБЗ, 2014). Месторождение крупное, эксплуатируется. Гидрогеологические условия его сложные, что определяется развитием многолетней мерзлоты. Ангидрит включается в качестве добавки при изготовлении бетона и как вяжущий компонент и заполнитель в твердеющих закладочных смесях. Гипс по прочности и скорости схватывания относится к I, II и III сорту (ГОСТ 4013-61), используется в качестве строительного гипса и добавки к портландцементу [26, 44, 186].

Месторождение гипса и ангидрита Тихоозерское (IV-5-49) расположено в 8 км к западу от Норильска. В верхней части зубовской свиты нижнего девона расположены две горизонтальные пластообразные залежи гипса и одна залежь ангидрита (между залежами гипса). В плане размер залежи гипса 140-600x100-560 м, при мощности от 2 до 13.5 м. Залежь ангидрита имеет размер 650x570 м, при мощности 2.2-15.8 м. Запасы гипса и ангидрита по категориям $A + B + C_1$ – 2,1 млн. т, C_2 – 0,9 млн. т; забалансовые запасы – 40,56 млн т (ГБЗ, 2014). Месторождение эксплуатируется. [42,44,186]

Месторождение гипса и ангидрита Мантуровское (V-6-10) имеет размеры 2900x180-240 м и вытянуто в субмеридиональном направлении. Мощность продуктивной толщи в северной части выхода достигает 60 м, к югу уменьшается до 25 м. Она падает на восток под углами 10-12°. Состав (%): SiO_2 – 0,31; Al_2O_3 – 0,91; CaO – 32,25; MgO – 0,31; SO_3 – 45,82; кристаллизационная вода – 23,05. Запасы гипса по категории C_2 составляют 26,6 млн.т. Месторождение снято с баланса в 1972 г. и не эксплуатируется. [28, 44, 186]

Битум. Самостоятельного практического значения выявленный на территории битум не имеет и не выделялся на карте отдельным знаком. Твердые углеводороды нефтяного ряда очень слабо проявлены на территории и встречаются в виде сопутствующего компонента в мелких проявлениях газа и нефти, где их содержания составляют десятитысячные и тысячные доли процента. Чаше всего битумы сопутствуют проявлениям капельной нефти в девонских, нижнетриасовых и юрских толщах. В отложениях девона битумы встречены в проявлениях нефти на притоке р. Ергалах (V-4-13, р. Быстрая), в долине рек Болгохтох и Дудинка (IV-3-13, V-3-3, 4, 5), в породах девона и нижнего триаса в некоторых скважинах на Октябрьском (IV-5-22) и Талнахском (IV-5-31, 36, 37) медно-никелевых месторождениях и в верховьях р. Далдыкан (V-4-5) [25, 27, 34, 42, 44].

Присутствие битума отмечено в туфолаковой толще нижнего триаса в районе Болгохтохского месторождения (V-3-2, V-4-3) [27].

На левом берегу р. Енисей, в районе устья р. Малая Хета, битумы отмечены в газоносных отложениях верхней юры (IV-1-3) и сопровождают капельножидкую нефть преимущественно в нижнеюрских конгломератах (IV-1-4), значительно реже – в породах триаса и средней и верхней юры. [41, 43].

В более древних отложениях присутствие битума установлено на р. Амбарная к югу от оз. Пясино (IV-4-35), где твёрдые битумы распределены по трещинкам в силурийских породах, наряду с капельно-жидкой нефтью. Содержание битума в хлороформном экстракте составляет $(3,1-6,25) \times 10^{-4}\%$, максимальное – $1,56 \times 10^{-3}\%$ приходится на отдельные образцы лудловских пород. Битумы преимущественно среднего состава, только в низах разреза (венлок-верхняя часть лландовери) – масляного состава. Количество последнего в породах не превышает $3,25 \times 10^{-4}\%$. [27].

СОЛИ

Проявления и месторождения каменной соли установлены в сульфатоносных глинисто-карбонатных отложениях девона. Они приурочены к зубовской свите нижнего девона, мантуровской и, изредка, к юктинской свите среднего девона, каларгонской и фокинской свитам верхнего девона. Наиболее соленасыщенным (от 40 до 80 %) является разрез мантуровской свиты при содержании каменной соли в пластах до 97 %.

Наиболее значительным является солёносный разрез, вскрытый скв. Ар-127 на междуречье Тальми – Кумга (III-6-15). Каменная соль по скважине залегает в интервале 531,4-1058,9 м. Вероятно, что это соляной купол. Соль прозрачная или белая, в загрязнённых разностях – оранжевая, с обломками доломитов ангидритов, реже мергелей. Пласты ангидритов с прослойками доломитов содержатся в интервалах 784,9-800,3; 990,8-999,4; 1002,3-1010,4 м, но крутые углы контактов с каменной солью (до 70°) указывают на их возможную обломочную природу. Можно предположить, что они перемешены при соляной инъекции.

По результатам анализа 92 проб содержание каменной соли составляет 90-95%, опускается в отдельных случаях до 72% за счёт увеличения количества нерастворимого остатка (до 19%). Примеси магния, кальция и калия невелики и обычно не превышают сотых долей, лишь в единичных пробах достигают десятых долей процента. Загрязнение соли ангидритом составляет от 1 до 10%. В мантуровской свите среднего девон на р. Тальми небольшие пласты соли вскрыты и другими скважинами [238].

Каменная соль в мантуровской свите установлена при бурении скважины на восточном берегу оз. Пясино (IV-4-16) и в стволе шахты рудника «Комсомольский» Талнахского медно-никелевого месторождения в виде линзы мощностью от 6 до 11 м. [206].

На южном берегу оз. Глубокое в выявлено Глубокоозерское месторождение (V-6-1), а в 5 км к юго-юго-западу от западной оконечности оз. Гудке – Гудкинское месторождение (V-6-3). На Глубокоозерском месторождении каменная соль в мантуровской свите, образует пласты мощностью от 0,5 до 40,

изредка до 70 м. Они разделены прослоями (0,8-9 м) ангидритов, глинистых ангидритов и ангидрито-доломитов. Соли преимущественно массивные, реже слоистые, розоватые с красными, оранжевыми и коричневыми оттенками, а внизу разреза (в единичных прослоях) серые полупрозрачные до водяно-прозрачных, мелко-среднекристаллические. Состав солей также хлоридный (88-98 % NaCl, иногда – в загрязненных разностях до 62 %). Содержание KCl – 0,14-0,42 %, MgCl₂ – 0,02- 0,75 %, в загрязненных разностях поднимается до 2,5 %. Примерно в 40 % проанализированных проб присутствует CaCl₂ (0,03-2,35 %). Как правило, наиболее высокие его количества приходится на соли со значительной примесью ангидрита. Бром-хлорный коэффициент составляет 0,12-0,34, наблюдается его небольшое увеличение от нижних горизонтов к верхним. Хлорид калия встречается в пластах каменной соли в виде мелкой вкрапленности сильвина. Минералогическая форма хлоридов магния и кальция не установлена. Вероятно, они находятся в растворах внутри микровключений маточной рапы. Они могли быть также сорбированы глинистым веществом в процессе формирования осадков. Каменная соль верхней части соленосного разреза залегает в верхней части юктинской свиты. По составу (%): NaCl – 91-93,29; KCl – 0,066-0,076; MgCl₂ – 0,04; CaSO₄ – 0,58-1,63 она близка к соли мантуровской свиты, отличается несколько более низкими количествами хлоридов калия и магния. Прогнозные ресурсы каменной соли на Глубокоозерской площади составляют не менее 30 млрд. т., из которых на месторождение Глубокоозерское приходится около 20 млрд т. [208]

На Гудкинском месторождении впервые в Норильском районе установлены нижнедевонские соленосные отложения. Они представлены двумя пластами (4 и 6 м) каменной соли, залегающими на глубине 1235-1300 м, в низах «горозубовского» ангидритового горизонта. Каменная соль розовато-серая и коричневато-розовая, от прозрачной до непрозрачной, тонкослоистая. В виде примеси в обоих пластах присутствует вкрапленность мелких (до 0,08 мм) единичных зерен сильвина. Состав соли хлоридно-натриевый (88,1-98,4 %), KCl содержится в количестве 0,18-0,89 %, MgCl₂ – 0,05-0,94 %, сульфат кальция – 0,4-4,73 %. Присутствует незначительная примесь брома, величина бром-хлорного коэффициента ($Bг/Cl \times 10^{-3}$) – 0,12-0,27 характерна для стадии садки галита. [185]

На правом берегу р. Макус соленосные отложения образуют Макусовское месторождение (V-6-16). Залежь каменной соли мощностью 92 м установлена в верхней части мантуровской свиты. Залежь представлена крупной линзой, осложнённой соляной тектоникой. Внутреннее строение линзы неоднородное за счёт загрязнения соли глинистым и ангидрито-глинистым материалом и наличия прослоев засоленного ангидрита и ангидритистого аргиллита. Сверху она перекрыта 22-метровым горизонтом ангидрита. Наиболее чистые разности каменной соли приурочены к средней части залежи. К востоку (к центру солеродного бассейна) предполагается увеличение мощности залежи. Состав соли (%): NaCl – 72,89-89,15; KCl – 0,05-0,30; MgCl₂ – 0,006-0,53; CaSO₄ – 1,01-3,35, в загрязненных разностях – до 10,1 (данные лаборатории пламенной фотометрии СНИИГТиМС).

Прогнозные ресурсы данного месторождения при площади 20 км² и принятой мощности около 100 м составляют примерно 4,3 млрд. т, что отвечает

крупному месторождению. Целесообразно его дальнейшее изучение и оценка. По горнотехническим условиям добыча каменной соли месторождений может вестись методом подземного выщелачивания. [185, 234]

В ангидрито-доломито-глинистых породах нижнего девона на северо-западном берегу оз. Кета (V-6-30) выявлены прожилки и включения каменной соли неправильной формы [185]

В верхнедевонских отложениях (фокинская свиты) каменная соль установлена только на западном берегу оз. Пясино (IV-4-3). Соленасыщенность разреза здесь гораздо меньшая, чем в среднем девоне. Проявление представлено четырьмя пластами каменной соли суммарной мощностью 22 м. Соль полупрозрачная, мелкокристаллическая с микровключениями сильвина и прослойками глинистого доломита. [215]

Приведённые данные свидетельствуют о том, что на территории располагалась краевая зона девонского солеродного бассейна, развитие которого шло до стадии садки галита и лишь в конце мантуровского времени зафиксирован переход к «сильвинитовой» стадии, однако полного развития она не получила.

На территории также известны проявления высокоминерализованных (до 150 г/кг) хлоридных натриевых вод (глубинные рассолы), большая часть которых, вероятно, связана с девонским соленосным комплексом. Проявления глубинных рассолов установлены по нескольким скважинам на западе Хараелахского плато и северо-восточной части Норильского плато. Источники соленых вод известны и на юго-западе Норильского плато на р. Убойная (VI-4-11) [44].

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Минерально-лечебные воды на территории представлены 14 объектами, в том числе одним месторождением. Минеральные лечебные воды в пределах района согласно бальнеологической классификации В. В. Иванова и Г. А. Невраева могут быть разделены на следующие бальнеологические группы: 1) без специфических компонентов и свойств; 2) слабосульфидные; 3) бромистые и йодистые. Данные типы минеральных вод достаточно известны и широко используются в бальнеологии (лечение органов пищеварения, нарушения обмена веществ и др.).

Минеральные лечебные воды без специфических компонентов и свойств представлены московским, звенигородским, краинским типами сульфатных вод (IV-5-16, 41; IV-6-14 и др.) и миргородским, старорусским, усольским типами хлоридных вод (VI-4-11 и др.). [40, 87, 261].

В настоящее время подготовлено к промышленному освоению Вальковское месторождение (Правобережный участок) маломинерализованных (2,5-3,5 г/кг) сульфатных натриево-кальциевых вод без специфических компонентов и свойств (IV-5-41), которые по ГОСТ 13273-88 относятся к кашинскому и казанскому типам лечебно-столовых минеральных вод. Месторождение приурочено к карбонатно-галогенной толще нижнедевонского возраста. Эксплуатационные запасы разведаны по категории А и составляют 166 м³/сут. (1992 г.) [261]

Слабосульфидные (H_2S – 10-50 мг/кг) минеральные лечебные воды вскрыты скважинами в долине р. Валек (IV-5-45, IV-5-46) и близки по составу к чапаевскому типу вод.

Широко развиты бромистые воды (II-6-2, IV-4-41, IV-5-45, IV-5-46, V-6-4 и др.). В классификации вышеназванных авторов лечебных аналогов они не имеют, но по содержанию брома (более 25 мг/кг) являются минеральными лечебными. Практический интерес представляют рассольные воды с промышленным содержанием брома. На отдельных участках эти воды содержат и йод в лечебных концентрациях – более 5 мг/кг (II-6-2; IV-4-41; IV-5-43, 45).

Бромные воды на территории установлены также на южном побережье оз. Пясино, в долине р. Щучья (IV-5-43), где вскрыты в отложениях ордовика на глубинах около 960-990 м. Минерализация составляет 54 г/дм³, рН – 6,3. Воды по составу хлоридные натриевые. Концентрации в воде калия, брома, йода достигают соответственно 390, 273,7 и 2,5 мг/дм³. Присутствует стронций [14].

Высокие, однако не достигающие промышленных, содержания брома (до 127 мг/кг) отмечаются по скважинам в бассейне р. Валек в азотных и метановых минеральных водах также в отложениях ордовика (IV-5-45, 46) [14].

На реке Гремяка (V-6-4) минерально-лечебная бромистая вода вскрыта на глубине 250 м в кембрийских отложениях. Вода обладает хлоридным натриевым составом с минерализацией 5,8 г/дм³ и рН – 6,0. Концентрация брома в водах составляет 26 мг/дм³ [14].

В бассейне ручья Пересыхающий (IV-4-41) минерально-лечебная йодисто-бромистая вскрыта на глубине 1214-1225 м в девонских отложениях. Вода обладает хлоридным натриевым составом с минерализацией 33,8 г/дм³ и рН – 7,2. Концентрации йода и брома по разным скважинам достигают 6 и 100 мг/дм³. На глубинах 1596-1628 м в силурийских отложениях вскрыты хлоридные натриевые рассолы с минерализацией 52,7 г/дм³ и рН 7,35. Концентрации йода, брома и стронция достигают 10, 157 и 130 мг/дм³ соответственно. Газонасыщенность составляет 390 см³/л. Состав газа (в объемных %): CH_4 -53,2, N_2 -45,2, CO_2 -1,6 [14].

Повышенные содержания йода в воде установлено по скважине Рассохинская-1 (II-6-2) на р. Пясино. Вода минерально-лечебная йодисто-бромистая вскрыта в песчано-глинистых отложениях юры на глубинах 1670-1685 м, обладает хлоридным натриевым метановым (CH_4 – 99,7 объемных %) составом с минерализацией 14,9-15,2 г/дм³ и рН – 8,3. Концентрации йода и брома соответственно достигают 15-23,6 и 49-60 мг/дм³. [40, 44].

В юрско-меловых отложениях Хатангского бассейна вполне вероятно наличие промышленных йодных подземных вод. Особенно перспективны в этом отношении его западные районы, прилегающие к Западно-Сибирской артезианской области с региональным распространением промышленных йодных вод.

В источнике соленых хлоридных вод на юго-западе территории (пр. Убойная – Фокина) (VI-4-11) установлены негорючие газы (гелий). Гелий растворен в воде наряду с азотом, углекислым газом и сероводородом. Содержание газов в 1 см³ воды – 0,111 см³ [44].

Подземные питьевые пресные воды известны на рр. Амбарная (IV-4-44), Талнах (IV-5-35) и Ергалах (V-5-45). На р. Талнах воды вскрыты в четвертичных валунно-галечниковых отложениях мощностью до 90 м. Состав воды гидрокарбонатный кальциевый с минерализацией до 0,3 г/дм³. Коэффициенты фильтрации достигают 150-350 м³/сут. На Ергалахском месторождении пресные воды вскрыты в четвертичных валунно-галечниковых отложениях мощностью до 130 м в долине р. Ергалах. Состав воды гидрокарбонатный кальциевый с минерализацией до 0,3 г/дм³. Дебиты скважин составляют от 10,0 до 67,0 л/сек. при понижениях 1,0-27,0 м. [87].

На территории имеются огромные ресурсы пресных питьевых вод, сосредоточенные в озерах Глубокое, Лама, Кета, Хантайское. Качество пресных вод в этих водоемах высокое.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Открытие крупнейших, уникальных по своей природе, платиноидно-медно-никелевых месторождений в Норильском районе, высокие перспективы на обнаружение месторождений углеводородов на площадях Западно-Сибирской и Лено-Тунгусской нефтегазоносных провинций определяет важность развития исследований территории.

Большое значение в исследованиях минерагенического направления вплоть до настоящего времени имеют работы Б.Н. Рожкова (1932, 1933), В. К. Котульского (1943, 1946, 1948), М. А. Коровякова (1963), М. Н. Годлевского и др. [38], Н.Н. Урванцева и Г.Б. Роговера [36, 42, 72, 129]. Базовыми материалами по минерагении региона являются специализированные карты Н.Г. Старицкого [101], Л. Н. Павлова, Г.И. Кавардина [36, 42, 73], Н.С. Малича [102]. Исследования рудоносности Норильского района выполнялись Г. И. Кавардиным [73], Д.А. Додиним с соавторами [60, 61, 113, 119]; О.А. Дюжиковым с соавторами [37], А.Д. Генкиным и др. [39, 150], Е.В. Тугановой [95, 102, 161] и многими другими геологами. Большое значение в изучении угленосности района имеют работы А.Б. Гуревича [56, 57, 58, 79, 143], высокие перспективы нефтегазоносности Енисей-Хатанского прогиба обоснованы Д.С. Сороковым, В.Д. Накаряковым, Л.Л. Кузнецовым [34, 64, 88, 140], В.С. Старосельцевым [141, 142, 180, 260], Д. П. Куликовым и др. [89, 197].

Нефтегазоносные области северной и западной частей территории относятся к Западно-Сибирской провинции, а юго-восточная её часть входит в состав Восточно-Сибирской минерагенической провинции.

Главнейшие, значимые в промышленном отношении полезные ископаемые территории связаны с Восточно-Сибирской минерагенической провинцией, где разрабатываются уникальные по запасам платиноидно-медно-никелевые месторождения, а также крупные месторождения каменного угля. В пределах Енисейско-Хатангской нефтегазоносной области открыты месторождения нефти и газа и выявлены площади с хорошими перспективами на обнаружение новых месторождений углеводородов.

Закономерности распределения полезных ископаемых определило пять этапов формирования структурно-вещественных комплексов в истории развития региона: среднекембрийско-раннеордовикский карбонатный фосфоритоносный, среднеордовикско-раннекаменноугольный терригенно-карбонатный сульфатоносный, среднекаменноугольно-позднепермский тер-

ригенно-сероцветный угленосный, позднепермско-триасовый вулканогенный медно-никеленосный и мезо-кайнозойский нефте-газонаосный.

В среднекембрийско-раннеордовикский этап сформировалась песчанико-известковая пестроцветная фосфоритоносная формация, представленная на юго-востоке территории в пределах Хантайско-Рыбнинского поднятия. При опробовании скважин была отмечена фосфоритоносность амгинского и майского ярусов среднего кембрия, отложений нижнего-среднего ордовика (содержание P_2O_5 в мергелях криволуцкого и мангазейского ярусов достигает 0,3%). В бассейне р. Гремяка от размыва сохранилась маломощная пачка черного фосфоритоносного известняка с содержанием P_2O_5 до 17,4 % (V-5-35). Залежь фосфоритов приурочена к крыльям пологой антиклинальной складки, имеющей эллипсовидную форму с длиной осью ориентированной на северо-восток. Перспективный пласт образует полосу шириной 3 км, площадь доступной части залежи составляет более 100 км² и возможно протягивается от р. Гремяка под более молодыми образованиями на юго-запад-юг. Гремякинский участок рассматривается как перспективный на обнаружение месторождения фосфатного сырья пригодного для производства фосфатных удобрений.

К этому же минерагеническому этапу приурочены слабоизученные единичные проявления стратиформного медного оруденения, выявленные в отложениях нижнего ордовика (гурагирская свита), в которых отмечается рассеянная вкрапленность, иногда прожилки пирита, халькопирита, медной зелени. Наиболее значительные меденосные пропластки детритовых известняков, выявленные в бассейне р. Кулюмбе, имеют мощность до 0,2 м и прослеживаются на расстояния до 170 м (VI-6-31).

В раннеордовикско-раннекаменноугольный этап сформировались терригенно-карбонатные отложения с пластами каменной соли, гипсов и ангидридов на юго-востоке территории в пределах Восточно-Сибирской минерагенической провинции. Наиболее значительные по прогнозным запасам месторождения каменной соли установлены в сульфатоносных глинисто-карбонатных отложениях девона к северо-западу от плато Имангда (к югу от оз. Глубокое и оз. Гудке) и на северо-западной и западной границах Хараелахского плато. Они приурочены к зубовской свите нижнего девона, мантуровской и изредка юктинской свитам среднего девона, каларгонской и фокинской свитам верхнего девона. Наиболее соленасыщенным (от 40 до 80%) является разрез мантуровской свиты при содержании каменной соли в пластах до 97 %. Самая перспективная на территории часть этих отложений находится на восточной границе листа, где выявлен ряд крупных по прогнозным запасам месторождений – Глубокоозерское (V-6-1), Макусовское (V-6-18) и Гудкинское (V-6-3).

Соленосные отложения данного минерагенического этапа известны и к востоку за пределами территории листа. Предполагается, что вышеописанные месторождения приходятся на краевую часть большого солеродного бассейна, где происходила садка галита («галитовая» стадия развития бассейна). Переход к «сильвинитовой» стадии, намечившийся в конце мантуровского времени, не привел к формированию залежей калийных солей в пределах изученной бурением территории. Количество же сильвинита в залежах ка-

менной 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 солей на территории огромны.

Во время среднекаменноугольно-позднепермского этапа сформировались отложения лимно-параллической формации, к которой приурочена вся промышленная угленосность на данной территории, которая охватывает северо-западную окраину Тунгусского угольного бассейна (6УК/С2-Р3), образующую Норильский каменноугольный район (6.1 УК/С2-Р3). В практическом отношении представляют интерес те участки каменноугольного района, где угленосные отложения выходят на поверхность. Угленосные отложения, залегающие на глубинах более 1500 и даже 2000 м под нижнетриасовой туфолоавовой толщей, недоступны для изучения и в обозримом будущем не могут иметь практической значимости.

Угленосная формация включает до 35 пластов и прослоев угля мощностью 0,1 м и более. Рабочей мощности (0,7 м и более) достигают 22-24 пласта, в одном разрезе их не более 12-14. Максимальное количество рабочих пластов (5-6) в одном разрезе отмечено на Кайерканском месторождении, несколько меньше (4-5) на Имангдинском месторождении. Суммарная рабочая угленосность на Кайерканском месторождении (22,2 м) ниже, чем на Имангдинском (36,1 м) и Далдыканском (30,5 м), но больше чем на Норильском 1 (гор Шмидта-Надежда, 19,8 м). Преобладают пласты тонкие мощностью 0,6-1,2 м, реже присутствуют пласты средней мощности – 1,2-3,5 м и только на Имангдинском месторождении имеется угольный пласт мощностью 8,2 м.

Крупные промышленные месторождения каменного угля – Кайерканское 1 (IV-4-52), Кайерканское 2 (V-4-2), Далдыканское (V-4-7), а также среднее по запасам Норильское 1 (Гор Шмидта-Надежда) и малое – Горы Рудная располагаются на севере Норильского плато. На южной границе плато Хараелах расположено крупное Листвянско-Вальковское месторождение и среднее Нералахское. Два крупных месторождения – Имангдинское и Моргелевское [216] и среднее Хенюляхское расположено на западной границе плато Имангда.

По месторождениям Кайерканское и Норильское 1 утверждены балансовые по категориям А+В+С₁ и С₂ и забалансовые запасы (2014 г.). Каменные угли зоны используются как энергетические, но часть из них (примерно четверть), как на Кайерканском и Имангдинском месторождениях – коксовые.

Прогнозные ресурсы каменного угля Норильского района оценены А.Б. Гуревичем в 89,1 млрд т [216], что составляет около 12 % от ресурсов Тунгусского бассейна и целом. Столь значительные прогнозные ресурсы каменного угля в пределах территории пока не востребованы. В будущем они могут стать основой энергетики севера Красноярского края, служить для производства кокса, использоваться в химической промышленности.

Во время позднепермско-триасового вулканогенного этапа сформировались трапповая формации, с которой связаны, важнейшие для территории – сульфидные медно–никелевые с платиноидами руды, а также самородная медь с серебром и исландский шпат.

Комплекс наиболее благоприятных признаков для поисков дифференцированных интрузий с промышленным медно-никелевым оруденением приведён в работах В.А. Люлько (1974, 1975), Л.Г. Сухова (1980), В.С. Соболева и др. [120], Б.М. Струнина и др. [37, 186], О. В. Петрова и др. [114, 115, 116, 117, 118, 257].

Региональные структурно-тектонические поисковые факторы определяются аномальным строением земной коры и в первую очередь воздыманием поверхности Мохоровичича, неоднородным строением фундамента, обусловленным сочленением разновозрастных блоков, оптимальными мощностями чехла и образованиями структур (валов, мульд), заложением глубинных разломов. Важным поисковым фактором при этом является наличие антиклиналей, поперечных к простиранию мульд, совпадающих с осевыми линиями разломов фундамента. Известные медно-никелевые узлы концентрируются на участках пересечения магмоподводящих разломов с антиклиналями северо-западного простирания. Бортовые части этих структур выражены флексурами и характеризуются изменением фаций и мощностей палеозойских отложений, появлением конседиментационных брекчий, исчезновением сульфатов. Рудоконтролирующая роль бортовых частей палеозойских структур может интерпретироваться как благоприятный путь для движения магматических расплавов, и в то же время крутые крылья поперечных структур и флексурные перегибы являются благоприятными структурными «ловушками» для локализации рудоносных интрузивов.

Главными магмоподводящими глубинными структурами, контролирующими распространение магматических тел, являются долгоживущие (девон-триасовые) глубинные разломы 1 и 2 и более высоких порядков. Норильский и Талнахский рудные узлы приурочены к зоне Норильско-Хараелахского глубинного разлома, являющегося главной магмоподводящей структурой района. Зона разлома является геологической границей двух крупных блоков фундамента, длительное время (с раннедевонского до раннетриасового времени включительно) развивавшихся в противоположных тектонических режимах. Геологическим выражением различного тектонического режима развития этих блоков явились крупные палеозойско-мезозойские структуры – Норильско-Хараелахский прогиб и Рыбнинский вал (Люлько и др., 1974 г.).

Основными локальными структурными факторами, определяющими пространственное положение рудных узлов, являются крупные тектоно-вулканические структуры (мульды). Каждая мульда представляет собой несколько обособленную тектоно-вулканическую структуру, с формированием которой во времени и пространстве связан интрузивный, эксплозивный и эффузивный трапповый магматизм. Установлено, что промышленно-рудноносные интрузивы приурочены лишь к структурам, прошедшим весь путь эволюционного развития магматизма, включая и дифференцированную серию лав.

Все известные промышленно-никеленосные интрузивы приурочены к участкам центриклинальных замыканий мульд на пересечении их глубинными магмоподводящими разломами и образуют характерные рудномагматические узлы. Каждая отдельная магматическая колонна или рудоносная интрузия в головной (фронтальной) ее части наиболее перспективна на богатые

медно-никелевые руды. Подобно этому для вулcano-тектонической структуры (мульды) в целом наиболее интересные в промышленном отношении интрузии будут располагаться в головной, наиболее приподнятой части мульды. Для каждой мульды предполагается наличие своего интрузивного центра, от которого по восстанию расходятся лентовидной формы рудоносные хонолиты. Активное внедрение никеленосных интрузий обуславливает образование разрывных дислокаций, мелких складок, будинаж-складок, дайкообразных инъективных тел, реоморфических даек, флексуры-сбросов, складок облекания. Установлено также, что сплошные сульфидные жилы контролируются трещинами отрыва, килевыми выступами и мульдообразными прогибами подошвы массивов.

Активное воздействие флюидно-магматической колонны на вмещающие породы выразилось в образовании тектонически обособленных блоков базальтов (кальдер), выделяемых как «структуры проседания», также являющихся важным поисковым признаком. В тесной связи и синхронно с этими процессами образуются эксплозивные брекчиевые породы, прямая генетическая связь которых с никеленосными массивами доказывается одинаковыми петрохимическими параметрами вулканических стекол и средневзвешенных составов рудоносных интрузий.

Рудонесущие интрузивы залегают в терригенных отложениях перми или нижнего девона и имеют характерные особенности формы, внутреннего строения и набора пород. По форме – это корытообразные хонолиты, с четкой расслоенностью, высокой основностью нижних горизонтов пород (наличием такситового горизонта) и наличием в их фронтальных и бортовых частях метасоматически измененных брекчий с инъекциями порфириовидных долеритов и лейкократовых габбро. Никеленосные дифференцированные хонолиты по восстанию, по склонению и по простираению могут переходить в недифференцированные пластовые и секущие тела оливинсодержащих долеритов с участками лейкократового габбро

Литолого-стратиграфические факторы контроля никеленосных интрузий характеризуют литологическую обстановку благоприятную для формирования рудоносных массивов. Установлены два горизонта локализации интрузий. «Верхний» располагается вблизи лавового экрана, сложен лагунно-континентальными осадками тунгусской серии и нижними горизонтами туфолавовых покровов; «нижний» характеризуется переслаиванием глинистых, известково-доломитовых, ангидрито-мергелистых пород девона-карбона. Однако, даже в пределах «благоприятного этажа» никеленосные интрузии избирательно приурочены к горизонтам и свитам, сложенным сланцеватыми глинистыми породами (отложения мантуровской, разведочинской, тунгусской серий), характеризующимися анизотропией физико-механических свойств в продольном и вертикальном направлениях. Установлено также, что рудоносные интрузии приурочены к участкам распространения терригенно-карбонатного типа разреза палеозойских отложений, совпадающих с предтунгусскими флексурами, поэтому такие участки перспективны для поисков никеленосных интрузивов.

Составы исходных типов магм, их эволюция и геохимическая специализация контролируются кислотно-основным взаимодействием компонентов в

условиях вариации состава флюидов, влияющих на химизм расплавов и процессы рудообразования. В связи с этим выяснено, что характер глубинной дифференциации определяется такими факторами как – щелочность-кислотность, кремнекислотность и степень основности расплавов. Различные значения этих важнейших параметров отражают различный состав исходных расплавов и обуславливают петрохимические особенности всех фаций магматизма (эксплозивной, эффузивной и интрузивной) для соответствующих локальных тектоно-магматических структур. Наиболее высокой степенью основности, по усредненным показателям, отличаются интрузивы Норильской мульды, для которых характерно сравнительно высокое отношение калия к сумме щелочей. Интрузивы Имангдинской мульды обладают повышенной кремнекислотностью.

Петрохимические особенности дифференцированных интрузий. Зональность отдельного рудоносного массива, представляющего особый интерес для поисков, заключается в закономерном изменении формы, внутреннего строения, петрохимических параметров пород не только в плане, но и по склонению интрузива, что позволяет выделить фронтальную, центральную и прикорневую зоны. Петрохимические особенности выделенных зон свойственны как в целом для всей рудно-магматической системы, так и для каждого рудоносного массива в отдельности. Фронтальные зоны сложены породами сравнительно повышенной щелочности (щелочности-кислотности) и кремнекислотности, значения которых закономерно снижаются к прикорневым зонам интрузии. И соответственно, во фронтальных зонах отмечается снижение степени основности каждого горизонта пород определенного петрографического состава. Понижение основности пород наблюдается также в прикорневых зонах при снижении степени дифференцированности массивов и выравнивании составов горизонтов.

Средние составы горизонтов такситовых габбро-долеритов заметно отличаются от средних составов интрузий, в которых они располагаются, прежде всего заметно меньшими содержаниями SiO_2 . Диапазон вариации составов такситовых габбро-долеритов и габбро может перекрывать диапазон вариации составов всего комплекса дифференциатов расслоенной серии интрузий, свидетельствуя об унаследованности первыми вторых. Для состава такситовых габбро-долеритов характерна тенденция с возрастанием содержания в них MgO , Cr_2O_3 , щелочей, TiO_2 , увеличение рудоносности вмещающих их интрузий, причем сами нижние такситовые габбро-долериты наиболее богаты серой, медью и никелем и в этом отношении им часто уступают даже пикритовые габбро-долериты расслоенной серии. Такситовые габбро-долериты и габбро, в случае их присутствия в дифференцированных интрузиях, являются сильным поисковым критерием на сульфидное медно-никелевое оруденение, благодаря специфике их состава и явной генетической связи с оруденением.

Минералогические критерии. Положительным признаком на наличие богатых руд норильского типа является присутствие в пикритовых габбро-долеритах дифференцированных интрузий ультраосновной ассоциации минералов (маложелезистые оливин, ортопироксен, клинопироксен, высокоосновный плагиоклаз, хромит).

Наиболее перспективны на рудоносность расслоенные интрузии магнезиального подтипа. Железистость ортопироксена пикритовых габбро-долеритов рудоносных интрузий выше, чем у ассоциирующего с ним оливина, а в оливиновых габбро-долеритах наоборот — железистость ортопироксена ниже, чем у оливина.

Оксидно-рудные минералы в рудоносных интрузиях имеют широкий диапазон колебания состава от хромитов в пикритовых габбро-долеритах через обогащенные хромом и титаном магнетиты в оливиновых габбро-долеритах до титаномагнетитов в безоливиновых габбро-долеритах. Проявление хромшпинелидов, как, впрочем, и других обогащенных хромом минералов, о которых говорилось выше, характерно для норильских интрузий с высокой сульфидной рудонасыщенностью.

В геохимическом отношении интрузии западной части Норильской геохимической субпровинции отличаются высокой концентрацией хрома, кобальта, никеля и меди при низком содержании титана, главным образом в дифференцированных интрузиях. Субпровинции свойственно высокое отношение никеля к кобальту и никеля к магнию. Кроме того, для этого района характерно весьма низкое содержание никеля в недифференцированных интрузиях. Изучение рудоносных интрузий позволило предложить для них и их дифференциатов граничные пределы содержания Ni, Cu, Co, Cr и соотношений Ti/Cr, Cr/Mn, Cr/Co, Ni/Cu, Pt/Pd, которые вполне могут служить геохимическими индикаторами при разведке рудоносных и безрудных интрузий. Наиболее интересным и значимым является отношение в породах платины к палладию (Pt/Pd). Например, для рудоносных интрузий отношение это составляет 0,3 – 0,4.

Вокруг никеленосных интрузий были установлены геохимические ореолы широкого круга элементов, как типоморфных для пород трапповой формации (Cr, V, Ti, Mn и др.), так и содержащихся в сульфидных рудах (Ni, Co, Cu, Pt и др.). Ореолы имеют инфильтрационную природу и развиваются по трещинам и зонам тектонических нарушений. Несомненно их важное поисковое значение.

Рассмотрение метаморфических и метасоматических процессов, связанных с интрузивными траппами Сибирской платформы позволило выделить одну метаморфическую и 12 метасоматических формаций. К магматической – прогрессивной стадии метаморфизма и, частично, метасоматоза относятся формации роговиков, гибридно-метасоматических пород и часть магнезиальных скарнов. Остальные метасоматические формации пород отнесены к послемагматической стадии метасоматоза, которая подразделена на раннюю щелочную, кислотного выщелачивания и позднюю щелочную.

Развитие магнезиальных и известковых скарнов, наряду с высокотемпературными роговиками значительной мощности, а также полевошпатовых метасоматитов характерно для околоинтрузивных ореолов никеленосных интрузий. В общем плане степень контактового метаморфизма и, очевидно, мощность интрузивных ореолов возрастают с увеличением отношения щелочности-кислотности к кремнекислотности в интрузиях всех петрогенетических серий, за исключением сверхизвестковой, производные которой почти не оказывают заметного воздействия на вмещающие породы.

Как показало изучение Талнахского месторождения, признаком вероятной рудоносности интрузий может быть сам факт проявления в связи с ней магнезиальных скарнов. Как положительный поисковый признак рудоносности интрузии может расцениваться наличие в связанных с нею известковых скарнах хромсодержащего граната, маложелезистых волластонита и везувиана и отсутствие скаполита. Повышенные содержания фтора и бора в известковых скарнах благодаря развитию везувиана, биотита, апатита и других фтор- и борсодержащих минералов являются показателем возможной рудоносности интрузии.

Проблеме генезиса сульфидных медно-никелевых руд посвящено большое число исследований, но пока не выдвинута универсальная гипотеза, удовлетворительно объясняющая все особенности состава сульфидных руд и специфику их локализации.

Большинство исследователей поддерживают ликвационно-магматическую гипотезу, впервые сформулированную Ж. Фогтом (1923). Для медно-никелевых месторождений Норильского района эта гипотеза была использована сначала Н.Н. Урванцевым, затем В.К. Котульским (1946, 1947) и М.Н. Годлевским (1959, 1961). Предполагается, что разделение (ликвация) магмы на сульфидную и силикатную части началось еще в глубинном магматическом очаге при понижении температуры. При внедрении в камеру магма несла с собой обособления сульфидного расплава, застывшие в виде шлиров и залежей. Процесс ликвации, продолжавшийся в гипабиссальных условиях, привел в результате гравитационной отсадки к образованию вкрапленных руд вблизи дна магматической камеры. Сплошные сульфидные руды, согласно этой гипотезе, явились продуктом инъекции сульфидного расплава с глубины (В.К. Котульский, 1946) или, по мнению М.Н. Годлевского, результатом выжимания из самой интрузии в ее придонные части.

Дальнейшую разработку магматически-ликвационная гипотеза получила в трудах сотрудников ВСЕГЕИ (Ю. Г. Старицкий, 1965; Е. В. Туганова, 1967) и НИИГА (Н. Н. Урванцев, 1971) [101,161,36].

Н.Н. Урванцев, придерживаясь ликвационной гипотезы, предположил существование промежуточного магматического очага на глубинах около 10 000 м, где процесс ликвации был связан с ассимиляцией битуминозных богатых серой пород нижнего палеозоя и верхнего протерозоя, поскольку интрузивный магматический процесс носил пульсирующий характер с остановками движения магмы в периоды тектонического покоя. Именно в такие фазы, по мнению Н.Н. Урванцева, и образовались временные промежуточные очаги в нижних этажах чехла, откуда затем в фазу активизации тектонической деятельности продукты ликвации и частичной дифференциации поступали в верхние горизонты к месту их современного залегания. В зависимости от целого ряда условий – геологического строения, состава вмещающих пород, тектоники – процесс ликвации и дифференциации в глубинном очаге протекал с различной степенью полноты и заканчивался уже в верхней камере.

Иные взгляды на генезис Норильского месторождения высказал Г.Б. Роговер (1959) [129]. Он предполагал, что основные дифференциаты интрузии Норильск-1 представляют собой самостоятельные порции магмы, последовательно внедрившиеся в полость, ныне занятую интрузией. Процесс рудообра-

зования шел в два этапа: на первом образовались богатые руды, залегающие в подошве интрузии, формирование которых связано не с лежащей над ними интрузией, а с магматическими процессами, сформировавшими интрузивные залежи, вмещающие и сопровождающие эти руды. Образование сплошных сульфидных жил Б. Г. Роговер связывает с самостоятельной субфазой внедрения магмы. При рассмотрении второго этапа рудообразования, связанного с интрузией габбро-долеритов, Г.Б. Роговер пришел к выводу о формировании сульфидных вкрапленников одновременно с аккумулярованными их пикритами и такситовыми габбро-диабазами в глубинном резервуаре и о последовательном поступлении их на место современного залегания в различные фазы интрузивного процесса.

М.К. Иванов [72] выдвинул гипотезу о вулканической природе промышленных медно-никелевых руд, связывая формирование дифференцированных интрузий с вулканами центрального типа, а отложения основной массы медно-никелевых руд с газогидротермальной фазой вулканической деятельности. Внедрение Норильской интрузии М. К. Иванов рассматривает как двухфазный процесс с излиянием сначала никеленосной ультраосновной, а потом стерильной основной магмы, причем отложение руд, по его мнению, происходило уже после внедрения интрузии. Он приводит доказательства существования Норильского щитового вулкана, генерировавшего эндогенные месторождения и рудопроявления Норильского и Талнахского рудных узлов.

В работах Э. Н. Елисеева, И. Н. Горяинова, В.В. Золотухина, М. Ф. Смирнова, Г.И. Кавардина (1967, 1971, 1988) ведущая роль в формировании сульфидных медно-никелевых руд отводится гидротермально-метасоматическим процессам.

О. А. Дюжиков, В. В. Дистлер, Б. М. Струнин [37], придерживаясь магматической гипотезы, не отрицают возможности проявления высоко и средне-температурных метасоматических процессов как второстепенных в ходе рудообразования. Авторы считают, что рудоотложение связано с двумя автономными этапами, разделенными во времени.

Первый этап соответствует внедрению, дифференциации и кристаллизации сульфидно-силикатного магматического расплава. Процессы гравитационного обособления силикатных фаз и несмешиваемой сульфидной жидкости, распределения рудообразующих компонентов между сульфидами и силикатами, кристаллизации сульфидов при разных параметрах состояния сульфидной жидкости выступают ведущими механизмами образования зональности оруденения горизонтов вкрапленных руд.

Второй этап рудообразования соответствует формированию сплошных и ассоциирующих с ними прожилково-вкрапленных руд. Придерживаясь концепции о глубинной дифференциации и расщеплении сульфидно-силикатной магмы в процессе подъема или в промежуточных очагах, определяющих последующее самостоятельное внедрение богатой сульфидами магматической жидкости, О. А. Дюжиков [37,45,69,256] выдвигает положение о многоканальном характере внедрения богатой сульфидами жидкости, что может проявляться в пределах одного рудного узла. Таким образом, предполагается возможность формирования рудных тел на нескольких горизонтальных уровнях сферы рудоотложения. Локализация массивных и прожилково-

вкрапленных руд, по мнению О. А. Дюжикова, в значительной степени зависит от условий залегания интрузивов и их морфологических особенностей.

Е.В. Туганова [95,161] выдвинула гипотезу образования интрузий, несущих промышленное оруденение, в результате взаимодействия двух магм – ультраосновной и толеит-базальтовой, поступавших из очагов, расположенных на разных глубинах мантии, по одним каналам. Согласно гипотезе, «после смешения этих магм кристаллическая фаза с жидкими сульфидами, попав в современную камеру, под воздействием силы тяжести опускалась к ее дну, образовав обособленный по составу и структуре горизонт плагиоклазосодержащих ультраосновных пород с вкрапленным и жильным пентландит-халькопирит-пирротиновым оруденением».

По мнению О.В. Петрова [114, 115] формирование промышленно-рудноносных интрузивов норильского типа обусловлено глубинной сульфидно-силикатной ликвацией в мантийных очагах, а также гравитационно-кристаллизационной дифференциацией в камерах внедрения. При образовании сульфидных медно-никелевых месторождений активную роль также играла раннемагматическая флюидная фаза. Зональность оруденения определялась термодинамической подвижностью серы в различные стадии рудообразующего процесса, что установлено непосредственно автором при изучении жидкостной флотации.

Эволюция взглядов о магматической дифференциации основана на появлении новых материалов по динамике извержений и процессам кристаллизации базитовых магм современных вулканов, а также физико – математическом моделировании этих процессов в работах (Радько, 1991, Naldrett, Fedorenko 1995, Налдретт, 2003, Chusi Li, Edward, Ripley 2009). Предполагается неразрывная связь дифференцированных интрузий с конкретными свитами туфолавовой толщи [121, 106, 167, 170]. Сульфидные Cu – Ni руды в рудоносных интрузиях образуются в результате процессов динамической дифференциации, кристаллизации и контаминации.

Модель динамической дифференциации (МДД) интрузивных траппов предложенная В.А. Радько [121] восходит к представлениям о гравитационно – кинетической дифференциации А.А. Полканова, (1953), о цикличности магматизма М.Н. Годлевского, (1959), о многократном поступлении магмы в камеру и переотложении руд Г.Б. Роговера (1959), о преимущественно внутрикамерной ликвации сульфидов В.К. Котульского (1947) и определению М.К. Ивановым (1971) рудоносных интрузий, как сложнопостроенных субвулканов. Данная гипотеза является дальнейшим развитием традиционных представлений о магматической дифференциации, отрицая при этом глубинную дифференциацию и внедрение из мантийных очагов слепых интрузивных тел уникальной рудоносной и флюидонасыщенной магмы. Суть модели динамической дифференциации и кристаллизации базируется на следующих основных положениях:

1. Камера, локализуемая дифференцированную интрузию, является промежуточным очагом, который имеет подводный и выводный каналы, т. е. представляет собой субвулкан;

2. Магма, проходящая через камеру, сбрасывает в ней часть твердой фазы и ликвидированной сульфидной жидкости (при их наличии в расплаве) и изливается на поверхность в виде базальтов соответствующего цикла;

3. Базальтовый расплав с фоновыми содержаниями полезных компонентов и серы в камеру поступает многократно. Расплав при внедрении контаминирует эвапоритовые и сульфид содержащие отложения, а также сульфатные воды, что провоцирует сульфидную ликвиацию.

Дифференциация объясняется тем, что скорость движения магмы в камере падает на 5-6 порядков и становится сопоставимой со скоростью осаждения капель ликвидированных сульфидов и более тяжелой силикатной жидкости, автолитов и ксенолитов, сростков и кристаллов оливина и пр. Латеральная зональность в распределении оруденения объясняется тем, что сульфидный вкрапленник изначально был стерильным, но при движении от тыла к фронту камеры насыщался никелем, медью, платиноидами в результате природной экстракции. Количество магмы, прошедшей через камеру рудоносной интрузии в 400 – 500 раз превышает объем современного интрузива, что объясняет не характерные для базитовых интрузий очень мощные роговики и метасоматиты, несопоставимое с объемом интрузии количество руды. Так по данным 719 скважин, вскрывших рудную зону Хараелахского интрузива, установлена средняя мощность рудной зоны с бортовым содержанием более 0,1% Cu или Ni, она составляет для Хараелахского интрузива 56,85 м. При этом средне-взвешенные содержания составили: Cu – 1,4%, Ni – 0,69%, суммы платиноидов 5,21 г/т, а средняя мощность Хараелахского интрузива в котором сосредоточено 60% запасов медно – никелевых руд Норильского района, составила всего 86,59 м.

Особенности минерагенического районирования для позднепермско-триасового вулканогенного этапа развития региона отражены выделением пяти раннетриасовых минерагенических зон (МЗ): Норильско-Хараелахской (7.Ni,Cu,Pt/T₁), Имангдинской (8.Ni,Cu,Pt/T₁), Курейско-Летнинской (9.Ni,Cu,Pt/T₁), Арылахской (10.Cu,Ag/T₁) и Хантайско-Боярской (11.Cu/T₁). Первые три из них никелево-медно-платиноносные подразделяются на рудные районы (РР), прогнозируемые рудные районы (ПРР), рудные узлы (РУ) и прогнозируемые рудные узлы (ПРРУ).

Норильско-Хараелахская МЗ охватывает одноименный прогиб с зонами рудоконтролирующих глубинных разломов и включает Северо-Хараелахский РР (7.1.Ni,Cu,Pt/T₁), Норильско-Талнахский РР (7.2 Ni,Cu,Pt/T₁), Вологочанский ПРР (7.3Ni,Cu,Pt/T₁), Центрально-Норильский ПРР (7.4 Ni,Cu,Pt/T₁), Восточно-Норильский ПРР (7.5Ni,Cu,Pt/T₁), Южно-Норильский ПРР (7.6 Ni,Cu,Pt/T₁).

В Северо-Хараелахском РР на северном склоне плато Хараелах выделен Тальминский РУ (7.1.1.Ni,Cu,Pt/T₁) в зоне пересечения Северо-Хараелахского, Кумгинского и Норильско-Хараелахского глубинных разломов. Его положение совпадает с максимумом региональной положительной аномалии силы тяжести, что позволяет предполагать существование на глубине промежуточного магматического очага. Буровыми работами [233, 237, 238, 239] в пределах узла вскрыты Тальминский и Клюквенный дифференцированные интрузивы норильского комплекса (горозубовского типа). Их внут-

реннее строение подобно Талнахскому рудоносному массиву. Тальминский интрузив (Ш-6-9), залегает в сульфатно-карбонатных отложениях среднего девона, имеет хорошо выраженную расслоенность с нижним и верхним (хромит содержащим) горизонтами такситовых габбро-долеритов и наличием шликр крупнозернистых троктолитов. Контактный ореол интрузива (роговики, мраморы, гибридно-метасоматические породы, скарны и послескарновые метасоматиты) сходен с ореолом Северо-западной ветви Талнахского рудоносного массива [162].

Сульфидная минерализация в вертикальном разрезе Тальминского интрузива распределена зонально [37]. В придонной части массива установлено два типа руд: 1) вкрапленные руды – в оливиновых и такситовых габбро-долеритах, представленные мелкой (0,2-0,8 мм) вкрапленностью и реже каплевидными (1-1,5 см) и шликровидными (до 5 см) обособлениями пирротина, халькопирита и кубанита; 2) прожилково-вкрапленные («медистые» руды) мощностью до 3 м в породах контактового ореола. Сульфиды образуют мелкую интерстиционную, овоидную или более крупную (до 2 см) ксеноморфную («лапчатую») вкрапленность. Количество сульфидов в руде колеблется от долей процента до 4-7%, содержание металлов варьирует в пределах: медь – от 0,03 до 0,49 %, никель – от 0,02 до 0,58 %, кобальт – от 0,004 до 0,063%. Максимальное содержание платиноидов составляет: платина – 0,65 г/т, палладий – 4,1 г/т, родий – 0,02 г/т.

Клюквенный дифференцированный интрузив (Ш-6-1, 3, 5, 6, 7) по строению подобен Нижнеталнахскому и Нижненорильскому интрузивам, имеет значительные размеры в плане при мощности в осевой части 100-120 м. В разрезе интрузии не выражен горизонт такситовых пород, а преобладают троктолитовые и пикритовые габбро-долериты, малый объём занимают лейкократовые и оливиновые габбро-долериты. В бортовых частях, где мощность интрузива не превышает 20-30 м, разрез представлен исключительно меланократовыми оливиновыми габбро-долеритами. В нижней части горизонта пикритовых габбро-долеритов сульфиды образуют мелкую интерстиционную вкрапленность и овоидные, каплевидные вкрапленники размером до 2 – 3 см. Содержание сульфидов колеблется от 1-2% до 4-6%. В составе сульфидного оруденения преобладает пирротин (78-90 %), присутствуют халькопирит (5-12 %) и пентландит (5-6 %). Мощность зоны оруденения достигает 12 м (Ш-6-1, скв. ТК-71). Максимальные содержания металлов установлены на глубине 767,5 м (%): меди – 1,53, никеля – 0,54, кобальта – 0,025, (скв. Ар-109) [245].

Норильско-Талнахский РР включает Южно-Хараелахский (Талнахский) РУ (7.2.1. Ni,Cu,Pt/T₁) и Северо-Норильский РУ (7.2.2. Ni,Cu,Pt/T₁) с крупными месторождения по никелю меди, кобальту, платине и платиноидам, связанными со становлением дифференцированных интрузий норильского комплекса.

Крупные разрабатываемые месторождения Талнахское (IV-5-29) и Октябрьское (IV-5-23) находятся в пределах Южно-Хараелахского (Талнахского) РУ в юго-западной части Хараелахской мульды осложнённой зоной Норильско-Хараелахского глубинного разлома. Юго-западное крыло мульды сложено средне-верхнепалеозойскими осадочными породами и базальтовыми

(туфолавовыми) образованиями триаса. Структурно-тектонические факторы оказали самое существенное влияние на процесс внедрения и локализации продуктивного магматического расплава. Главным структурным элементом рудного узла является тектоническая зона Норильско-Хараелахского глубинного разлома, которая проявилась серией сбросово-сдвиговых дислокаций, представляющих собой узкий грабен север-северо-восточного простирания. Основная структура разлома (Главный тектонический шов) сопровождается большим количеством разноориентированных оперяющих нарушений и межпластовых срывов с пологими (до субгоризонтальных) плоскостями смещения. Талнахский продуктивный интрузив образует четыре ветви (Северо-Восточная, Юго-Западная, Северо-Западная и Хараелахская), положение которых подчинено положению главного тектонического шва. Юго-Западная ветвь, залегающая в отложениях перми западного борта разлома своей южной частью, через зону разлома, соединяется с Северо-Восточной ветвью. Северо-Западная и Хараелахская ветви расположены в западном борту разлома в отложениях девона. Хараелахская ветвь в своей фронтальной части ориентирована в крест простирания Норильско-Хараелахского разлома. В западном борту разлома расположены Октябрьское месторождение и юго-западные фланги Талнахского месторождения, а в восточном – основная часть рудного поля Талнахского месторождения. Восточный участок общего рудного поля представляет собой моноклираль, осложнённую сбросами, параллельными главному шву разлома. Западный участок характеризуется интенсивным развитием пликативных и дизъюнктивных дислокаций. Перспективы поисков богатых руд в пределах Южно-Хараелахского (Талнахского) РУ могут быть связаны с флангами Талнахского и Октябрьского месторождений, а также с изучением Тулаек-Тааских интрузивов (IV-5-5).

Северо-Норильский РУ (7.2.2 Ni,Cu,Pt/T₁) расположен в северо-западной части Норильской мульды в зоне влияния Норильско-Хараелахского глубинного разлома, содержащей серию разрывных нарушений различной ориентировки и сложное сочетание горстов и грабенов. Узел включает крупные месторождения медно-никелевых с платиноидами руд Норильск 1 (V-5-16), Масловское (V-5-40) и месторождения, запасы которых отнесены к забалансовым. Это Зуб-Маркшейдерское (IV-4-54) – крупное по платине, платиноидам, кобальту и малое – по никелю и меди; месторождение Черногорское (V-5-38) – крупное по платине, платиноидам, никелю, среднее – по меди и кобальту; и месторождение Норильск 2 (V-5-21) – крупное по платине и платиноидам, среднее – по кобальту, малое – по никелю и меди. Все месторождения и рудопроявления пространственно и генетически связаны с раннетриасовыми дифференцированными интрузиями, причём промышленные скопления руд ассоциируют только с интрузивами норильско-талнахского типа. Руды относятся к промышленно-генетическому типу собственно магматических лавквационных руд и концентрируются в придонных частях интрузивных массивов, образуя пластообразные и линзовидные тела переменной мощности.

Основной промышленный интерес представляют богатые сплошные и прожилково-вкрапленные руды. Богатые руды месторождения Норильск-1

практически отработаны, а их поиски в пределах рудного поля месторождения и узла в целом, пока не дали положительных результатов.

Известные россыпные месторождения платины и металлов платиновой группы Северо-Норильского РУ не имеют существенной промышленной значимости. Они установлены по ручьям Угольный и Медвежий, размывающим месторождение Норильск-1. Россыпь на руч. Угольный соответствовала среднему месторождению с содержанием металла 1,3 г/т и полностью отработано. На руч. Медвежий малое по размерам месторождение, со средним содержанием металла 0,5 г/т, отнесено к забалансовым. Для оценки перспектив россыпной платиноносности Норильско-Хараелахской минерагенической зоны и выявления новых россыпных месторождений в её пределах недостаточно данных. Однако, многочисленные проявления вкрапленных, иногда жильных руд, связанных с расслоенными интрузивами не исключают возможность существования россыпей.

Вологочанский ПРР выделен впервые Т.И. Немененком и В.С. Нестеровским [215] в пределах восточной части Вологочанской мульды по наличию зоны метасоматически измененных пород, гидрохимических и геохимических аномалий меди, никеля и кобальта. Сложное блоковое строение Вологочанской мульды обусловлено наличием серии продольных разломов северо-восточного простирания. Вологочанский ПРР охватывает западное побережье оз. Пясино, максимум Игарско-Кыстыхтахской региональной гравитационной аномалии, где установлены медно-никелевое (IV-4-5) и кобальтово-никелево-медное (IV-4-13) проявления [186]. Здесь же распространены валуны медно-никелевых руд (IV-4-7), а также выявлено магнетитовое оруденение в базальтах надеждинской свиты и долеритах дайки раннего триаса [224].

По результатам работ проведённых в пределах Вологочанского ПРР выделен Северовологочанский ПРУ (7.3.1. Ni,Cu,Pt,T₁) и проведена оценка сульфидных медно-никелевых руд Вологочанского расслоенного интрузива (IV-4-26, 30). Всего оконтурено четыре крупных тела вкрапленных сульфидных медно-никелевых руд запасы которых признаны забалансовыми. Прогнозные ресурсы категории Р₂ оценены по всей площади Вологочанского интрузива и составляют 569 млн. т руды, 2277 тыс. т никеля, 3927 тыс. т меди, 1474 т платиноидов [211].

Центрально-Норильский ПРР расположен в центральной части Норильской мульды между Далдыканским и Норильско-Хараелахским глубинными разломами. На всей площади ПРР вдоль зоны Норильско-Хараелахского разлома в дифференцированных интрузивах моронговского комплекса наблюдается вкрапленная сульфидная минерализация: пирротин, халькопирит, пентландит, кубанит, пирит, титаномагнетит, ильменит (V-4-38). В такситовых габбро-долеритах с сульфидной вкрапленностью установлена концентрация (%): медь – 0,08, никель – 0,12, кобальт – 0,08; а также (г/т): платина – 0,9, палладий – 2,4, золото – 0,15. [27]. В средней части разреза интрузива горы Руинная (V-4-19) в оливиновых долеритах содержится (г/т): платина – до 0,3, палладий – до 0,8. Сходные содержания отмечаются в проявлении горы Моронго, которые отнесены к малосульфидному платинометалльному типу [119] Содержания металлов платиновой группы в породах интрузивов харак-

теризуются крайней изменчивостью и выдержанные платиноносные залежи не установлены.

Вблизи западной границы ПРП установлено Веткинское сульфидно-магнетитовое проявление в туфобрекчиях палеовулканической постройки среди альбитизированных и скаполитизированных песчаников нижней перми [37, 73].

Восточно-Норильский ПРП (7.5.Ni,Cu,Pt./T₁) выделен Г.И. Кавардиным [42] в восточной части Норильской мульды (верховья рр. Дудинка, Чибичете, Чопко, Ергалах). Восточнее Норильско-Хараелахского глубинного разлома установлены отдельные медно-никелевые с платиной и платиноидами проявления руч. Пикритовый (V-5-47) и руч. Туффитовый (V-5-50), связанные с интрузиями габбро-долеритов фокинского комплекса [119]. На северо-восточной границе ПРП расположен значительный по площади ореол распространения валунов с медно-никелевым оруденением (V-5-11) [42]. В юго-восточной части ПРП на р. Омна Г.И. Кавардин предполагает залегание на глубине 500-700 м крупной никеленосной интрузии. [42]. Перспективы восточного склона Норильского плато связаны с предположением о наличии малосульфидного платиноидного оруденения в интрузивах фокинского комплекса [119].

Южно-Норильский ПРП (7.6 Ni,Cu,Pt./T₁) располагается в южной части Норильской мульды осложнённой Далдыканским и Норильско-Хараелахским разломными зонами. Перспективы ПРП связываются с многочисленными интрузиями габбро-долеритов, среди которых наиболее полно изучен дифференцированный интрузив Буркан (VI-4-19, 22).

Сульфидное медно-никелевое рудопроявление г. Буркан установлено в одноимённом интрузиве круглогорского типа контролируемого Норильско-Хараелахским разломом. Мощность интрузивного тела, дифференцированного от такситовых габбро-долеритов до лейкогаббро и кварцевых долеритов составляет от 6 до 130 м. Сульфидная минерализация приурочена к такситовым и оливиновым габбро-долеритам и представлена ксеноморфными, каплевидными расслоенными вкрапленниками от 0,5 до 1,5 см в поперечнике и более мелкой, интерстиционной вкрапленностью халькопирит-пирротинового состава. В рудах присутствует пентландит, магнетит, ильменит, марказит и кубанит. Мощность минерализованных зон составляет от 3-8 м (VI-4-22) до 22 м (VI-4-19), установленные концентрации никеля до 0,55%, меди до 0,36%, сумма платиноидов до 1 г/т.

В экзоконтактах интрузива г. Буркан и ему подобных тел габбро-долеритов установлено магнетитовое и сульфидно-магнетитовое оруденение, проявленное в виде линз, гнёзд, прожилков, жил кальцит-магнетитового состава с пиритом, пирротинном, иногда – ильменитом, галенитом. Содержание железа в рудах достигает 52% (руч. Раздельный, VI-4-33), а медь, никель, кобальт присутствуют в количестве сотых долей процента, отмечаются следы золота.

Имангдинская МЗ (8.Ni,Cu,Pt./T₁) охватывает восточную часть Хантайско-Рыбинского поднятия и западный борт Тунгусской синеклизы сочленённые зоной Имангдино-Летнинского глубинного разлома. Структуры в границах Имангдинской МЗ сложены терригенно-карбонатными образованиями силура и

девона, терригенными угленосными толщами перми, а также трахибазальтами и базальтами перми-триаса. Набор геологических формаций Имангдинской МЗ, подобен вещественному составу Норильско-Хараелахской минерагенической зоны.

В пределах Имангдинской МЗ выделены Имангдинско-Мантуровский РР включающий Имангдинский РУ (8.1.1.Ni,Cu,Pt/T₁). Рудороявления Имангдинского РУ подобны таковым в Норильско-Хараелахской МЗ, медно-никелевая минерализация, часто с кобальтом и платиноидами связана с дифференцированными интрузивами габбро-долеритов раннего триаса. Имангдинский РУ объединяет крупное по платине и платиноидам месторождение Имангдинское (V-6-11) и ряд значительных платиноидно-медно-никелевых проявлений – Мантуровское (V-6-10) и Накахозское (V-6-14), также железорудное месторождение Макусовское (V-6-18) и подобное ему проявление на р. Комюстах (V-6-17) [186].

Месторождение Имангдинское связано с дифференцированной интрузией норильского комплекса на контакте силурийских и девонских отложений в зоне Имангдинско-Летнинского разлома. Медно-никелевое оруденение в пикритовых, такситовых габбро-долеритах придонной части интрузива представлено сульфидной вкрапленностью со шлирами рудных минералов до 30 см в поперечнике. Средний размер вкрапленников не превышает 2 см. В рудной зоне мощностью до 33 м установлены интервалы с кондиционными содержаниями никеля, меди, кобальта и повышенной концентрацией МПГ. В контурах промышленных руд рудных тел среднее содержание никеля составляет 0,35 % при колебаниях от 0,29 до 0,46 %, меди – 0,56 % (0,3-0,69 %) на мощность 4,2 м. Максимальное содержание кобальта составляет 1,006%, а сумма платиноидов до 7,92 г/т, при среднем значении 4,9 г/т.

В такситовых габбро-долеритах верхнего эндоконтакта интрузива, содержащих до 3% сульфидов также установлено повышенное содержание платиноидов относимое к малосульфидному платиноидному типу (талнахский подтип) [119].

Кроме Имангдинского месторождения в пределах рудного узла установлены Мантуровское и Накахозское рудопроявления, связанные с интрузиями зубовского типа. Для обогащенной сульфидами части Мантуровской интрузии содержания платиноидов достигают (г/т): платина – 0,85, палладий – 2,5, родий – 0,05. Установлены , повышенные концентрации иридия, рутения, осмия.

Юго-восточная часть площади от южного побережья оз. Хантайское до среднего течения р. Кулюмбе принадлежит к Курейско-Летнинской МЗ (9.Ni, Pt, Cu/T₁) и включает Кулюмбинско-Горбиачинский ПРР (9.1.Ni,Pt,Cu/T₁) и Кулюмбинский ПРУ (9.1.1.Ni,Pt,Cu/T₁). Прогнозируемые минерагенические подразделения характеризуются благоприятной структурно-тектонической позицией, которая определяется расположением на площади восточного крыла Хантайско-Рыбинского поднятия и юго-западного замыкания Нирундинской мульды Тунгусской синеклизы, сочленённых по зоне глубинного Имангдинско-Летнинского разлома. Перспективность данной площади подтверждается многочисленными сульфидными медно-никелевыми рудопроявлениями, связанными с дифференцированными интрузиями норильского

комплекса – Силурийская (VI-6-30,36) и Габбровая (VI-6-34) и курейского комплекса – Нижнеороктинская (VI-6-29,32) и Халельская (VI-6-23).

Силурийская интрузия (VI-6-30,36) представлена маломощным (от 2 до 10 м) пластовым телом на границе панкагирской и конгдинской свит верхнего силура в зоне влияния Имангдинско-Летнинского разлома. Буровыми работами интрузия прослежена на 8 км по простиранию и 6 км по падению в восток-северо-восточном направлении. В Силурийской интрузии медно-никелевое оруденение наибольшей концентрацией цветных и благородных металлов обладают верхние такситовые габбро-долериты с прожилково-вкрапленным оруденением пирротин-халькопиритового состава. По скважинам рудная зона прослежена на протяжении 100 м (VI-6-30, 36). Содержания на интервалах мощностью 20 см составляют (%): медь от 0,27 до 0,5, никель от 0,12 до 0,15, кобальт от 0,01 до 0,08 [200].

Халильская интрузия (VI-6-23) в виде линзы север-северо-восточного простирания при ширине выхода на поверхность до 250 м прослежена на протяжении 5 км среди терригенных отложений верхней перми и базальтов нижнего триаса. Вскрытая мощность интрузии, дифференцированной от оливиновых долеритов до габбро-долеритов, составляет 70 м. Сульфидная минерализация в нижней части интрузива представлена интерстиционной вкрапленностью пирротина и халькопирита, реже в виде каплевидных расслоенных вкрапленников размером до 1,0 см в поперечнике. Мощность зоны медно-никелевого оруденения достигает 9 м. Содержания меди составляют 0,6 %, никеля и кобальта до 0,06 %, и концентрация благородных металлов (г/т): платина – 0,024, палладий – 1,48 г/т, золото – 0,012 г/т.

Кроме рудопроявлений в пределах Кулюмбинского ПРУ имеется участок размером 100x100 м с крупными (до 1 м) обломками пирит-пирротин-халькопиритовой руды (VI-6-9). В осадочных образованиях гурагирской свиты прослежен слой детритовых известняков с пирит-халькопиритовой прожилковой минерализацией на расстояние 170 м при мощности до 0,2 м. (VI-6-31). На площади известны находки обломков долеритов с вкрапленностью гематита до 20% (VI-6-22) и обломков магнетитовой руды (VI-6-25), а также в эффузивных породах установлены участки с повышенным содержанием меди, никеля и платиноидов (VI-6-11), цинка, свинца, кобальта (VI-6-1,2,3,13,35).

Для прогнозирования и поисков металлов платиновой группы большое значение имеет наличие малосульфидного типа оруденения в верхнем горизонте дифференцированных рудоносных интрузивах. В составе верхних дифференциатов интрузивных тел присутствуют такситовые габбро-долериты с повышенным содержанием хрома и металлов платиновой группы. Данный тип оруденения проявлен во многих интрузивах Норильско-Хараелахской минерагенической зоны.

Верхний такситовый горизонт изучался И.А. Коровяковым и др. (1963), М.К. Ивановым и др. [72.], В. В. Рябовым и др. (1982), О. А. Дюжиковым и др. [37], Д.А. Додиным, С. Ф. Служеникиным и др. [119] на месторождениях Талнахское и Норильск-1. В результате исследований сульфидной и хромитовой минерализации в интрузивах была установлена связь малосульфидного платиноидного оруденения не только с телами норильского комплекса, но

также с фокинским и моронговским интрузивными комплексами, что повышает степень перспективности территории на выявление промышленного платиноидного оруденения.

Техногенные месторождения. Перспективы добычи платиноидов в Норильско-Хараелахской минерагенической зоне связаны также с техногенными месторождениями. Это в первую очередь месторождение Хвостотвал № 1 (IV-2-94), расположенное на левом берегу р. Щучья вблизи Норильска, а также другие хвостохранилища, имеющиеся в Норильском районе. Месторождение платиноидов Хвостотвал № 1 площадью 6,2 км² и мощностью до 60 м образовалось при обогащении руд месторождений Норильск-1 и Талнахское с 1948 по 1975 гг. из-за не полной переработки комплексных руд. Опробование хвостовала до глубины 13 м и опытное обогащение с использованием методов гравитационной и электромагнитной сепарации позволяют оценить его прогнозные ресурсы платиноидов как очень крупные. Полученный концентрат содержит (мас. %): платина – 65, палладий – 57, родий – 44, никель – 28. В перспективе изучение и переработка других хвостохранилищ, в частности – на р. Быстрая, даст дополнительное получение платины и металлов платиновой группы с сопутствующими медью, никелем и кобальтом.

Таким образом, в пределах минерагенических зон распространены пять типов оруденения: 1) платиноидно-медно- никелевый, связанный с интрузивами норильского комплекса; 2) платиноидный россыпной; 3) платиноидный малосульфидный с сопутствующими медью, никелем и кобальтом; 4) платиноидный техногенный; 5) сульфидно-магнетитовый.

Перспективы промышленных типов оруденения в большей степени связаны с Норильско-Талнахским рудным районом и Вологочанским прогнозируемым рудным районом Норильско-Хараелахской минерагенической зоны, а также с Имангдино-Мантуровским рудным районом Имангдинской минерагенической зоны. Не исключено открытие промышленных месторождений и в пределах Восточно-Норильского прогнозируемого рудного района. Техногенный платиноидный тип (хвостотвалы в районе Норильска) по прогнозным ресурсам отвечает крупнейшему месторождению и может эксплуатироваться. Перспективы платинометалльных россыпей не достаточно изучены и требуют специализированных исследований.

В течение позднепермско-триасового минерагенического этапа преимущественно в верхней части вулканогенных образований были сформированы проявления самородной меди с серебром входящие в состав Арылахской МЗ(10.Cu,Ag/T1) а также малое месторождение и многочисленные проявления исландского шпата Хантайско-Боярской МЗ (11.CaO/T₁).

Большая часть Арылахской МЗ расположена за восточной границей площади листа, где открыто Арылахское серебряно-медное месторождение медно-цеолитовой рудной формации. Западная часть Арылахской МЗ отмечена на плато Хараелах в верховьях рр. Таловая, Мастах-Хала Тальми, Кумга. Наиболее значимые рудопроявления и пункты минерализации медно-цеолитовой формации установлены в верховьях рр. Мастах-Хала, на участке ограниченном с северо-запада Норильско-Хараелахским разломом, с востока – зоной Кумгинского глубинного разлома, а с юго-востока – оперяющими их разрывами высокого порядка. Рудоотложение происходило с участием гидро-

термальных растворов при недостатке серы и является следствием формирования вулканоплутонических образований. Минеральный состав рудопроявлений имеет сходство с минерализацией крупных месторождений Верхнего озера (США) [37]. Однако, рудопроявления по-прежнему весьма слабо изучены, не заверены бурением и горными работами, поэтому перспективы открытия месторождений самородной меди в пределах этой части Арылахской МЗ неясны.

Западная часть Хантайско-Боярской шпатоносной МЗ (11.Сао/Т₁) ограничена выходами мокулаевской свиты в пределах Хараелахской мульды. Наряду с многочисленными проявлениями и пунктами минерализации, приуроченными к миндалекаменным зонам базальтовых покровов на территории здесь известно одно малое месторождение Ноктур, ныне отработанное. Месторождения и проявления исландского шпата вмещают миндалекаменные базальты, вулканогенные обломочные породы и интрузивы долеритов нижнего триаса в зонах дробления. Основными предпосылками для обнаружения исландского шпата являются: наличие шаровых лав и мандельштейнов нижней части покровов; присутствие региональных и их оперяющих зон трещиноватости; наличие вулканических аппаратов и зон контакта с интрузиями долеритов; широкое развитие ореолов низкотемпературной гидротермальной минерализации. Оптическому кальциту обычно сопутствуют пункты минерализации и мелкие проявления горного хрусталя и халцедона, опала, агата.

В позднетриасо-палеогеновый минерагенический этап сформировались отложения континентальной лимнической буроугольной песчано-глинисто-алевритовой формации Западно-Сибирской минерагенической провинции включающей нефтегазоносные области – Енисей-Хатангскую, Пур-Тазовскую и Елогуй-Туруханскую. Закономерностям размещения месторождений углеводородного сырья в записке посвящён специальный раздел и карта прогноза на нефть и газ, поэтому в данной главе эти вопросы не рассматриваются.

В Западно-Сибирской минерагенической провинции проявления бурого угля объединены в Малохетский буроугольный район (0.1.УБ/К1-2), в пределах которого буроугленосные отложения находятся близко к поверхности и изучены в ходе буровых работ по оценке перспектив нефтегазоносных комплексов мезозойских структур.

Образовавшиеся в конце позднетриасо-палеогенового этапа глинисто-песчаные отложения верхнего мела – нижнего палеогена характеризуются фосфоритоносностью практически по всей области их распространения, однако, сколько-нибудь значительных скоплений фосфорита на площади листов пока не обнаружено и перспективы территории в данном отношении не ясны.

НЕФТЕГАЗОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ, ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И ОЦЕНКА РЕСУРСОВ УГЛЕВОДОРОДНОГО СЫРЬЯ

В соответствии с утвержденным в 2010 году (Уточнение..., 2012) нефтегазогеологическим районированием территории Российской Федерации площадь листа относится к двум нефтегазоносным провинциям – Западно-Сибирской и Лено-Тунгусской. В отношении перспектив нефтегазоносности территория в целом изучена недостаточно [180].

В последние годы велась большая работа по уточнению районирования нефтегазоносных провинций, областей и районов. Изменения, произошедшие в результате выполнения этой работы легли в основу Нефтегазогеологического районирования. [180]

Западно-Сибирская НГП. Располагается на севере и северо-западе листа и представлена большей частью Енисей-Хатангской нефтегазоносной областью (НГО), значительно меньшую территорию занимают участки, относящиеся к Елогуй-Туруханской и Пур-Тазовской НГО.

Региональные и поисковые геофизические исследования выполнены объединением «Севморгеология» и Таймырской геофизической экспедицией ГПП «Енисейгеофизика». И хотя поиски и разведка нефти и газа на севере района практически прекращены, перспективы его далеко не исчерпаны [202,203,198].

Енисей-Хатангская НГО (1.НГ/Ж-К). Занимает северную часть территории листа. Нефтегазоносная область Енисейско-Хатангского регионального прогиба характеризуется преобладающим распространением газовых месторождений над нефтяными. Вмещающими для них являются отложения юры и мела. Прямых сведений о нефтегазоносности более древних отложений в пределах прогиба не имеется, так как они не изучены бурением. Однако по прогнозным оценкам нефтегазоносным является и подстилающий верхнепалеозойско-нижнетриасовый комплекс. [140]

Разрез мезозойских отложений представлен всеми отделами юры и мела. В качестве принципов районирования использовался тектонический фактор, перспективность юрско-меловых НГК, их строение и литология, а также предполагаемый тип ловушек УВ. Он представляет собой чередование свит алевролитоглинистого и алевролитопесчаного состава или характеризующихся равномерным переслаиванием пластов различных литологических типов. Набор обстановок в мезозойских отложениях колеблется в широких пределах, от континентальных до глубоководно-морских. [11,12,13,89,140]

В юрско-меловых отложениях было выделено семь основных нефтегазоносных комплексов – геттанг-байосский, батский, оксфордский, нижне- и верхнеокомский, аптский и альб-сеноманский. Названия НГК даны в соответствии с возрастом их проницаемых комплексов. Промышленная нефтегазоносность доказана в батском, оксфордском и нижнеокомском НГК.

В отложениях юры было выделено три основных нефтегазоносных комплекса. Геттанг-байосский НГК – самый древний из представленных, охватывает наибольший стратиграфический интервал и включает в себя восемь свит, представляющих чередование проницаемых комплексов и флюидоупо-

ров. Выделение в этой ниже-среднеюрской толще отдельных НГК не представляется возможным, в силу недостаточной геолого-геофизической изученности комплекса.

Следующим вверх по разрезу является батский НГК, сложенный проницаемыми породами малышевской свиты и флюидоупорами точинской или гольчихинской свит. Комплекс является наиболее полно изученным в отложениях средней юры, и в его пластах уже открыто месторождения газа на Хабейской площади. Кроме того, песчаные пласты Ю2-Ю4, входящие в состав малышевской свиты, имеют промышленную нефтегазоносность на всей территории Западно-Сибирской плиты (ЗСП), и являются одним из основных объектов на поиски УВ в разрезе юры.

Последним из юрских нефтегазоносных комплексов является оксфордский НГК, приуроченный к отложениям верхней юры. Комплекс связан с проницаемыми породами сиговской свиты, а точнее группой песчаных пластов СГ в её составе. Флюидоупором для оксфордского НГК являются глинистые отложения яновстанской свиты, имеющие региональный характер распространения. Комплекс имеет незначительное развитие в пределах территории исследования.

В отложениях мела выделено четыре нефтегазоносных комплекса. Основной их выделения послужило наличие в разрезе меловых отложений субрегиональных и региональных флюидоупоров, которыми являются пеляткинская пачка готерив-валанжина, углисто-глинистая пачка апта в низах яковлевской свиты, песчано-глинистая толща альба в верхах яковлевской свиты (возрастной аналог яронгской и ханты-мансийской свит) и глинистая пачка турона в низах дорожковской свиты.

Нижнеэокомский НГК включает в себя отложения нижнехетской свиты и нижней подсвиты суходудинской свиты. Скользящий в широком возрастном диапазоне характер границы между этими свитами послужил причиной объединения их в один нижнеэокомский НГК. Флюидоупором комплекса является региональная глинистая пеляткинская пачка, распространенная на значительной территории. Этот НГК является основным в разрезе юры и мела как по выявленным запасам, так и по перспективам.

К проницаемому комплексу верхнеэокомского НГК относятся верхняя подсвита суходудинской свиты и малохетская свита. Несмотря на разную литологическую характеристику этих свит, отсутствие выдержанных покрышек в верхнесуходудинской части разреза и послужило причиной объединения в один проницаемый комплекс. Флюидоупором является углисто-глинистая пачка в основании яковлевской свиты имеющая широкое распространение.

Аптский НГК выделен по аналогии с внутренними районами ЗСП. Средняя песчаная часть яковлевской свиты, выделенная в проницаемый комплекс, сопоставляется с викуловскими песчаниками, а верхняя, более глинистая часть свиты, являющаяся возрастным аналогом яронгской и ханты-мансийской свит, выделена в качестве флюидоупора, хотя и существенно опесчаненого.

Альб-сеноманский НГК выделен в объеме существенно песчаной долганской свиты и низов дорожковской. Последняя является возрастным аналогом

пачек 1 и 2 кузнецовской виты, которые выделяются между покурской свитой и песчаниками газсалинской пачки турона.

Пур-Газовская НГО (2.НГ/Ј-К). Входит в состав рассматриваемой территории своей северо-восточной частью и охватывает территорию на левобережье Енисея. Нефтегазописковые работы в данной НГО были начаты в конце 60-х годов и привели к открытию крупных Сузунского нефтегазоконденсатного месторождения и Ванкорского газонефтяного месторождения (оба к западу от территории). Промышленная нефтегазоносность выявлена в разрезе берриаса валанжина (суходудинская и нижнехетская свиты). По типу ловушки суходудинской свиты (пласты СД4-7 и СД11) относятся к пластовым сводовым, а нижнехетской свиты – к частично литологически экранированным [197]. В распределении залежей по фазовому составу УВ выявляется вполне отчетливая закономерность: к пластам суходудинской свиты приурочены газоконденсатные залежи, а в разрезе нижнехетской свиты развиты нефтяные и нефтегазовые скопления, по средним дебитам залежи пластов СД и верхней части нижнехетской свиты относятся к средне- и высокодебитным, а ниже расположенные залежи – к низко- и малodeбитным.

В разрезе юры (пласты Ю1 и Ю2) отмечены нефтегазопроявления.

Северная часть Пур-Газовской НГО практически не изучена геофизическими работами, но по общегеологическим данным представляет интерес для поисков УВ.

Елогуй-Туруханской НГО(3.НГ/Ј-К). Занимает наименьший участок на юго-западе листа R-45. Эта территория мало изучена и является мало перспективной.

Лено-Тунгусская НПП. Занимает юго-восточную часть листа R-45 и представлена Турухано-Норильским самостоятельным нефтегазоносным районом (СНГР) и Северо-Тунгусской НГО.

По современным представлениям ордовикско-силурийские отложения на территории Сибирской платформы формируют два нефтегазоносных комплекса (НГК), перспективных на обнаружение промышленных концентраций углеводородного сырья – ордовикско-лландоверийский и венлокско-среднедевонский, общей мощностью порядка 1000-2000 м, представляющих собой сочетание проницаемой и флюидоупорной толщ – коллектора и покрышки, распространенных на площади около 1 млн. км². В составе нижнего комплекса роль регионального коллектора принадлежит кварцевым песчанкам байкитской свиты среднего ордовика, покрышки – мергельно-аргиллитовым отложениям неручандской и чамбинской свит верхнего ордовика–лландоверия; в составе верхнего комплекса коллектором служат биостромные известняки хакомской свиты венлока и их возрастные аналоги, а покрышкой – мергельно-аргиллитовые соленосно-сульфатоносные лудловско-лохковские отложения. [66,134,145,146,220]

Турухано-Норильская НГО (СНГР) (4.НГ/Е1О-С1Д1К1) занимает территорию одноименной гряды, протягивающейся вдоль западной границы Сибирской платформы. Отложения ордовикско-лландоверийского НГК мало перспективны из-за неглубокого залегания или отсутствия толщи коллекторов. Наиболее перспективные земли венлокско-среднедевонского НГК, приурочены к зоне развития биостромных карбонатов хакомского горизонта,

экранированных мощной глинисто-мергельной соленосно-сульфатоносной крышкой на севере НГО. С районами неглубокого залегания толщи-коллектора связаны малоперспективные земли. Нефтегазопроявления установлены на Фокинско-Убойнинской, Болгохтохской, Ергалахской, Восточно-Вологочанской площадях Норильского района. На Сухотунгусской площади колонковыми скважинами вскрыта залежь нефти и битумов в рифогенных известняках и доломитах в зоне гипергенеза. Дебит притоков водонефтяной эмульсии достигал здесь 864 м³/сут.

Северо-Тунгусская НГО(5.НГ/Е10-S1D1K1) охватывает небольшую площадь в юго-восточной части листа. Северо-Тунгусская НГО является пока ещё слабо изученной областью, где нефтепоисковое бурение проводилось в незначительных объёмах. Перспективными в ее пределах считаются все НГК, начиная с каменноугольно-пермского и ниже.

Оценка прогнозных ресурсов углеводородного сырья. Для всей территории листа R-45 Произведена оценка суммарной плотности прогнозных и потенциальных (в тысячах тонн условного топлива на квадратный километр) для всех выделяемых на изучаемой территории НПП и НГО [79].

Информация представлена в таблице 13. Основные перспективы связаны с Енисей-Хатангская НГО. Перспективы клиноформного нижнего мела, которые на наш взгляд сопоставимы с клиноформами северных районов Западно-Сибирской провинции, доказаны открытием Пайяхского, Дерябинского, Байкаловского месторождений УВ.

Таблица 13

Суммарные начальные геологические ресурсы углеводородного сырья

	Д1, млн. т
<i>Западно-Сибирская НПП</i>	
Енисей-Хатангская НГО	2297,8
Пур-Тазовская НГО	5,9
Елогуй-Туруханская ПНГО	42,8
Всего по НПП	2340,6
<i>Лено-Тунгуская НПП</i>	
Северо-Тунгусская НГО	534,7
Турухано-Норильская СНГР	750,8
Всего по НПП	1285,5
Итого	3626,1

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Территория расположена на севере Сибири в пределах развития арктических и субарктических горных и равнинных ландшафтов, которые сформировались при продолжительных холодных зимах и повсеместным распространением многолетней мерзлоты. Радиационный баланс составляет здесь 10 — 15 ккал см²/год. Среднегодовое количество осадков достигает 600 мм, что при низкой испаряемости приводит к избыточному переувлажнению. В юго-восточной части площади экологическая обстановка весьма усложнена интенсивным техногенным воздействием предприятий Норильского промышленного района, крупнейшего производителя никеля, меди, кобальта и платиноидов.

Большая часть площади относится к Северо-Сибирской низменности являющейся областью аккумуляции и характеризуется развитием равнинных типов ландшафтов. Среди равнинных ландшафтов преобладают ледниковый и озёрно-ледниковый, флювиогляциальный, в меньшей степени развиты морской, озёрно-болотный и аллювиальный подтипы ландшафтов. К области денудации относится среднегорный тип ландшафтов в юго-восточной части площади, а к области транспортировки — русла рек и многочисленных ручьёв территории.

Природные геологические опасности равнинных ландшафтов созданы деятельностью поверхностных и подземных вод в условиях геокриогенной обстановки. Горные массивы плато Путорана, Хараелахское, Норильское и разделяющая их Рыбнинско-Норильская межгорная долина, неоднородны по геокриологическим условиям. Плато Путорана и Хараелахское характеризуется сплошным распространением многолетней мерзлоты, а Рыбнинско-Норильская долина — прерывистым.

На Норильском плато мощность мерзлоты варьирует от 300 до 100 м (по мере уменьшения абсолютных отметок) и понижается в долинах крупных рек до 10 м, где участки развития мёрзлых пород чередуются с таликами. На юге Норильского плато, в Рыбнинско-Норильской долине и западных склонах плато Путорана таликовые зоны занимают более 25% площади, т. е. характер распространения многолетней мерзлоты — прерывистый. Снижение мощности многолетнемерзлых пород связано с высокой плотностью разрывных нарушений (Норильско-Хараелахский, Имангдинско-Летнинский, и др.) и, как следствие, с активной динамикой подземных вод.

Для Рыбнинско-Норильской долины характерно распространение пластовых залежей подземного льда мощностью до 15 м, повторно-жильных льдов

(район оз. Пясино), наледеобразование. К концу зимнего периода площади отдельных наледей достигают 300 тыс. м² при мощности льда 2 м и более. В наиболее крупной Ергалахской наледи объем льда составляет около 10 млн. м³.

Неблагоприятная обстановка горных ландшафтов связана прежде всего с преобразованием склонов за счёт коллювиальных (обвалы, осыпи, оползни, крип), солифлюкционных процессов и развитием гидросети. Коллювиальные процессы широко развиты в области денудации на среднегорных плато, сложенных коренными, в основном магматическими породами (базальты, долериты). Активности процессов способствует высокая контрастность рельефа. По крутизне склоны подразделяются на весьма опасные (более 30°), опасные (15 – 30°) и относительно безопасные (менее 15°). На весьма опасных склонах преобладают обвалы и оползни, а в зимнее время — отрыв снежных карнизов. На склонах средней крутизны происходит образование осыпей и крип — сползание вниз по склонам толщи рыхлых горных пород при сезонном оттаивании. В зимнее время эти склоны лавиноопасны. Относительно пологие склоны могут быть опасны на отдельных небольших участках.

Солифлюкция развита на склонах крутизной свыше 3°. Верхний предел крутизны склонов, при которых солифлюкционные процессы переходят в оползневые, зависит от местных условий и обычно не превышает 15°. Наиболее активно солифлюкция протекает в области денудации при преобладании глинистого материала в рельефообразующих отложениях (например, напорные ледниковые гряды). Активность процесса зависит от степени обводнённости пород, крутизны склона и глубины сезонного оттаивания грунтов. Солифлюкцию необходимо учитывать при землепользовании, так как она ведёт к нарушению растительного покрова, дестабилизации склонов и возникновению на них оползней.

С развитием гидросети связана речная (боковая и донная) эрозия, которая ведёт к разрушению берегов и перестройке русел. Текущие воды являются основным геологическим агентом транспортировки опасных веществ, поступающих в виде обломочной составляющей из областей денудации и пыли из атмосферы (от техногенных объектов).

Равнинные ландшафты относятся к Енисейско-Хатангскому геокриологическому региону регионального распространения полигенетических многолетнемерзлых пород мощностью до 1000 м, насыщенных (30 — 50 %) вторично-жильным и шпировым льдом. К неблагоприятным процессам криогенного происхождения относится широкое развитие термокарстовых и гляциокарстовых процессов. Термокарст проявлен в формах различного масштаба: от мелких западин и провалов до значительных по площади впадин и котловин, к которым обычно приурочены озера, развитые на озёрных и озерно-ледниковых равнинах, иногда — на надпойменных речных террасах. В термокарстовых озёрах возможно образование локальных областей аккумуляции, в которых может происходить долговременное захоронение опасных веществ.

Термокарстовые и гляциокарстовые процессы ведут к перестройке рельефа местности с формированием холмисто-грядовых равнин. Их активизация в

областях землепользования может привести к катастрофическим последствиям.

Техногенные комплексы и объекты, воздействующие на геологическую среду.

На территории основная хозяйственная деятельность сосредоточена в Норильском промышленном районе (НПР), который занимает одно из первых мест в Арктике по загрязнению природной среды. Норильск стоит на первом месте среди городов России по количеству выбросов в атмосферу вредных веществ от стационарных источников диоксида серы (2 млн. т.) и твёрдых загрязняющих веществ выбрасывается первые десятки тыс. т в год, а сбросы загрязнённых сточных вод достигают 100 — 113 млн м³/год.

Основной объем загрязняющих веществ, поступающих в Норильско-Пясинскую водную систему и в атмосферу, связан с горнодобывающей, обогатительной и металлургической промышленностью. Рудная база Заполярного филиала ОАО «ГМК «Норильский никель», обеспечивается работой двух рудников («Заполярный», «Медвежий ручей») на Норильском и пяти («Маяк», «Комсомольский», «Октябрьский», «Таймырский», «Скалистый») на Октябрьском и Талнахском месторождениях. Обогащение руд осуществляется Норильской и Талнахской обогатительными фабриками, а выплавка металлов — на Никелевом (НЗ), Медном (МЗ) и Надеждинском металлургическом (НМЗ) заводах. Отходы предприятий составляют пустая порода, шламы, отвальные хвосты, мелкодисперсные взвеси в воде, пыль, газы. Твёрдые отходы складированы на поверхности в отвалах, хвостохранилищах и отстойниках, занимающих около 7000 га. Отходы только металлургических заводов составляют около 5000 т/год. Отходы обогащены тяжёлыми металлами (медь, никель, кобальт, селен, теллур и др.), обладающими высокой биотоксичностью.

На втором месте по загрязнению природной среды стоит угольная и топливно-энергетическая промышленность. На Кайерканском месторождении открытым способом добывается свыше 300 тыс. т/год каменного угля. Используется он в основном в технологических процессах на Надеждинском металлургическом и Никелевом заводах. Основными загрязнителями здесь являются оксиды углерода, серы и азота (за счёт азота воздуха), углеводороды, пустая порода. В отвалах пустой породы (терриконы) при самовозгорании в летнее время выгорают уголь и пирит с выделением сернистого газа, оксида углерода, продуктов возгонки смолистых веществ. Роль этих загрязнений уменьшилась с переводом тепловых электростанций на газ.

Часть отходов утилизируется для технологических нужд Заполярного филиала ОАО «ГМК «Норильский никель», но специальных предприятий по промышленной переработке отходов в НПР не имеется. Из складированных отходов происходит вынос загрязняющих веществ на рельеф и в водные объекты. В настоящее время ведётся переработка хвостохранилищ как техногенного месторождения металлов платиновой группы, что способствует улучшению экологической обстановки в районе.

Заполярный филиал ОАО «ГМК «Норильский никель» имеет развитую сеть оборотного (до 1350 млн. м³/год) и повторного (до 43 млн. м³/год) водоснабжения, что позволяет потребление свежей воды держать на уровне 20 %

от потребности. Сброс сточных вод осуществляется в реки Талнах, Хараелах, Амбарная, Щучья и Наледная в количестве 100 — 113 млн. м³/год, без очистки сбрасывается до 30% сточных вод.

Выбросы в атмосферу по массе примерно в 25 раз превышают поступление загрязнений со сточными водами. Они охватывают значительную площадь вдоль долин Рыбной и Норильской и оз. Пясино. Выпадения из кислотных туманов и дождей, оседание пыли (в том числе на снег) привели к широкомасштабному загрязнению почв, поверхностных вод, деградации растительного и животного мира.

Загрязнение почв, а также механические и химические факторы влияют на состояние растительного покрова, в промышленном районе в состоянии полного или частичного экоцида находится листовенничное редколесье, уничтожен напочвенный покров, нарушена структура растительных сообществ. Концентрация тяжёлых металлов характерна практически для всех растений района. Всего площадь повреждения лесов составляет 537100 га, из которой на 283200 га лес погибший.

Проникновение загрязнений в более глубокие горизонты ненарушенной геологической среды сдерживается многолетней мерзлотой и экранирующей роли растительного и почвенного покровов. Регион за счёт прерывистого строения криогенного водоупора является зоной ограниченно защищённых от загрязнения подземных вод. Под влиянием техногенной нагрузки происходит разрушение криогенного водоупора, нарушаются почвы, гибнет лесной массив в бассейнах рек Рыбной и Норильской. Загрязнению здесь могут подвергнуться не только поверхностные воды и несквозные талики, но и воды зоны активного водообмена.

Нарушения геологической среды связаны также с разработкой месторождений. В карьере «Медвежий ручей» на склонах происходят обрушения пород, развиты оползни. Отвалами карьера заполнены долины ручьёв Угольный, Медвежий, Южный Угольный, отдельные участки р. Ергалах и склоны горы Надежда.

Изменения геологической среды при строительстве и эксплуатации жилых и промышленных объектов связаны с нарушением режима многолетней мерзлоты, что приводит к просадкам и провалам поверхности, подтоплению, наледообразованию, пучению.

Оценка эколого-геологической обстановки, ее влияние на условия жизни. Экологическая обстановка на территории муниципального образования «город Норильск» по состоянию атмосферы формируется, главным образом, в результате производственной деятельности промышленных (добыча руд, обогащение, металлургия, вспомогательное производство: добыча нерудного сырья и полезных ископаемых, цементное производство, транспортная инфраструктура). В результате производственной деятельности в атмосферный воздух поступает 57 вредных (загрязняющих) веществ, из них первого класса опасности – 8 загрязняющих веществ (0,003% от суммарных валовых выбросов), второго класса опасности -11 загрязняющих веществ (3,37% от суммарных валовых выбросов), остальные загрязняющие вещества относятся к более низким классам опасности. По данным расчётов рассеивания отмечено превышение нормативного качества воздуха в жилых зонах по шести загрязня-

ющим веществам: медь (II) оксид, никель оксид, свинец и его неорганические соединения, селен диоксид, сера диоксид (SO₂), пыль неорганическая с содержанием SiO₂ 70-20%. Основным загрязняющим веществом является диоксид серы (3 класс опасности), который составляет порядка 97 % всех выбросов.

Ареал с кризисной эколого-геологической обстановкой охватывает центральную часть Норильского промышленного района, где в основном сосредоточено население муниципального образования «город Норильск».

Расчётная максимальная приземная концентрация диоксида серы в долях ПДК в селитебной зоне достигает:

- район Кайеркан – 4,765 ПДК;
- Центральный район г. Норильск – 19,66 ПДК;
- район Оганер – 4,658 ПДК;
- район Талнах – 2,676 ПДК.

В районе Кайеркан при существующем уровне выбросов расчётная максимальная концентрация в долях ПДК в селитебной зоне по диоксиду серы составляет 4,765 (без учёта фона). Источник, дающий наибольший вклад (58,48%), расположен на Надеждинском металлургическом заводе, максимальное количество выбрасываемого загрязняющего вещества составляет – 31 411,80 г/с.

В Центральном районе г. Норильск расчётная максимальная концентрация в селитебной зоне в долях ПДК составляет 19,66 (без учёта фона). Источник, дающий наибольший вклад (28,81%), расположен на Медном заводе, максимальное количество выбрасываемого загрязняющего вещества составляет – 552,7175 г/с.

В районе Оганер расчётная максимальная концентрация в селитебной зоне в долях ПДК составляет 4,658 (без учёта фона). Источник, дающий наибольший вклад (37,43%), расположен на Никелевом заводе, максимальное количество выбрасываемого загрязняющего вещества составляет – 6 269,959 г/с.

В районе Талнах расчётная максимальная концентрация в долях ПДК в селитебной зоне составляет 2,676 (без учёта фона). Источник, дающий наибольший вклад (22,50%), расположен на Надеждинском металлургическом заводе

В зоне наибольшего загрязнения диоксидом серы находится Центральный район г. Норильск, расположенный непосредственно между двумя заводами – Медным и Никелевым.

Детальные расчёты загрязнения приземного слоя атмосферы по серной кислоте показали, что её концентрации не превышают ПДК и на границе жилой застройки составляет 0,05 мг/м³ (при суммарном выбросе от всех производств – 455,6933 г/с).

Природоохранные мероприятия не в полной мере обеспечивают улучшение ситуации. Следствием является высокая заболеваемость населения г. Норильск, значительно превышающая по болезням органов кровотока, глаз, органов дыхания и пищеварения показатели других северных городов России (Мурманск, Мончегорск, Санкт-Петербург). В наибольшей степени кризисная обстановка сказывается на здоровье детей.

Для снижения заболеваемости населения, сохранения и приумножения растительного и животного мира необходимо соблюдение нормативной базы природопользования в регионе, существенное снижение выбросов в атмосферу, сбросов в реки неочищенных сточных вод и ликвидация причин аварийных сбросов токсичных веществ.

Мероприятия по охране геологической среды предусматривают проведение системных наблюдений за её состоянием (мониторинг) охрану геологических объектов.

Мониторинг состояния среды ведут службы Заполярного филиала ОАО «ГМК «Норильский никель», Государственное учреждение «Таймырский Центр по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды», Таймырский филиал ГУ «Красноярский ЦГМС-Р», Путоранский биосферный заповедник.

С 2004 года по настоящее время контроль за уровнем загрязнения атмосферного воздуха селитебной территории г. Норильска ведёт Центр радиационно-экологического контроля Контрольно-аналитического управления (ЦРЭК КАУ) Заполярного филиала ОАО «ГМК «Норильский никель», имеющий аттестат аккредитации на техническую компетентность и лицензию Федеральной службы по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды.

Контроль загрязнения атмосферного воздуха включает:

- определение уровня загрязнения атмосферного воздуха, водных объектов;
- подготовку и предоставление потребителям аналитической и расчетной информации о загрязнении атмосферного воздуха, водных объектов.

В Заполярном филиале функционирует ведомственная передвижная экологическая лаборатория, оснащённая приборами для определения содержания диоксида серы, сероводорода, оксида азота, диоксида азота и оксида углерода. Внедрение передвижной экологической лаборатории году обеспечивает:

- расширение номенклатуры контролируемых загрязняющих веществ;
- возможность автоматического отбора проб атмосферного воздуха;
- оперативный контроль метеорологических параметров;
- повышение оперативности контроля и информирования об изменениях состава атмосферного воздуха в зоне воздействия предприятий Заполярного филиала.

В 2011 году Заполярный филиал приобрёл две новые передвижные экологические лаборатории, оснащённые самыми современными газоанализаторами и вспомогательным оборудованием французского производства. Лаборатории разработаны с учётом эксплуатации в районах с резко континентальным и холодным климатом. Новые передвижные лаборатории позволяют определять в атмосферном воздухе такие загрязняющие вещества как диоксид серы, оксиды азота, оксид углерода и сероводород.

Результаты измерений используются для оперативного контроля соблюдения предельно допустимых концентраций загрязняющих веществ в атмосфере селитебной территории и регулирования выбросов в периоды неблагоприятных метеорологических условий. В настоящее время измерения осу-

ществляют в соответствии с государственными и корпоративными нормативными документами, устанавливающими требования в области охраны окружающей среды.

С учётом материалов наблюдений Заполярный филиал ОАО «ГМК «Норильский никель» занимается совершенствованием технологий обогащения руд и металлургического производства, снижающих выброс в атмосферу пыли и диоксида серы, уменьшающих сброс в реки неочищенных сточных вод.

Охрана геологических объектов должна обеспечивать сохранность опорных разрезов геологических образований, выделение охранных зон на прилегающих площадях и присвоение им статуса памятников природы.

При разведке и разработке месторождений полезных ископаемых желательно выделение участков-целиков для их дальнейшего изучения. Такие охраняемые целики для различных типов руд, прежде всего, надо создать на уникальных разрабатываемых платиноидно-медно-никелевых месторождениях Норильск-1, Талнахское и Октябрьское.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (Норильск) является третьим изданием карт данного масштаба для рассмотренной территории. Во втором издании Госгеолкарт-1000 содержание листа R-45 разделено на два комплекта карт (П.П. Генералов, 2000 [43] и Е.К. Ковригина, 2000 [44]), что повлекло некоторое усложнение при использовании этих вполне качественных геологических материалов. Для третьего издания использованы указанные работы выше работы и все новые геологические материалы, полученные в ходе крупномасштабных геофизических исследований, геологических съёмок и поисковых работ масштаба 1:50 000 на перспективных площадях всей горной части региона, а также геофизические исследования и нефтегазо-поисковое бурение последних лет в пределах Енисейско-Хатангского прогиба. В небольшом объёме выполнены полевые работы по изучению четверичных образований.

Комплект листа включает 5 карт масштаба 1: 1 000 000: дочетверичных образований, четверичных образований, полезных ископаемых, закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых, прогноза на нефть и газ, сопровождаемые схемами масштаба 1:5 000 000 – 1:2 500 000 и объяснительную записку к ним. Карты охватывают части трёх крупных структур земной коры: западную часть Енисейско-Хатангского регионального прогиба, северо-восточную часть Западно-Сибирской плиты и северо-западные структуры древней Сибирской платформы. В юго-восточной четверти площади листа расположен Норильский горнопромышленный район с крупнейшими месторождениями никеля, меди, кобальта, платины и платиноидов. Освоение месторождений облегчено богатством региона топливно-энергетическими ресурсами (газ, нефть, каменные угли, гидроэнергоресурсы) и месторождениями нерудных полезных ископаемых.

В настоящих геологических материалах осуществлено согласование возраста, границ и площадей развития ордовикских, силурийских, пермских отложений в соответствии с современным делением этих систем, приведены в соответствие местные стратиграфические подразделения с новыми таксономическими единицами региональной и общей стратиграфических шкал. Особое внимание уделено уточнению возраста, состава и характера взаимоотношений вулканогенных свит и интрузивных тел позднепермского и триасового возраста. В работе по созданию комплекта карт применён принцип структурно-формационного анализа геологических образований. Результаты построений приведены в виде схем зарамочного оформления карт и в главах объяс-

нительной записки. Анализ и обобщение большого объема геолого-геофизического материала позволили более обоснованно изложить историю геологического развития региона и разработать дополнение к легенде Норильской серии листов Госгеолкарты-1000/3 для верхнепермских и триасовых подразделений. На схемах в составе комплекта карт приведено районирование кристаллического фундамента, показано расположение, уточнено ранжирование пликативных и разрывных тектонических структур. Особенностью формирования фундамента территории является развитая система межблоковых зон трансформных тектонических дислокаций при изменчивом вещественном составе от базит-гранулитового, преимущественно основного состава до гнейсово-базит-гранулитового, преимущественно среднего и кислого состава. Блоковое строение региона, периодическая деятельность основных магмоподводящих глубинных разломов и их сочетание с развитием разнорядковых пликативных структур обусловило уникальность металлогенической специализации. В истории геологического развития главное практическое значение имеет позднепермско-триасовый этап, в течение которого произошло становление рудно-магматических систем с уникальными платиноидно-медно-никелевыми месторождениями Норильского промышленного района.

В основу составленной карты четвертичных образований положена теория глобальных оледенений Арктики в неоплейстоцене. Сводный разрез представляет собой чередование морских отложений с образованиями ледникового комплекса – морены, лимногляциалом и флювиогляциалом. Эта последовательность является закономерным отражением климатической ритмичности в четвертичном периоде и позволяет уверенно использовать климатостратиграфические принципы для сопоставления картографируемых объектов с подразделениями общей стратиграфической шкалы. Расчленение четвертичных образований проведено с использованием унифицированной региональной стратиграфической схемы четвертичных отложений Средней Сибири, утверждённой МСК в 2009 г.

На картах полезных ископаемых и закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых показан весь комплекс известных месторождений и проявлений горючих, металлических, неметаллических и др. полезных ископаемых с отражением их особенностей локализации. Комплекс критериев прогноза и поисков важных для района сульфидных платиноидно-медно-никелевых руд в дифференцированных интрузивах базит-гипербазитового состава обновлён 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. При этом локализуемыми являются борта и килевые части синклиналиных складок, а антиклинали играют экранную роль (в антиклинальных частях разреза интрузивные тела

расщепляются и выклиниваются). Наиболее богатые месторождения тяготеют к участкам повышенной магнезиальности пикритовых базальтов и, в целом, представляют собой пространственно и структурно взаимосвязанную систему дифференцированных рудоносных интрузий норильского, зубовского и круглогорского типов, объединённых общностью происхождения из одного глубинного источника. По аналогии с сочетанием признаков богатого оруденения и с определённой степенью достоверности, оценены прогнозные ресурсы категории P_3 Тальниковской и Кулюмбинской перспективных площадей.

Вместе с тем до настоящего времени остаётся ряд дискуссионных вопросов по возрасту и причинам 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. Норильский район хорошо изучен геофизическими методами, но интерпретация этих материалов противоречива, что объясняется сложностью строения и малым охватом площади современной комплексной аэрогеофизической съёмкой. Практика поисковых геологоразведочных работ показывает, что для целенаправленного их проведения необходимо создание современной геофизической основы, которая становится базисом для планирования дорогостоящих геологоразведочных работ на локальных участках. Новые данные по геологическому строению региона и оценённые прогнозные ресурсы категорий P_1 и P_2 , полученные в ходе продолжающихся поисковых работ на богатые медно-никелевые руды, показывают необходимость выполнения работ по тщательной их увязке, что выполнимо при постановке геологического доизучения площади масштаба 1:200 000 с паспортизацией перспективных рудных объектов.

На перспективных площадях с прогнозными ресурсами категории P_3 , таких как Тальниковская и Кулюмбинская необходима постановка комплекса геофизических методов, позволяющего получить информацию о наличии интрузивов. Такой комплекс должен включать площадную магнито- и гравиразведку, электроразведку методами АМТЗ, МПП. При наличии интрузивных тел на этих участках, следует выполнить геофизические исследования, дающие информацию о рудоносности интрузивных объектов (ВП-СГ и ВЭЗ-ВП). На выявленных локальных участках с подтверждённой перспективностью рекомендуется проходка поисковых скважин.

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. *Альтер С.П.* К стратиграфии четвертичных отложений Приенисейской зоны. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 40, 1960.
3. Антропоген Таймыра / *С. М. Андреева, Л. Д. Суляржицкий, М. В. Никольская* и др. Отв. ред. Н. В. Кинд, Б. Н. Леонов. М., Наука, 1982. 184 с.
4. *Архипов С.А.* Стратиграфия четвертичных отложений, вопросы неотектоники и палеогеографии бассейна среднего течения Енисея. Тр. ГИН АН СССР, вып. 30, 1960.
5. *Архипов С.А.* Объяснительная записка к региональной стратиграфической схеме Западно-Сибирской равнины. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1990, 95 с.
6. *Архипов С.А.* Пространственно-временные соотношения тазовского оледенения и санчуговской межледниковой трансгрессии в Западной Сибири. Геология и геофизика, 1998, т. 39, № 6, с. 821—841.
7. *Астахов В.И.* О хроностратиграфических подразделениях верхнего плейстоцена Сибири. Геология и геофизика, 2006, т. 47, № 11, с. 1207—1220.
8. *Астахов В.И.* Средний и поздний неоплейстоцен ледниковой зоны Западной Сибири: Проблемы стратиграфии и палеогеографии. Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. № 69, 2009, С. 8—24.
9. *Астахов В.И., Мангеруд Я.О.* возрасте каргинских межледниковых слоев на Нижнем Енисее // Докл. РАН, 2005, т. 403, № 1. С. 63—66.
10. *Астахов В.И., Назаров Д.В.* Стратиграфия верхнего неоплейстоцена севера Западной Сибири и ее геохронометрическое обоснование. Региональная геология и металлогения. 2010. № 43. С. 36—47.
11. *Байбародских Н.И., Булыникова А.А., Карцева Г.Н., Ронкина З.З.* Сиговская свита (оксфорд—нижний кимеридж) // Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. Ч. I. Тюмень, 1969. С. 98.
12. *Байбародских Н.И., Булыникова А.А., Карцева Г.Н., Ронкина З.З.* Точинская свита (келловей) // Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. Ч. I. Тюмень, 1969. С. 98.
13. *Байбародских Н.И., Булыникова А.А., Колокольцева Е.И.* Танамская свита (маастрихт) // Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. Ч. I. Тюмень, 1969. С. 110.
14. *Басков Е. А.* Минеральные воды и палеогидрогеология Сибирской платформы. М., Недра, 1977. 148 с.
15. *Бейзель А.Л.* Гляциодислокации в верхнемеловых отложениях бассейна р. Пясины. Геология и геофизика, 1990, № 4, с. 73—78.

16. Биостратиграфия и фауна кембрийских отложений северо-запада Сибирской платформы /В. А. Даценко, И. Т. Журавлева, Я. П. Лазаренко, Ю. Я. Попов, Н. Е. Чернышова //Труды НИИГА, 1968, т. 155, 213 с, 23 табл. Приложение к книге: Атлас стратиграфических разрезов и схем, 43 с.

17. Бро Е.Г. Коллекторы и покрышки в юрско-меловом разрезе. В кн.: Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского прогиба. Л., 1971, с.40-54.

18. Блюман Б. А. Источники рудного вещества и изотопный критерий оценки масштабов оруденения. // Региональная геология и металлогения. 2011. № 47. с. 70-82

19. Блюман Б. А. Еще раз об изотопном критерии оценки масштабов оруденения (ИКОМО). // Региональная геология и металлогения. 2012. № 52. с. 95-102

20. Виленский А.М. Петрология интрузивных траппов севера Сибирской платформы. М, Наука, 1967. 270 с.

21. Вожов В. И., Сурнин А. И. Криолитосфера и геотермия Сибирской платформы в связи с ее нефтегазоносностью, М., ВИЭМС, 1983. 35 с.

22. Воронов П.С. К методике палео- и меллогеографического воссоздания морфометрии материков и покровных оледенений. Изв. ВГО, 1964, № 5, с. 370–382.

23. 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.

24. Гатауллин В.Н. Верхнечетвертичные отложения западного побережья полуострова Ямал. Автореф. канд. дисс., ВСЕГЕИ, Л., 1988.

25-32. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000 (полистная)

25. Лист R-45-XXI, XXII. Геологическая карта /Л. А. Межвилк, Ю. Н. Михалюк. Ред. П. С. Пук. М., ВАГТ, 1971. Карта полезных ископаемых /А. А. Межвилк. Ред. П. С. Пук. М., ВАГТ, 1971. Объяснительная записка //Сост.: А. А. Межвилк, Г. Н. Карцева, Ю. Н. Михалюк. Ред. П. С. Пук. М., Копир.-картогр. предпр. ВГФ, 1972. 105 с.

26. Лист R-45-XXIII, XXIV. Геологическая карта /В. Я. Войцеховский, В. С. Голубков. Ред. А. М. Иванова. М., ВАГТ, 1965. Карта полезных ископаемых /В. Н. Войцеховский. Ред. А. М. Иванова. М., ВАГТ, 1965. Объяснительная записка /Сост.: В. Н. Войцеховский, В. С. Голубков, Е. И. Суханова, при участии В. Н. Егорова, Г. Д. Маслова и др. Ред. А. М. Иванова. М., Недра, 1967. 67 с.

27. Лист R-45-XXVII, XXVIII. Геологическая карта //О. Я. Лившиц, Г. Д. Маслов, В. А. Люлько. Ред. Н. Н. Урванцев. М., ГУГК Мингео СССР, 1966. Карта полезных ископаемых /О. Я. Лившиц, С. А. Дураков, А. С. Сивак. М., ГУГК Мингео СССР, 1966. Объяснительная записка /Сост.: Ю. Я. Лившиц, Г. Д. Маслов, Е. Н. Ленькин, Ю. С. Куликов. Ред. П. Н. Урванцев. М., Недра, 1970. 66 с.

28. Лист R-45-XXIX, XXX. Геологическая карта/Л. А. Межвилк, Г. Д. Маслов, В. А. Люлько. Ред. Н. Н. Урванцев. М., ГУГК Госгеолкома СССР, 1965. Карта полезных ископаемых// Е. Н. Суханова, В. Н. Егоров, А. А. Межвилк. Ред. Н. Н. Урванцев. М., ГУГК Госгеолкома СССР. 1965. Объяснительная записка /Сост.: А. А. Межвилк, Е. Н. Суханова, В. А. Даценко. Ред. Н. Н. Урванцев. М., Недра, 1967. 76 с.

29. Лист R-45-XXXIII, XXXIV. Геологическая карта //А. Г. Кравцов, В. А. Марковский, Д. В. Семевский. Ред. В. А. Даценко. М., ГУГК Мингео СССР, 1966. Карта полезных ископаемых //А. Г. Кравцов, В. А. Марковский. Ред. В. А. Даценко. М., ГУГК Мингео СССР. 1966. Объяснительная записка/Сост.: А. Г. Кравцов, В. А. Марковский, Д.В. Семевский, А. И. Архипова. Ред. В. А. Даценко. М., Недра, 1970. 61 с.

30. Лист R-45-XXXV, XXXVI. Геологическая карта //В. Н. Смирнов. Ред. А. М. Иванова. М., Госгеолтехиздат, 1962. Карта полезных ископаемых /Ю. Я. Лившиц, В. Н. Смирнов. Ред. А. М. Иванова. М., Госгеолтехиздат, 1962. Объяснительная записка /Сост.: В. Н. Смирнов, Ю. Я. Лившиц. Ред. А. М. Иванова. М., Гос. научно-техн. изд-во литературы по геологии и охране недр, 1963. 87 с.

31. Геологическая карта Норильского района и прилегающих территорий масштаба 1:200 000 /В. А. Даценко, В. Д. Крюков, Е. Н. Ленькин и др. М., Ленкартфабрика, 1972. Объяснительная записка /Сост.: В. А. Даценко, Е.Н. Ленькин, В.Д. Крюков и др. Ред. Ф.Г. Марков. Л., Ротапринт НИИГА, 1969. 235 с.

32. 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., Картфабрика ВСЕГЕИ, 1991.

33. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. IV. Сибирская платформа/ Под ред. Н. С. Малича, В. Л. Масайтиса и В. С. Суркова. Л., Недра, 1987. 448 с.

34. Геология и нефтегазопосность Енисей-Хатангского прогиба /Под ред. Д. С. Сорокова. Л., Ротапринт НИИГА, 1971. 152 с.

35. Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы/ Отв. ред. А. М. Виленский. М., Наука, 1970. 245 с.

36. Геология и полезные ископаемые Норильского района /Науч. ред.: Н.Н. Урванцев (гл. ред.), Г. И. Кавардин, Г. Н. Старицына. Л., Ротапринт НИИГА, 1971. 148 с.

37. Геология и рудоносность Норильского района /*О. А. Дюжиков, В. В. Дистлер, Б. М. Струнин* и др. Отв. ред. В. И. Казанский. М., Наука, 1988. 279 с.

38. Геология, петрология и генезис медно-никелевых месторождений /Отв. ред. М. Н. Годлевский, О. М. Туровцев //Труды ЦНИГРИ, 1976, вып. 122. 119 с.

39. *Генкин А.Д., Дистлер В.В., Лаутина И.П.* Хромитовая минерализация дифференцированных трапповых интрузий //Условия образования магматических рудных месторождений. М., Наука, 1979, с. 105—127.

40. Гидрогеология СССР. Т. 18. Красноярский край и Тувинская АССР /Ред. И. К. Зайцев. М., Недра, 1972. 479 с.

41-44 Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000

41. Лист R-44, 45 — Дудинка. Геологическая карта; Карта полезных ископаемых /*Н.Н. Урванцев, С. Л. Троицкий, В. С. Ломченков, Д. В. Семевский*. Ред. В. Н. Сакс. М., Картфабрика Госгеолтехиздата, 1957. Объяснительная записка /*Н. Н. Урванцев, С.Л. Троицкий, В. С. Ломаченков, Д. В. Семевский*. Ред. В. Н. Сакс. М., Гос. научно-техн. изд-во литературы по геологии и охране недр, 1958. 72 с.

42. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (нов. сер.). Лист R-(45)—47 — Норильск. Карта аномального магнитного поля /*В. А. Городницкая*, ред. И.С. Коломей. Гравиметрическая карта /*А. И. Дмитриева, Г. А. Витязь*, под руководством В. И. Яскевича, ред. Е. С. Карбовский. Карта дочетвертичных образований /*Е. Н. Ленкин, Н. Н. Иагайцева, М. Г. Николаева, О. И. Тарутин*, ред. Ф. Г. Марков. Карта полезных ископаемых /*Л. Г. Павлов*, при участии /*Л. Л. Ваулина, Н. Ф. Щедрина, Г. И. Харченко*, ред. Г. И. Кавардин. Карта четвертичных отложений /*В. А. Крюков*, ред. Н. Г. Загорская. Тектоническая карта /*Е. Н. Ленкин, В. Э. Волк*, ред. Н. Н. Урванцев. Гл. ред. комплекта Ф. Г. Марков. М., Ленкартфабрика, 1975.

43. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист R – 43 – (45) – Гыдан-Дудинка. /*В. В. Боровский, А. С. Воронин, П. П. Генералов*, ред. П. П. Генералов. Объяснительная записка /Ответственный редактор П. П. Генералов., Спб. ВСЕГЕИ. 2000. 187 с.

44. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист R – (45) – 47 – Норильск. /*Е. К. Ковригина, О. А. Лебедева, Л. Ф. Штейн*, ред. Ю.Г. Старицкий. Объяснительная записка /Ответственный редактор Е.К. Ковригина, . Спб. ВСЕГЕИ. 2000. 478 с.

45. Глубинное строение и условия формирования эндогенных рудных районов, полей и месторождений /*В. И. Казанский, И. Я. Томпсон, О. А. Дюжиков* и др. Отв. ред. Ф. В. Чухров. М., Наука, 1983. 237 с.

46. *Годлевский М.Н.* Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. – М.: Госгеолтехиздат, 1959, 68 с.

47. *Гольдберг И.С., Абрамсон Г.Я., Лось В.Л.* Поиски рудных объектов на основе полярной зональности геохимических систем // Прикладная геохимия. Вып. 3. – М.: ИМ-ГРЭ. – 2002. –С. 305–324.

48. *Гор Ю.Г., Гарсков В.С., Седых Ю.Н.* Стратиграфия верхнепалеозойских отложений Талнахского месторождения. Уч. зап. НИИГА. палеонт. и биострат., вып. 21, Л., 1968.

49. Гор Ю.Г. Атлас позднепалеозойской флоры Норильского района Л., изд. НИИГА, 1969.
50. Гор Ю.Г., Лобанова О.В. К вопросу о выделении пермских фациальных зон в Норильском районе. В кн.: Тр.НИИГА, т.162, вып. 2, 1970.
51. Гор Ю.Г. Модели палеоэкосистем и их использование в геологии Таймыра. СПб.: Недра, 1995. -191 с.
52. Гринсон А.С., Магид М.Ш., Мильштейн Д.М. Глубинное строение северо-запада Сибирской платформы //Отечественная геология, 1994, № 1, с. 49 — 56.
53. Гудина В.И. Фораминиферы и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Сибири. Новосибирск, «Наука», 1966, 133 с.
54. Гудина В.И. Морской плейстоцен Сибирских равнин. Фораминиферы Енисейского Севера. М., «Наука», 1969. 80 с. (Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 63).
55. Гудина В.И., Нуждина Н.А., Троицкий С.Л. Новые данные о морском плейстоцене Таймырской низменности. Геология и геофизика, 1968, № 1, с. 40–48.
56. Гуревич А.Б., Топорец С.А. Об эпигенезе песчаных пород тунгусской серии северной части Тунгусского бассейна. — В кн.: Вопросы метаморфизма углей и эпигенеза вмещающих пород. Изд. Наука. Л., 1968.
57. Гуревич А.Б., Топорец С.А. Об изменении вмещающих углей пород на контакте с сибирскими траппами. — В кн.: Вопросы метаморфизма углей и эпигенеза вмещающих пород. Изд. Наука, Л., 1968.
58. Гуревич А. Б. Верхнепалеозойская угленосная формация Норильского района. Л., Недра, 1969. 144 с.
59. Дибнер А.Ф. Пермские комплексы спор и пыльцы Норильского района и их значение для сопоставления отложений. Уч.зап. НИИГА палеонтол. и биостр., вып.19. Л., 1967.
60. Додин Д. А., Чернышев П.М. Сульфидно-никеленосные рудно-магматические системы и их эволюция //Иzv. АН России, сер. геол., 1992, № 5, с. 84—101.
61. Додин Д.А. Металлогения Таймыро-Норильского региона. СПб.: Наука, 2002. 824 с.
62. Драгунов В. И. Вендские, ниже- и среднекембрийские отложения правобережья низовьев Енисея //Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири. Красноярск, 1967, с. 107—123.
63. Егоркин Л. В., Зюганов С. К., Чернышев И. М. Верхняя мантия Сибири //Геофизика, 27-я сессия МГК. Докл. сов. геологов, т. 8. М., Наука, 1984, с. 27 — 42.
64. Енисей-Хатангская нефтегазоносная область /Науч. ред. Д.С. Сороков, Г.Д. Гинсбург. Л., Ротапринт НИИГА, 1974. 89 с.
65. Загорская Н.Г., Яшина З.И., Слободин В.Я., Левина Ф.М., Белевич А.М. Морские неоген (?) -четвертичные отложения нижнего течения реки Енисея. Тр. НИИГА, т.144, М., Недра, 1965, 92 с.
66. Зинченко В.Н. Региональные нефтегазоносные комплексы ордовика и силура запада Сибирской платформы// Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя Сибирской платформы. Л.: Изд. ВНИГРИ, 1985. С.129–137.
67. Золотухин В. В., Виленский А. М. Магнезиальные базиты запада Сибирской платформы и вопросы никеленосности //Труды Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, 1984, вып. 574. 208 с.
68. Золотухин В.В., Виленский А.М., Дюжиков О.А. Базальты Сибирской платформы (особенности геологии, состава и генезиса пермотриасовых эффузивов). // Новосибирск: Наука, 1986, 245 с.
69. 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.
70. Зубаков В.А. Плейстоценовые отложения Енисейской впадины. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 145, 1967.
71. Зубаков В.А. Новейшие отложения Западно-Сибирской низменности. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 184. Л.: Недра, 1972. 312с.

72. *Иванов М.К., Иванова Т.К., Тарасов А.В.* и др. Особенности петрологии и оруденения дифференцированных интрузий норильского рудного узла // *Петрология и рудоносность Талнахских и Норильских дифференцированных интрузий.* – Л.: Недра, 1971, с. 197 – 304.
73. *Кавардин Г. И.* Металлогения северо-запада Сибирской платформы // *Труды «ВНИИОкеангеология»,* 1976, т. 178. 159 с.
74. *Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д.* Происхождение санчуговской толщи и проблема соотношения оледенений и морских трансгрессий на севере Западной Сибири. Коледания уровня мирового океана в плейстоцене. Л.: ВГО, 1975. С. 53–95.
75. Карта аномального магнитного поля масштабов 1 : 1 000 000 и 1 : 200 000. Лист R-45. Изолинии. (ΔТ)а, масштаб 1 : 1 000 000, 1 л.; Изолинии (ΔТ)а, масштаб 1 : 200 000, 18 л.; Графики (ΔТ)а, масштаб 1 : 200 000, 18 л. /Сост. Н. И. Попова, ред. Е. А. Каспарова. М., Картографо-геодез. предприятие ГУЦР, 1975.
76. *Карцева Г.Н., Ронкина З.З., Колокольцева Е.П.* "Стратиграфия юрских и меловых отложений" – В кн.: *Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского прогиба.* Л., 1971, с.7-18.
77. *Кинд Н.В.* Поздне- и послеледниковые Сибири (новые материалы по абсолютной хронологии). – В кн.: *Голоцен.* М., «Наука», 1969, с. 195–201.
78. *Кинд Н.В.* Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М., Наука, 1974, 255 с.
79. *Контарович А.Э., Бурштейн Л.М., Гуревич Г.С., Демин В.И., Моделевский М.С., Растегин А.А., Страхов И.А., Вымятнин А.А., Лившиц В.Р.* Количественная оценка перспектив нефтегазоносности слабоизученных регионов. М.: Недра, 1988. 223 с.
80. *Кочегура В.В., Федоренко В.А.* О палеомагнитной характеристике позднекайнозойских отложений Норильского района. – В кн.: *Хронология ледникового века.* Л., 1971, с. 107–110.
81. *Криволицкая Н.А.* Эволюция траппового магматизма и Pt-Cu-Ni рудообразование в Норильском районе. М., Товарищество научных изданий КМК., 2014. 305 с.
82. *Круговых В.В., Могучева Н.К.* Палино – и фитостратиграфия опорного разреза триаса мыса Цветкова на восточном Таймыре (Сибирь). *Геология и геофизика* №4, т.41, 2000, с. 535 – 550.
83. *Крюков В.Д.* Четвертичные отложения Норильского района и связанные с ним полезные ископаемые. Автореферат. Л., 1971, 24 с.
84. *Крюков В.Д., Рогожин В.В.* О границах распространения позднекайнозойских трансгрессий Полярного бассейна в северо-западной части Средне-Сибирского плоскогорья. – В кн.: *Кайнозойская история Полярного бассейна и ее влияние на развитие ландшафтов северных территорий.* Л., ГО, 1968, с. 80.
85. *Крюков В.Д., Федоренко В.А.* Четвертичные образования Норильского района. Стратиграфия Норильского горнопромышленного района. Л., 1975, с. 66–79.
86. *Кузин И.Л., Рейнин И.В., Чочиа Н.Г.* Основные черты палеогеографии четвертичного периода на территории Западно-Сибирской низменности в связи с вопросом об ее оледенениях. – «Труды ВСЕГЕИ», 1961, новая серия, т. 64, с. 61–70.
87. *Кузьмин Е.Е., Посохов Е.В.* Гидрогеохимия северо-западной части Северосибирского плоскогорья. Л., Гидрометеониздат. 1979. 141 с.
88. *Кузнецов Л.Л.* Строение газовых и газоконденсатных месторождений / В кн.: *Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского прогиба (сборник статей)* НИИГА. Л-д, 1971-2001, с. 92-109.
89. *Куликов Д.П.* Стратиграфическое расчленение и структурно-фациальное районирование верхнеюрских отложений Енисей-Хатангского прогиба // *Геология и геофизика.* 1989. № 9. С. 10–18.
90. *Лаврушин Ю.А.* Типы четвертичного аллювия Нижнего Енисея. М., 1961, 95с.
91. *Лаврушин Ю.А., Девирц А.Л., Гитерман Р.Е., Маркова Н.Г.* Первые данные по абсолютной хронологии основных событий голоцена Северо-Востока СССР. Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 1963, № 28, с. 95–102.

92. Лев О.Э. Комплексы остракод из морских позднекайнозойских отложений севера Русской равнины и Западной Сибири и их значение для палеогеографии. В кн. Кайнозойская история Полярного бассейна и ее влияние на развитие ландшафтов северных территорий. Л., ГО, 1968.
93. Лихачев А.П. Платино-медно-никелевые и платиновые месторождения. –М.: Эслан, 2006, 496с.
94. Малич Н.С. Тектоническое развитие чехла Сибирской платформы. М., Недра, 1975. 216 с.
95. Малич Н.С., Туганова Е.В., Гринсон А.С. Геодинамическая обстановка образования медно-никелевых месторождений норильского типа. В кн.: Никеленосность базит-гипербазитовых комплексов норильского района. // Кольский филиал АН СССР. Апатиты, 1988. С. 44-47.
96. Масайтис В.Л. Пермский и триасовый вулканизм Сибири: проблемы динамических реконструкций //Записки ВМО, 1983, ч. 112, вып. 4, с. 412—425.
97. Матухин Р.Г. Девон и нижний карбон Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1991. 163 с.
98. Медведев Б. Н. Самородная медь в эффузивах северо – западной части Сибирской платформы. Геология и геофизика, № 6, 1990, с. 107-113.
99. Межвилк А.А. Развитие Норильского района как мобильной зоны в плиоцене и четвертичном периоде. – В кн.: Антропогенный период в Арктике и Субарктике. Л. (Тр. НИИГА, т. 143), 1965, с. 34–55.
100. Мерзлотно-гидрогеологические условия Восточной Сибири/В.В. Шенелев, О.Н. Толстухин, В.М. Пигузова и др. Новосибирск. Наука, 1984. 191 с.
101. Металлогеническая карта северо-запада Сибирской платформы, масштаб 1:500 000 /И.Н. Бойцова, Э. Л. Варанд, Л. М. Герасимов и др. Гл. ред. Ю. Г. Старицкий. М., ГУГК ГГК СССР, 1965. Объяснительная записка /Сост.: Ю. Г. Старицкий, В. И. Драгунов, Н. С. Малич и др. М., Недра, 1966. 284 с.
102. Металлогеническая карта северо-запада Сибирской платформы, масштаб 1 : 500 000 /Н. С. Малич, Е. В. Туганова, Н. Н. Тазихин и др. Ред. Н. С. Малич. Л., Ленкартфабрика, 1986. Объяснительная записка/ Н. С. Малич, Е. В. Туганова, Н.Н. Тазихин и др. Ред. Н. С. Малич. Л., Ленкартфабрика, 1987. 148 с. Перечень месторождений и проявлений полезных ископаемых северо-запада Сибирской платформы (дополнение к объяснительной записке) /Н. Н Тазихин, Н. Г. Куликова, И. В. Сафонова и др. Ред. Е. В. Туганова. Л., Ленкартфабрика. 1987. 156 с.
103. Металлогеническая карта Сибирской платформы масштаба 1 : 2 500 000 /Гл. ред. Н. С. Малич. Л., ВСЕГЕИ, 1984.
104. Морской плейстоцен Сибирских равнин. – Тр. ИГиГ СО АН СССР, т. 104, М., 1971, с. 142.
105. Назаров Д.В. Четвертичные отложения центральной части Западно-Сибирской Арктики. Автореф. дис. канд. геол. минерал. наук. СПб., 2011. 26 с.
106. Налдретт А.Д. Магматические сульфидные месторождения медно – никелевых и платинометалльных руд. – Санкт – Петербург: СпбГУ, 2003, 487с.
107. Наторхин И.А., Архипова А.И., Батуев Б.Н. Петрология талнахских интрузий. Л., Недра, 1977. 236 с.
108. Наумов А.Д. Двустворчатые моллюски Белого моря. Опыт эколого-фаунистического анализа. – СПб., 2006. 367 с.
109. Нефтегазоносные бассейны и регионы Сибири, вып. 3. Енисей-Хатангский бассейн / А.Э. Конторович, В. С. Сурков, А. А. Трофимук и др.; ред. А. Э. Конторович. – Новосибирск, 1994. – 94 с.
110. 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.
111. Ордовик Сибирской платформы (Опорный разрез на р. Кулюмбе) /А. А. Высокский, А. В. Каньгин, А. Г. Ядренкина и др. Отв. ред. Б. С. Соколов //Труды Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, 1982, вып. 506. 223 с.

112. Павлов В.Э., Флуто Ф., Веселовский Р.В., Фетисова А.М., Латышев А.В. Вековые вариации геомагнитного поля и вулканические пульсы в пермо-триасовых траппах Норильской и Маймеча-Котуйской провинций. Физика Земли, 2011, №5, с. 35-50.

113. Петрологические особенности и прогнозное районирование никеленосных трапповых полей севера Красноярского края /А. И. Архипова, Д. А. Додин, М. К. Иванов и др. //Труды «ВНИИОкеангеология», 1983, т. 191. 143 с.

114. Петров О.В. Тектономагматическая модель формирования никеленосных рудных полей как основа металлогенического районирования трапповых провинций Сибирской платформы / Металлогения Сибири, тез. докл. XI Всесоюзного металлогенического совещания, Новосибирск, 1987, с. 180-182.

115. Петров О.В. Структурно-магматическая модель размещения медно никелевых месторождений на северо-западе Сибирской платформы как основа их прогноза и обнаружения /Никеленосность базит-гипербазитовых комплексов Норильского региона, Апатиты: изд-во Кольского фил. АН СССР, 1988, с.40-44.

116. Петров О.В., Малич К.Н., Дистлер В.В., Служеникин С.Ф., Шевченко С.С. и др. Первые минерало-геохимические и геохронологические характеристики цирконов из пород интрузива Норильск-1 (Сибирская платформа, Россия). В кн.: Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма. Материалы III Российской конференции по изотопной геохронологии. 6-8 июня 2006 г., Москва, ИГЕМ РАН. т. 2. М.: ГЕОС, с. 102-104.

117. 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.

118. 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. 2011, Сб.науч.трудов, Том VII, с. 467-475.

119. Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов //Сб. науч. трудов. Гл. ред. В. П. Орлов. М., АО «Геоинформмарк», 1994. 248 с.

120. Поисковые критерии сульфидных руд Норильского типа. Под ред. Соболева В.С. Новосибирск, Наука, 1978.

121. Радько В.А. Модель динамической дифференциации интрузивных траппов северо – запада Сибирской платформы // Геология и геофизика, 1991, № 11, с. 19 – 27.

122. Радько В.А. О признаках крупного стратиформного месторождения меди на севере плато Путорана. В кн. Геология и полезные ископаемые Красноярского края. Вып. 8. Красноярск 2007, с. 126-130.

123. Радько В.А. Локальный прогноз сульфидных Cu-Ni с платиноидами руд методом продуктивностей в пределах Хараелахского рудоносного интрузива // Природные ресурсы Красноярского края, 2014, № 20, с. 75 – 79.

124. Рейнек Г.-Э., Синх И.Б. Обстановки терригенного осадконакопления (с рассмотрением терригенных кластических осадков). – Пер. с англ. – М.: Недра, 1981. – 439 с.

125. Ремпель Г. Г., Салов В. А. Природа региональных гравитационных аномалий и их использование в оценке объемов интрузивных масс в Норильско-Хараелахском прогибе //Геология и геофизика, 1977, № 9, с. 86—95.

126. Ремпель Г. Г., Паршуков Н. Н., Вайвод Е. А. Объёмное моделирование туфогенно-эффузивной толщи Норильского района по данным аэромагнитной съёмки и прогноз медно-никелевого оруденения //Геология и геофизика, 1990, № 10, с. 87—98.

127. 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, 26 табл. Ч. II. Средний и верхний палеозой. Новосибирск, 1982, 129 с, 18 табл. Ч. III. Четвертичная система. Л., Ленкартфабрика, 1983, 83 с, 3 схемы (19 л.).

128. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичн. системе. Ч. III. Четвертичная система. Л., 1983. С. 44-57.

129. Роговер Г.Б. Месторождение Норильск – 1. – М.: Госгеолтехиздат, 1959, 168 с.

130. *Сакс В.Н.* Новые данные к стратиграфии четвертичных отложений Таймырской депрессии. ДАН СССР, т. 57, № 2, 1947.
131. *Сакс В.Н.* Четвертичные отложения северной части Западно-Сибирской низменности и Таймырской депрессии. Л., 1951. 114 с. (Труды НИИГА, т. 14).
132. *Сакс В.Н.* Четвертичный период в Советской Арктике // Труды НИИГА. Т. 77. Л.–М.: Изд. Министерства морского и речного флота СССР, 1953. 627 с.
133. *Сакс В.Н., Антонов К.В.* Четвертичные отложения и геоморфология района Усть-Енисейского порта. Труды Горно-геологического управления Севморпути, 1945, вып. 16, с. 65–117.
134. *Сапир М.Х.* Тектоника юрско-меловых отложений В кн.: Геология и нефтегазонаосность Енисей-Хатангского прогиба. Л., 1971, с. 54–56.
135. *Симонов О. Н., Афанасенков А. П., Самойлов А. Г., Сидоров И. И.* Минерально-сырьевая база Таймырского Национального округа. – В кн.: Недра Таймыра. Сборник научных трудов. Вып. 1. Норильск, 1995, с. 5–35.
136. Силур Сибирской платформы. Новые региональные и местные стратиграфические подразделения /*Ю. И. Тесаков, Н. Н. Предтеченский, Л. С. Базарова* и др. //Труды Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, 1979, вып. 410. 94 с.
137. Силур Сибирской платформы. Разрезы, фауна и флора северо-западной части Тунгусской синеклизы /*Н. Н. Предтеченский, Ю. И. Тесаков, А. М. Обут* и др. Отв. ред. Б. С. Соколов //Труды Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, 1982, вып. 508. 189 с.
138. *Слободин В.Я., Суздальский О.В.* Стратиграфия плиоцена и плейстоцена северо-востока Западной Сибири. – Материалы к проблеме геологии позднего кайнозоя, Л., изд. НИИГА, 1969, с. 115–130.
139. *Слободин В.Я., Суздальский О.В., Левина Ф.М., Лев О.М.* Опорный разрез плиоцен-плейстоцена Усть-Енисейской впадины. – В кн.: Геология позднего кайнозоя Западной Сибири и прилегающих территорий. Л., 1967, с. 42–44.
140. *Сороков Д.С., Накаряков В.Д., Тальвирский Д.Б., Бро Е.Б.* Прогноз нефтегазонаосности юрских и меловых отложений Енисей-Хатангского прогиба. Тр. ЗапСибНИГНИ, вып. 70, Тюмень, 1973
141. *Старосельцев В. С.* Тектоника базальтовых плато и нефтеносность подстилающих отложений. М., Недра, 1989. 259 с.
142. *Старосельцев В. С., Дивана Т. А.* Актуальные вопросы тектоники нефтегазоперспективных районов севера Тунгусской синеклизы //Теоретические и региональные проблемы геологии нефти и газа. Новосибирск, Наука, 1991, с. 189—199.
143. Стратиграфия верхнепалеозойских угленосных отложений северо-восточной части Тунгусского бассейна /*А. Б. Гуревич, Н. Г. Вербицкая, В. А. Литатова, И.З. Фаддеева*// Сов. геология, 1984, № 5, с. 61—71.
144. Стратиграфия ордовика Сибирской платформы /*Ю. И. Тесаков, Ю. Я. Занин, Н. С. Малич* и др. Отв. ред. Б. С. Соколов, Ю. И. Тесаков //Труды Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1975, вып. 200. 254 с.
145. Стратиграфия нефтегазонаосных бассейнов Сибири. Силур Сибирской платформы/ *Тесаков Ю.И., Предтеченский Н.Н. Бергер А.Я.* и др. Новосибирск, изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000. 403 с.
146. Стратиграфия нефтегазонаосных бассейнов Сибири. Ордовик Сибирской платформы/ *Каныгин А.В., Ядренкина А.Г., Тимохин А.В.* и др. Новосибирск, изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2007. 403 с.
147. Структуры траппов Сибирской платформы. Под ред. Лурье М.Л. «Недра», Л., 1976, 171с.
148. Стратиграфический кодекс России. Издание третье. СПб.: Издательство ВСЕГЕИ, 2006. 96 с.
149. *Суздальский О.В.* О генезисе «моренных» суглинков и подстилающих их отложений на севере Западной Сибири. – В кн.: Антропогенный период в Арктике и Субарктике. Л., 1965, с. 42–51. (Труды НИИГА).
150. Сульфидные медно-никелевые руды Норильских месторождений /*А. Д. Генкин, И. В. Дистлер, Г. Д. Гладышев* и др. М., Наука, 1981. 234 с.

151. *Суханова Е.Н.* О принципиальной модели рудоносных интрузивов Норильского типа и ее применимости. / В Н.: Геология и полезные ископаемые Норильского района. (Материалы II Норильской геологической конференции). – Изд. Норильского ГМК, 1971, с. 159 – 162.
152. *Сухорукова С.С.* Литогенетические особенности морских санчуговских отложений на Енисейском севере // Морской плейстоцен Сибирских равнин. М., Наука, 1971, с. 44–54.
153. *Сухорукова С.С.* Литология и условия образования четвертичных отложений Енисейского севера. Новосибирск, Наука, 1975, 130 с.
154. *Сухорукова С.С.* Состав обломочного материала морен Енисея и палеогеографические реконструкции. Архипов С.А., ред. Оледенения и палеоклиматы Сибири в плейстоцене. Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР, Новосибирск, 1983, с. 91–102.
155. *Сухорукова С.С.* Опорный разрез морских отложений и колебания климата казанцевского (эемского) межледниковья (север Сибири). Геология и геофизика, 1998, т. 39, № 1, с. 74–84.
156. *Сухорукова С.С., Гудина В.И.* Некоторые условия образования осадков и распределение фораминифер в плейстоцене севера Западной Сибири. – В кн.: Проблемы четвертичной геологии Сибири. М., «Наука», 1969, с. 979–106.
157. *Тальвирский Д. Б.* Тектоника Енисей-Хагангской нефтегазоносной области и сопредельных территорий по геофизическим данным. М., Недра, 1976. 166 с.
158. *Троицкий С.Л.* Четвертичные отложения и рельеф равнинных побережий Енисейского залива и прилегающей части гор Бырранга. Наука, М., 1966, 207 с.
159. *Троицкий С.Л.* Новые данные о последнем покровном оледенении Сибири. Докл. АН СССР, т. 174, № 6, 1967, с. 1409–1412.
160. *Троицкий С.Л.* Морской плейстоцен сибирских равнин. Стратиграфия. Наука, Новосибирск, 1979, 293 с.
161. *Туганова Е.В.* Формационные типы, генезис и закономерности размещения сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений. СПб: изд. ВСЕГЕИ, 2000, 102 с.
162. *Туровцев Д.М.* Контактный метаморфизм норильских интрузий. – М.: Научный мир, 2002.-319 с.
163. Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Средней Сибири (Таймыр, Сибирская платформа): Объяснительная записка / Под ред. В.С. Волковой, Б.А. Борисова, В.А. Камалетдинова. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2010. – 90 с.
164. *Урванцев Н.Н.* Черты магматизма северо – западной окраины Сибирской платформы. Инф. бюлл. НИИГА, вып. 20. Л., 1960.
165. *Федоренко В.А.* Новые данные об оледенениях Путоранского центра. Зубаков В.А., Каплянская Ф.А., ред. Современное и древнее оледенение равнинных и горных районов СССР, ВГО, Л., 1978, с. 57–65.
166. *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.
167. *Федоренко В.А.* Геохимические типы платовулканических пород севера Сибирской платформы: – Руды и металлы, №1, 2003, с. 45-54.
168. *Яскевич В. И., Яковлев Ю. К., Четвергов А. П.* Результаты и проблемы изучения тектоники западной части Сибирской платформы и Енисейско-Хагангского прогиба по геолого-геофизическим данным //Тектоника Сибири, т. 9. Новосибирск, Наука, 1990, с. 79—84.
169. *Astakhov V.I.* Pleistocene glaciations of northern Russia – a modern view. Boreas, 2013 Vol. 42, pp. 1–24.
170. *Chusi Li, Edward M. Ripley.,* 2009.6. New Developments in Magmatic Ni-Cu and PGE Deposits (eds.) – Beijing: Geological Publishing House.
171. *Gurevitch E.L., Heunemann C., Radko V., Westphal M., Bachtadse V., Pozzi J.P., Feinberg H.* 2004. Palaeomagnetism and magnetostratigraphy of the Permian – Triassic northwest central Siberian Trap Basalts. Tectonophysics, v. 379, p. 211-226.

172. *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. Lett.*, v. 218, p.197-213.

173. *Hoskin P.W.O.* Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia / *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2005, v. 69, p. 637-648.

174. *Jørgensen, T., Haile, J., Möller, P., Andreev, A., Boessenkool, S., Rasmussen, M., Kienast, F., Coissac, E., Taberlet, P., Brochmann, C., Bigelow, N. H., Andersen, K., Orlando, L., Gilbert, M. T. P. & Willerslev, E.* 2012: A comparative study of ancient sedimentary DNA, pollen and macrofossils from permafrost sediments of northern Siberia reveals long-term vegetational stability. *Molecular Ecology* 21, 1989–2003.

175. *Kamo S.L., Czamanske G.K., Amelin Y.* et al. Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian-Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2003. V. 214. P. 75–91.

176. *Kienast, F., Siegert, C., Derevyagin, A. & Mai, D. H.* 2001: Climatic implications of Late Quaternary plant macrofossil assemblages from the Taimyr Peninsula, Siberia. *Global and Planetary Change* 31, 265–281.

177. *Nazarov D., Henriksen M.* New data on Quaternary stratigraphy of the Lower Yenissei area, Arctic Siberia // *APEX Fourth International Conference and Workshop, Iceland, 2010.* p. 62.

178. *Prokopenko A.A., Hinnov L.A., Williams D.F., Kuzmin M.I.* Orbital forcing of continental climate during the Pleistocene: a complete astronomically tuned climatic record from Lake Baikal, SE Siberia // *Quat. Science Reviews* 2006. V. 25, P. 3431–3457.

179. *Sher, A. V., Kuzmina, S. A., Kuznetsova, T. V. & Sulerzhitsky, L. D.* 2005: New insights into the Weichselian environment and climate of the East Siberian Arctic derived from fossil insects, plants and mammals. *Quaternary Science Reviews* 24, 553–569.

Фондовая

180. Анализ и обобщение результатов региональных и поисково-разведочных работ на нефть и газ с целью создания уточнённой схемы нефтегазогеологического районирования НПП Сибирской платформы: Отчет / СНИИГТиМС; Отв. Исп. *Старосельцев В.С.* - Новосибирск 2009.

181. *Архипова А. И., Ленчук Д. В., Наторхин И. А., Куликов Ю. С.* Объяснительная записка к прогнозной карте никеленосности Имангдинского рудного района. (Отчет по объекту "Составление прогнозной карты никеленосности м-ба 1:100 000 Имангдинского рудного района на основе обобщения данных поисково-разведочных работ). //СЕВМОРГЕО, 1994. Инв. № 944, ФГУ ТФИ Норильский филиал.

182. *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. Инв. № 1073, ФГУ ТФИ Норильский филиал.

183. *Воронцов А.Е., Домарев В.С., Зонтов Н.С., Котульский В.К., Коровяков И.А., Корешков А.И., Нелюбин А.Е., Павлов Б.С., Понамарев В.М., Савенко П.И., Шейнман Ю.М., Шешукова Г.М.* Геология и полезные ископаемые Норильского района. Норильский комбинат НКВД СССР. Геологическая служба. Норильск 1944. Фонды ООО «Норильскгеология».

184. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна рек Серебряной и Фокиной. Отчет о геологической съёмке и поисках масштаба 1 : 50 000. Серебрянская и Среднефокинская площади, 1971—1974 гг. (R-45-115-B, R-45-127-A, Б) /В. В. Елисеев, Г. И. Щеткина, В. И. Лосев и др. ОФ Норильской КГРЭ, Норильск, 1974.

185. Геологическое строение и полезные ископаемые Северо-Имангдинской площади, лист R-45-108-B, Г. Отчет по поисково-съёмочным работам масштаба 1 : 50 000 за 1972—

- 1975 г. /Е. А. Черевков, А. А. Лисенков, М. М. Макеев и др. ОФ Норильской КГРЭ, Норильск, 1975.
186. Геологическое строение и полезные ископаемые Норильского района. Отчет о геологическом доизучении масштаба 1 : 200 000 Норильской площади. Листы R-45-XVII, XVIII, XXI (восток), XXII; XXIII, XXIV; XXVII, XXVIII; XXIX, XXX; XXXIII, XXXIV; XXXV, XXVI; R-46-XIII, XIX, XXV, XXXI в 1982—1987 г. /Б. М. Струнин, Б. Н. Медведев, В. В. Комаров и др. ОФ «Красноярскгеология», Красноярск, 1987.
187. Геологическое строение и полезные ископаемые южной части Норильского плато. Отчет о поисковых работах на юге Норильского плато — Верхнефокинской площади за 1974—1976 г. Листы R-45-115-В, Г; R-45-116-В, Г; R-45-127; R-45-128 /Е.И. Волков, Г. И. Щеткина, В. М. Салов и др. ОФ Норильской КГРЭ, Норильск, 1976.
188. Геологическое строение и полезные ископаемые южной части Норильской мульды. Групповая геологическая съёмка масштаба 1 : 50 000 с общими поисками в южной части Норильской мульды на Нижнехантайской площади. Отчет о результатах работ Нижнехантайской партии за 1987 — 1991 гг. Листы R-45-138-Б, В, Г; R-45-139; Q-45-6-А, Б; Q-45-7-А //А.С. Варганов, Л.И. Федотова, С.И. Оксяук и др. ОФ «Красноярскгеология», Красноярск, 1991.
189. Геологическое строение района междуречья Южный Ергалах—Чибицете и результаты поискового бурения в районе ручьёв Медвежьих и р. Ергалах. Отчет о работах Южно-Ергалахской поисково-оценочной партии в 1964—1965 г. //Л. К. Цывьян, О.А. Дюжиков, М.З. Комарова и др. ОФ Норильской КГРЭ, Норильск, 1965.
190. Геологический отчет о результатах поисковых работ по оценке промышленных перспектив на богатые медно-никелевые руды северных частей Хараелахской рудной зоны за 1978—1983 г. //Шадрин Л. М., Седых Ю. Н., Сухарев М. С. ОФ Норильской КГРЭ, Норильск, 1984.
191. Геологическая карта дочетвертичных образований центральной части Норильского промышленного района масштаба 1 : 50 000 /Сост.: В.М. Лосев, Ю.Н. Амосов, В.А. Федоренко и др. Ред. М.Л. Шерман. ОФ Норильской КГРЭ, Норильск, 1981.
192. ГИС-атлас карт гидрогеологического содержания территории Российской Федерации масштаба 1:2 500 000. М., ВСЕГИНГЕО, 2008 г.
193. Государственный баланс запасов полезных ископаемых РФ // Горючие газы, часть 1, изд. ФГУНПП «Росгеолфонд», 2013
194. Государственный баланс запасов полезных ископаемых РФ // нефть, часть 1, изд. ФГУНПП «Росгеолфонд», 2013
195. Демидович В.И. Подготовка геофизической основы для поисков на Вологодчанской и Хараелахско-Далдыканской площадях за 1989-1995 г. НКГРЭ, Норильск, 1995. Инв. № 310, ФГУ ТФИ Норильский филиал.
196. Дудин О.А., Канунников В.А. Подготовка геофизической основы для поисков на Центрально-Норильской площади, 2007. Инв. № 1617, ФГУ ТФИ Норильский филиал.
197. Закономерности размещения залежей нефти и газа в мезозойских отложениях Енисей-Хатангской и восточной части Пур-Тазовской нефтегазоносных областей. Отчет о результатах работ тематической мезозойской партии за 1987—1989 г. /Д. П. Куликов, А. Г. Корневский, З. Ф. Пономаренко и др. ОФ «Енисейнефтегазгеология», Красноярск, 1989.
198. 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. Отчет по Госконтракту от 03 мая 2007 г. №106. ФГУП СНИИГИМС. Новосибирск, 2009г.
199. Кокорин Н. И. и др. Групповая геологическая съёмка м-ба 1:50 000 с общими поисками, мелкомасштабное глубинное геологическое картирование на Северо-Хараелахской пл. за 1998 – 2003 г. ПО НГ, 2003. Инв. № 1203, ФГУ ТФИ Норильский филиал.
200. Кокорин Н. И. и др. Анализ, пере интерпретация, 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 Норильский филиал.

201. *Куликов Н.Н.* и др. Геологическое строение и рельеф бассейна среднего и нижнего течения р. Агапы (отчёт о геологической съёмке 1:1 000 000), Л., 1955. (Фонды ФГУП «ВНИИОкеангеология»).

202. *Ларичев А.И., Чеканов В.И.* Создание современных моделей геологического строения продуктивных и перспективных комплексов Таймырского АО с целью определения приоритетных направлений ГРП на нефть и газ. ФГУП «ВСЕГЕИ» по Государственному контракту № 49 от 11 апреля 2006 г. Санкт-Петербург, 2007 г.

203. *Ларичев А.И., Чеканов В.И.* Создание современных моделей геологического строения продуктивных и перспективных комплексов Таймырского АО с целью определения приоритетных направлений ГРП на нефть и газ Разработка геологической модели строения палеозойских и мезозойских осадочных комплексов Енисей-Хатангской НГО. ФГУП «ВСЕГЕИ» по Государственному контракту № 49 от 11 апреля 2006 г. Санкт-Петербург, 2007 г.

204. *Ленчук Д. В., Куликов Ю. С.* Составление прогнозной карты медно-никелевой рудоносности Имангдинско-Летнинской металлогенической зоны Норильского района м-ба 1:100 000. СЕВМОРГЕО, 1986. Инв. № 968, ФГУ ТФИ Норильский филиал.

205. *Ломаченков В.С., Тимаишков Н.А.* Геологическое строение и рельеф Тазовского и юго-западной части Гыданского полуострова (отчет о геологической съёмке м-ба 1:1 000 000, проведенной партиями № 3 и № 4 летом 1953 г.). Л., 1954 г.

206. *Люлько В.А.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые юго-западного окончания плато Хараелах. Отчет окончательный Талнахской ГСП о геологической съёмке масштаба 1:50000 листов R-45-93 А и Б, R-45-94 А, Б, В, Г за 1963-1966 гг. Норильск, 1967.

207. *Люлько В.А.* и др. Опорная легенда геологической карты масштаба 1:50 000. Серия Норильская. ЗКГРЭ НГМК, 1993. Инв. № 189, ФГУ ТФИ Норильский филиал.

208. *Макеев М.М., Мокроусов Ю.Н., Чернов Ф.М.* Отчет о результатах поисковых работ на Глубокоозерской площади за 1974-1977г. НКГРЭ, 1977. Инв. № 225, ФГУ ТФИ Норильский филиал.

209. *Малич К.Н., Туганова Е.В.* и др. Отчет по объекту «Опытно-методические работы по разработке прогнозно-поискового изотопно-геохимического комплекса на металлы платиновой группы, золото, медь, никель, кобальт в расслоенных массивах севера Центральной Сибири (Красноярский край)» в 4 книгах. ФГУП «ВСЕГЕИ», С-Пб, 2008 г. ФГУ НПП «Росгеолфонд».

210. *Матвеев И.А.* и др. Отчет о поисках сульфидных медно-никелевых руд на глубоких горизонтах и флангах Норильского рудного узла за 1987-1997 гг. Талнах, 1997. Инв. № 368, ФГУ ТФИ Норильский филиал.

211. *Матвеев И.А., Аршинова Е.А., Ван-Чан В.Ю.* и др. Поиски сульфидных медно-никелевых руд по юго-восточному обрамлению Вологодчанской мульды. Отчет Норильской геологической партии за 1996-2001 гг. Талнах, 2001. Инв. № 1051, ФГУ ТФИ Норильский филиал.

212. *Михайлов В.Н., Ван-Чан В.Ю., Аршинова Е.А., Ковалева Е.В.* и др. Отчет о групповой геологической съёмке масштаба 1:50000 с общими поисками и ГК на Вологодчанской площади. ПП «Норильскгеология», 2000. Инв. № 493, ФГУ ТФИ Норильский филиал.

213. *Михайлов В.Н.* и др. Групповая геологическая съёмка м-ба 1:50 000 с общими поисками на Микчандинской пл. за 1999 – 2003 гг. ПО НГ, 2003. Инв. № 1201, ФГУ ТФИ Норильский филиал.

214. *Наумов А.Г.* и др. Составление сводной гравиметрической карты масштаба 1:50000 Норильского района с выполнением ревизионно – увязочных работ на 2000 – 2003 гг. (информационный отчет о фактически выполненных работах по состоянию на 01.10.02 г.). Норильск, ТГФ. 125 с.

215. *Немененок Т.И* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые западного побережья и акватории озера Пясино (Отчет о геологической съемке масштаба 1:50 000 Западно-Пясинской площади листов R-45-92-A, Б и R-45-80-B, Г). Норильск, 1971 г.

216. Обосновать детальное литолого-стратиграфическое расчленение верхнепалеозойских угленосных отложений для ГГС-50 с ГКК-200 территорий общих поисков на медно-никелевые руды и дать оценку прогнозных ресурсов углей Норильского промышленного района. Окончательный отчет за 1989—1992 гг. / *А. Б. Гуревич, Н. Г. Вербицкая, Г. М. Волкова* и др. ОФ ВСЕГЕИ, СПб., 1992.

217. Объяснительная записка к комплекту геологических карт центральной части Норильского промышленного района масштаба 1 : 50 000/ *Н. Ф. Шедрин, Н. М. Лосев, Н. М. Макеев* и др. ОФ Норильской КГРЭ, Норильск, 1988.

218. Объяснительная записка к прогнозным геохимическим картам медно-никелевой рудоносности Норильского и Игарского районов. // *Додин Д. А., Сидоров И. И.* ОФ «ВНИИокеангеология», Л. — Норильск, 1988.

219. 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.* ОФ Центрально-Арктической ГРЭ, Норильск, 1990.

220. Опорные разрезы нижнего палеозоя Сибирской платформы и Сетте-Дабана. / *Бергер А.Я., Предтеченский Н.Н., Ковалевская Е.О.* Отчет по т.503. Том II. Ленинград, Фонды ВСЕГЕИ, 1983. 147 с.

221. Отчет о результатах региональных сейсморазведочных работ ТЗ МГТВ на Хантайской площади (Хантайская сейсмическая партия № 25/85 – 87). // *Верещагина М. М., Федина Н. В.* и др. ОФ ПГО «Енисейгеофизика», Игарка, 1987.

222. Отчет о проведении общих поисковых работ на медно-никелевые руды в южной части Хараелахской мульды за 1981 —1983 гг. // *Демидович В. И., Наумов Л. Г.* ОФ Норильской КГРЭ, Норильск, 1983.

223. Отчет о результатах работ геолого-геохимической партии НОМТЭ в 1977 — 1980 гг. Результаты геохимических поисков медно-никелевых и медных месторождений в Норильском регионе. // *Додин Д. А., Шатков В. А., Садиков И. А.* ОФ «ВНИИокеангеология», Л. — Норильск, 1980.

224. Отчет о детальных поисковых работах на Восточно-Вологодчанской площади за 1976—1979 гг. // *Душаткин А. Б., Люлько В. А., Щеткина Г. И.* ОФ Норильской КГРЭ, Норильск, 1979.

225. Отчет об общих поисках медно-никелевых руд на площади юго-восточного борта Хараелахской мульды (междуречье Аякли — Микчангда) за 1979—1982 гг. // *Елисеев В. В., Демидович В. И., Ширкунов А. Ф.* ОФ Норильской КГРЭ, Норильск, 1982.

226. Отчет о детальных поисковых работах на Восточно-Пясинской площади (бассейн рек Томулах — Дьангы) за 1976—1979 гг. // *Л. М. Шадрин, Е. А. Аршинова, Т. И. Люлько, С. М. Кочан* и др. ОФ Норильской КГРЭ, Норильск, 1979.

227. Отчет о космофотогеологическом картировании масштаба 1 : 1 000 000 на листах R-45-A, Б (часть), В, Г; R-46-A, Б (часть), В, Г, R-47-A, Б (часть). В, Г; Q-45; Q-46; Q-47 за 1978 — 1982 гг. / *А. Т. Стулов, Н. П. Анучкина, А. А. Боручинкина* и др. ОФ НПО «Аэрогеология», М., 1982.

228. Отчет о поисках богатых медно-никелевых руд в зоне Норильско-Хараелахского разлома в междуречье Дьангы — Ондодоми в 1985—1989 гг./ *А. Б. Душаткин, В. С. Кондауров, В. Д. Пронин* и др. ОФ Норильской КГРЭ, Норильск, 1989.

229. Отчет о поисковых буровых работах на Ергалахской площади за 1969 — 1972 гг. / *Л. А. Виноцкий, В. А. Люлько, В. М. Салов* и др. ОФ Норильской КГРЭ, Норильск, 1972.

230. Отчет о проведении общих поисков сульфидных медно-никелевых руд в центральной части Норильской мульды (междуречье Чибичете — Южный Ергалах) за 1981 — 1984 гг. / *О. Н. Симонов, А. С. Бетту, М. В. Ворошилов* и др. ОФ Норильской КГРЭ, Норильск, 1984.

231. Отчет о проведении общих поисков сульфидных медно-никелевых руд в центральной части Норильской мульды (площадь Южного и Дудинского Ергалаха) в 1978 — 1981 гг. /А. Б. Душаткин, А. С. Бетту, В. В. Самусенко и др. ОФ Норильской КГРЭ, Норильск, 1981.

232. Отчет о проведении общих поисковых работ на медно-никелевые руды в центральной части Хараелахской мульды за 1983—1984 гг. /В. В. Самусенко, К. М. Чехович, Г. Т. Стифеева и др. ОФ Норильской КГРЭ, Норильск, 1984.

233. Отчет о проведении поисков залежей богатых медно-никелевых руд на Тулаек-Таской площади за 1986—1988 гг. /А. В. Мартынов, Л. В. Макеева, О.Н. Симонов и др. ОФ Норильской КГРЭ, Норильск, 1988.

234. Отчет о проведении поисков медно-никелевых руд на Нералахской площади за 1984—1988 гг. /А. А. Богатырев, Е. Ф. Бебях, Б. В. Россихин и др. ОФ Норильской КГРЭ, Норильск, 1988.

235. Отчет о результатах высокоточной аэромагнитной съемки масштаба 1:100 000 в районе нижнего течения р. Енисей (Дудинская площадь). //Е. Г. Лапина, С. В. Латин, Я. Г. Голованова и др. ОФ «Енисейгеофизика», Поваровка, 1985.

236. Отчет о результатах общих поисков медно-никелевых месторождений в Норильском промышленном районе методом МОВЗ—ГСЗ в 1981 — 1984 гг. /В. С. Голубков, Г. И. Аветисов, В. К. Кербиц и др. ОФ «ВНИИОкеангеология». Л. — Норильск, 1984.

237. Отчет о результатах общих поисковых работ в пределах Иконо-Тальминской площади за 1975—1976 гг. Листы R-45-XXIII, R-46-XIII /О. А. Дюжигов, В. А. Федоренко, В. И. Демидович и др. ОФ Норильской КГРЭ, Норильск, 1976.

238. Отчет о результатах общих поисковых работ в пределах северо-западных бортов Хараелахской и Вологочанской трапповых мульд за 1976—1979 гг. /В. В. Елисеев, В. А. Федоренко, В. В. Гончаренко и др. ОФ Норильской КГРЭ, Норильск, 1979.

239. Отчет о результатах поисков залежей богатых медно-никелевых руд на Кумгинской площади за 1986—1988 гг. /Е. В. Кузнецов, В. М. Лосев, А. А. Бондаренко и др. ОФ Норильской КГРЭ, Норильск, 1989.

240. Отчет о результатах поисковых работ по оценке промышленных перспектив на богатые руды северных флангов месторождений Талнахского рудного узла в интервале глубин 2000—3000 м за 1983—1990 гг. /Л. М. Шадрин, В. Д. Вахрушев, В. В. Моловиченко и др. ОФ Норильской КГРЭ, Норильск, 1990.

241. Отчет о результатах работ по объекту: Опережающие геофизические исследования в пределах Хантайско-Рыбинского поднятия с целью оценки перспектив медно-никелевого оруднения. /Паверин П.Г., Онищенко А.Н., Лазарев Ф.Д., Кирплюк П.В. и др., ОФ ФГУП ВСЕГЕИ, С-Пб., 2014.

242. Отчет о результатах работ по объекту «Гидрогеологическое районирование территории Российской Федерации и подготовка схем гидрогеологической стратификации по гидрогеологическим структурам I и II порядка». Отв. исп. В.В.Куренной, С.Л. Пугач. ОАО «Центргеология». М. 2004 г. 210 с. (ФГУНПП Росгеолфонд).

243. Оценка перспектив никеленосности северо-западной окраины Тунгусской синеклизы в пределах Имангдино-Летнинской зоны. /Г. И. Кавардин, Т. К. Иванова, Г. А. Ковалева и др. ОФ «ВНИИОкеангеология», Л., 1986.

244. Поиски богатых медно-никелевых руд на Комюстахском участке (R-45-XXX) за 1987 — 1991 гг. /А. А. Богатырев, Е. А. Бебех, Л. В. Макеева и др. ОФ Норильской КГРЭ, Норильск, 1991.

245. Радько В.А. и др. Групповая геологическая съемка масштаба 1:50 000 с общими поисками и мелкомасштабным глубинным геологическим картированием на Дьянгинской и Тальми-Кумгинской площадях. Отчет Авамской геолого-съемочной партии. Норильск, 1995. Фонды ПО "Норильскгеология". Инв.№ 296, ФГУ ТФИ Норильский филиал.

246. Разработать и внедрить корреляционные литолого-стратиграфические схемы кембрия и силура Сибирской платформы и Таймыра. /А. Я. Бергер, Н. Н. Предтеченский, М. А. Минаева и др. ОФ ВСЕГЕИ, Л., 1988.

247. Результаты комплексных геолого-геохимических работ с целью поисков медно-никелевых и медных месторождений в Норильском районе и на прилегающих территории

ях. Отчет о результатах работ геолого-поисковой геохимической партии ЦАГРЭ, выполненных в 1980—1984 гг. /Д. А. Додин, И. И. Сидоров и др. ОФ «ВНИИОкеангеология», Л., 1984.

248. Результаты геолого-геохимических работ масштаба 1 : 50 000 — 1:200 000 в Игарском и Норильском рудных районах. Отчет геолого-поисковой геохимической партии по работам в пределах листов R-45-XXVIII, XXIX, XXXIV, XXXV и Q-45-II, III, VIII, IX, X. /И.И. Сидоров, С.П. Богуславский, Ю.В. Костров и др. ОФ «ВНИИОкеангеология», Л., 1990.

249. *Сапир М.Х.* Формирование тектонической структуры и газовых месторождений Енисей-Хатангского прогиба. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Л., ВНИГРИ, 1969.

250. *Ситников В.В.* и др. Отчет о результатах поисков сульфидных медно-никелевых руд на Верхне-Хараелахской площади. Норильск, 1998. Инв. № 422, ФГУ ТФИ Норильский филиал.

251. *Снисар С.Г.* и др. Геохимическая съёмка масштаба 1:200 000 Норильского рудного района в 1988-1994 гг. НКГРЭ, 1994 г. Инв. № 267 ФГУ ТФИ Норильский филиал.

252. *Соколов В.Н.* и др. Отчет о результатах поисков дифференцированных интрузий и связанного с ними промышленного медно-никелевого оруденения на нижних структурных горизонтах Талнахского рудного узла за 1988-95 гг. ЗКГР, 1995. Инв. № 295 ФГУ ТФИ Норильский филиал.

253. *Соколов В.Н., Ерыкалов С.П.* и др. Отчет о результатах поисков сульфидных медно-никелевых руд на Восточно-Талнахской площади в 1993-2001 гг. ПО НГ, 2001. Инв. № 1056 ФГУ ТФИ Норильский филиал.

254. Составить палеотектонические реконструкции для основных рудоконтролирующих этажей Игаро-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. /Л. Г. Маймина, В. И. Драгунов, Е. В. Туганова и др. ОФ ВСЕГЕИ, Л., 1991.

255. Стратиграфия пермских и триасовых вулканогенных образований Норильско-Хараелахского района. //Нагайцева Н. Н., Ленькин Е. Н., Дюжиков О. А. ОФ «ВНИИОкеангеология», Л., 1973.

256. Структурно-фациальный анализ вулканогенных образований Норильского района в связи с поисками медно-никелевых руд. Отчет за 1976—1978 гг. /В. А. Федоренко, О. А. Дюжиков и др. ОФ Норильской КГРЭ, Норильск, 1978.

257. *Тарасов А.В., Петров О.В.* Анализ структурных факторов контроля рудоносных интрузий Талнахского, Южно-Норильского, Тальминского рудных узлов в связи с прогнозом глубоко залегающих сплошных руд. Фонды ППП «Норильскгеология», 1987. Инв. № 955 ФГУ ТФИ Норильский филиал.

258. *Тетерюк В.А.* и др. Поиски сульфидных медно-никелевых руд на Микчандинской площади. (Отчет о результатах работ за 2003-2009 гг.). Талнах, 2009. ФГУ ТФИ.

259. *Туганова Е. В., Гринсон А. С, Малич Н. С.* Обоснование места и глубины заложения Норильской глубокой скважины. ОФ ВСЕГЕИ, Л., 1986.

260. Уточнение количественной оценки ресурсов нефти, газа и конденсата НПП Сибирской платформы по состоянию изученности на 01.01.2009 г. Отчет по договору с ФГУП «ВНИГНИ» от 19.02.2010 г. № ПС-03-34/22, ФГУП «СНИИГГИМС», *Старосельцев В.С., Герт А.А.* Новосибирск, 2012г.

261. *Хоменко В. М.* Результаты разведки и оценки эксплуатационных запасов лечебных минеральных подземных вод Вальковского месторождения (Правобережный участок) по состоянию на 1.04.1992 г. ОФ Норильской КГРЭ, Норильск, 1992.

262. *Чехович К.М. Наумов А.Г. Яраханова Н.Р.* Обобщение и анализ материалов геофизических работ с созданием первой очереди банка геолого-геофизических данных Норильского района за 1997-2000 гг., 2000 г. Инв. № 468, ФГУ ТФИ Норильский филиал.

263. *Шадрин А.М. Федоренко В.А.* Выявление апофиз дифференцированных интрузий Норильского района с целью поисков никеленосных массивов и их ветвей, перспективных на богатые руды. НКГРЭ, Норильск, 1986. ФГУ ТФИ.

264. *Шедько К.П., Цибульский А.А.* Групповая геологическая съемка м-ба 1:50 000 с общими поисками на Южно-Норильской площади. Отчет за 1987-1994 гг. Листы R-45-105-Г; 106-В; -117-Б, В, Г; 118-А, В; -129-А. НКГРЭ, 1994. Инв.№ 268, ФГУ ТФИ Норильский филиал.

265. *Шедько К.П.* и др. Информационный отчет о результатах незавершенных работ по объекту «Групповая геологическая съемка масштаба 1:50000 с общими поисками, мелко-масштабное глубинное геологическое картирование на Северо-Вологодчанской площади за 1998-2002 гг. Талнах, 2002. Инв. 1075, ФГУ ТФИ Норильский филиал.

**СПИСОК СТРАТОТИПОВ, ПЕТРОТИПОВ, ОПОРНЫХ ОБНАЖЕНИЙ, СКВАЖИН,
ПОКАЗАННЫХ НА ГК**

Номер по карте	Характеристика объекта	Номер источника по списку литературы, авторский номер объекта
1 I-1	Скважина (3131м) вскрывает разрез верхнего триаса, юры и мела	[43] скв. Глч-1
2 I-1	Скважина (2278м) вскрывает разрез верхней юры и мела	[43] скв. Хб-1
1 III-2	Скважина (2660м) вскрывает разрез верхней юры и мела	[43] скв. Оз-6
2 III-2	Скважина (2653м) вскрывает разрез верхней юры и мела	[43] скв. Оз-5
1 III-5	Скважина (1280м) вскрывает разрез карбона (серебрянская, ханельберинская свиты), перми, девона (фокинская, мантуровская свиты), интрузивов габбро-долеритов раннего триаса.	[186, 207] скв. Ар-125
1 III-6	Скважина (380м) вскрывает разрез перми (ивакинская, кайерканская, шмидтинская, далдыканская свиты), девона (каларгонская свита), интрузивов долеритов раннего триаса.	[186, 207] скв. ТК-42
2 III-6	Скважина (291,1м) вскрывает разрез девона (мантуровская свита), интрузивов габбро-долеритов раннего триаса.	[186, 207] скв. ТК-65
3 III-6	Скважина (999,8м) вскрывает разрез перми (ивакинская, амбарнинская, кайерканская свиты), карбона, девона (каларгонская, нахохозская, юктинская, мантуровская свиты), интрузивов габбро-долеритов раннего триаса.	[186, 207] скв. Ар-105
4 III-6	Скважина (1300м) вскрывает разрез карбона, перми, девона (каларгонская свита), девона (мантуровская свита), интрузивов долеритов раннего триаса.	[186, 207] скв. Ар-127
5 III-6	Стратотип кумгинской свиты	[186, 207]
1 IV-1	Стратотипы сиговской, малохетской, яковлевской свит, вскрытые скважиной (1700м)	[44] скв. Млх-1
2 IV-1	Стратотипы нижнехетской, сухоудинской свит вскрытые скважиной (2507м)	[44] Млх-10
1 IV-2	Стратотип насоновской свиты	[44]
2 IV-2	Стратотип долганской свиты, вскрытый скважиной (2750м)	[44] скв. Длг-1
1 IV-3	Скважина (1328,3м) вскрывает разрез мела, юры, девона (мантуровская, разведочнинская свиты), интрузивов габбро-долеритов раннего триаса.	[186, 207] скв. ССВ-18
2 IV-3	Скважина (1702м) вскрывает разрез юры, карбона (тундринская, серебрянская, ханельберинская свиты), девона (каларгонская свита), интрузивов габбро-долеритов раннего триаса.	[186, 207] скв. ССВ-17
3 IV-3	Скважина (1415,4м) вскрывает разрез мела, перми (ивакинская свита), карбона (тундринская,	[186, 207] скв. ССВ-7

Номер по карте	Характеристика объекта	Номер источника по списку литературы, авторский номер объекта
	ханельберинская свиты), девона (фокинская свита), интрузивов габбро-долеритов раннего триаса.	
4 IV-3	Скважина (658м) вскрывает разрез мела, юры, силура (макусская, хюктинская свиты), интрузивов долеритов раннего триаса.	[186, 207] скв. ССВ-23
5 IV-3	Скважина (2010,6м) вскрывает разрез мела, нижнего триаса (моранговская, надеждинская, хаканчанская, гудчихинская, сыверминская свиты), верхней перми (ивакинская свита), девона (фокинская свита), интрузивов долеритов раннего триаса.	[186, 207] скв. ССВ-6
6 IV-3	Скважина (620,0м) вскрывает разрез мела, юры, девона (мантуровская, разведочнинская свиты), интрузивов долеритов раннего триаса.	[186, 207] скв. ВГ-23
7 IV-3	Скважина (1115м) вскрывает разрез мела, нижнего триаса (надеждинская, гудчихинская, сыверминская свиты), перми (ивакинская свита), девона (фокинская свита), интрузивов габбро-долеритов раннего триаса.	[186, 207] скв. ВГ-8
8 IV-3	Скважина (1260,3м) вскрывает разрез мела, девона (накохозская, юктинская, мантуровская, разведочнинская, курейская, зубовская свиты), интрузивов габбро-долеритов раннего триаса.	[186, 207] скв. ВГ-19
9 IV-3	Скважина (2062,5м) вскрывает разрез юры, нижнего триаса (моронговская, надеждинская, гудчихинская свиты), карбона (тундринская, серебрянская, ханельберинская свиты), девона (фокинская, накохозская свиты) интрузивов габбро-долеритов раннего триаса.	[186, 207] скв. ВГ-26
1 IV-4	Скважина (1000м) вскрывает разрез карбона (ханельберинская свита), девона (фокинская, каларгонская свиты), интрузивов долеритов раннего триаса.	[186, 207] скв. Ар-158
2 IV-4	Скважина (1000м) вскрывает разрез перми, карбона, (тундринская, серебрянская, ханельберинская свиты), девона (фокинская свита), интрузивов долеритов раннего триаса.	[186, 207] скв. Ар-159
3 IV-4	Скважина (1000м) вскрывает разрез девона (фокинская, каларгонская, накохозская, юктинская свиты), интрузивов долеритов раннего триаса.	[186, 207] скв. Ар-155
4 IV-4	Скважина (664м) вскрывает разрез перми (ивакинская, далдыканская свита) карбона, девона (фокинская свита).	[186, 207] скв. П-31
5 IV-4	Скважина (1742м) вскрывает разрез юры, нижнего триаса (моранговская, надеждинская, хаканчанская, гудчихинская), девона (фокинская, каларгонская свита) интрузивов габбро-долеритов раннего триаса.	[186, 207] скв. ССВ-4
6 IV-4	Скважина (1920,3м) вскрывает разрез нижнего триаса (мокулаевская, моронговская, надеждинская, хаканчанская, гудчихинская, сывер-	[186, 207] скв. ВСП-1

Номер по карте	Характеристика объекта	Номер источника по списку литературы, авторский номер объекта
	минская свиты), перми (ивакинская свита), карбона (ханельберинская свита), девона (фокинская свита), интрузивов габбро-долеритов раннего триаса.	
7 IV-4	Скважина (2200,1м) вскрывает разрез нижнего триаса (мокулаевская, моронговская, надежинская, хақанчанская, гудчихинская, сыверминская свиты), перми, карбона, девона (фокинская, кларгонская, накахозкая, мантуровская, разведочнинская свиты), интрузивов долеритов раннего триаса.	[186, 207] скв. ВГ-38
8 IV-4	Скважина (2214,7м) вскрывает разрез нижнего триаса (моронговская, надежинская, хақанчанская, гудчихинская, сыверминская свиты), перми (амбарнинская, кайерканская свиты), карбона (тундринская, серебрянская, ханельберинская свиты), девона (фокинская, накахозкая, юктинская, мантуровская свиты), интрузивов габбро-долеритов раннего триаса.	[186, 207] скв. ВГ-34
9 IV-4	Скважина (1602,4м) вскрывает разрез нижнего триаса (гудчихинская, сыверминская), перми (ивакинская), карбона, девона (накахозкая, юктинская, мантуровская, разведочнинская, курейская, зубовская, хребтовская, ямпахтинская свиты), силура (макусская свита), интрузивов габбро-долеритов раннего-среднего триаса.	[186, 207] скв. НВ-10
10 IV-4	Петротип норильского комплекса (горозубовского типа)	[186, 207]
11 IV-4	Скважина (1744м) вскрывает разрез нижнего триаса (мокулаевская, моронговская, надежинская, хақанчанская, гудчихинская свиты), девона (юктинская, мантуровская, разведочнинская свиты), интрузивов габбро-долеритов раннего триаса.	[186, 207] скв. ВГ-21
12 IV-4	Скважина (822,3м) вскрывает разрез нижнего триаса (мокулаевская, моронгоавская, надежинская свиты), интрузивов габбро-долеритов раннего триаса.	[186, 207] скв. БГ-1
13 IV-4	Скважина (2022,2м) вскрывает разрез нижнего триаса (моронговская, надежинская, хақанчанская, гудчихинская свиты), девона (фокинская, накахозкая, юктинская, мантуровская, разведочнинская, курейская, зубовская, хребтовская, ямпахтинская свиты), силура (макусская, хюктинская свиты), интрузивов габбро-долеритов раннего триаса.	[186, 207] скв. ВГ-17
1 IV-5	Скважина (1310,5м) вскрывает разрез нижнего триаса (сыверминская свита, перми (ивакинская, кайерканская свиты) карбона (тундринская свита), интрузивов габбро-долеритов раннего триаса.	[186, 207] скв. ВП-124
2 IV-5	Стратотипы мокулаевской, хараелахской свит	[186, 207]
3 IV-5	Скважина (2621,7м) вскрывает разрез нижнего	[186, 207] скв. ВХ-6

Номер по карте	Характеристика объекта	Номер источника по списку литературы, авторский номер объекта
	триаса (мокулаевская, моранговская, надеждинская, гудчихинская, сыверминская свиты), перми (ивакинская свита), карбона, девона (мантуровская, зубовская, хребтовская, ямпахтинская свиты), интрузивов габбро-долеритов раннего триаса.	
4 IV-5	Скважина (1350м) вскрывает разрез нижнего триаса (моронговская, сыверминская свиты), перми (ивакинская, кайерканская, шмидтинская, далдыканская свиты), карбона, девона (фокинская, нахохозкая, юктинская, мантуровская, разведочнинская, курейская, зубовская свиты), верхнего силура, интрузивов габбро-долеритов раннего триаса.	[186, 207] скв. КЗ-1107
5 IV-5	Скважина (1511м) вскрывает разрез нижнего триаса (надеждинская, гудчихинская, сыверминская свиты), перми (ивакинская свита, карбона, девона (курейская, зубовская свиты), интрузивов габбро-долеритов раннего триаса.	[186, 207] скв. СВ-38
6 IV-5	Скважина (998,8м) вскрывает разрез карбона перми, девона (нахохозкая, мантуровская, разведочнинская, курейская, зубовская свиты), верхнего силура, интрузивов габбро-долеритов раннего триаса.	[186, 207] скв. КЗ-584
7 IV-5	Скважина (1017м) вскрывает разрез нижнего триаса (гудчихинская, сыверминская свиты), перми (ивакинская свита), карбона, девона (разведочнинская, курейская, зубовская свиты), интрузивов габбро-долеритов раннего триаса.	[186, 207] скв. КС-6
8 IV-5	Скважина (391м) вскрывает разрез девона (нахохозкая, юктинская, мантуровская свиты), интрузивов габбро-долеритов раннего триаса.	[186, 207] скв. АР-3
9 IV-5	Скважина (1302,7м) вскрывает разрез нижнего триаса (надеждинская, туклонская, гудчихинская, сыверминская свиты), перми (ивакинская, кайерканская, шмидтинская, далдыканская свиты), карбона девона (курейская, зубовская свиты), верхнего силура, интрузивов габбро-долеритов раннего триаса.	[186, 207] скв. Т-134
10 IV-5	Стратотипы таликитской, постничной, ямпахтинской, хребтовской свит	[186, 207] скв. СП-21
11 IV-5	Скважина (3260м) вскрывает опорный разрез нижнего силура, чамбинской, таликитской, омнутахской и хюктинской свит.	[186, 207] скв. ЮПс1
1 IV-6	Скважина (1118м) вскрывает разрез нижнего триаса (туклонская, хаканчанская, гудчихинская, сыверминская свиты), перми ивакинская, кайерканская свиты), нижнего девона (зубовская, хребтовская, ямпахтинская свиты), верхнего силура, интрузивов долеритов раннего триаса.	[186, 207] скв. МД-38
2 IV-6	Скважина (1100м) вскрывает разрез нижнего триаса (надеждинская, туклонская, хаканчанская, гудчихинская, сыверминская свиты), пер-	[186, 207] скв. МД-27

Номер по карте	Характеристика объекта	Номер источника по списку литературы, авторский номер объекта
	ми (ивакинская, амбарнинская, кайерканская, шмидчинская свиты), девона (хребтовская, ямпахтинская свиты), силура (макусская, хюктинская, омнухтахская, таликитская свиты), интрузивов долеритов раннего триаса.	
3 IV-6	Скважина (1450м) вскрывает разрез нижнего триаса (сыверминская свита), перми (ивакинская, амбарнинская, кайерканская свиты), девона (хребтовская, ямпахтинская свиты), силура (макусская, хюктинская, омнухтахская свиты), интрузивов долеритов раннего триаса.	[186, 207] скв. МД-26
1 V-3	Скважина (405,7м) вскрывает разрез верхнего девона (накахозская свита)	[186, 207] скв. БГ-8
2 V-3	Скважина (1521,8м) вскрывает разрез девона (юктинская, мантуровская, разведочнинская свиты), интрузивов габбро-долеритов раннего триаса.	[186, 207] скв. ЮЕ-13
1 V-4	Скважина (1630м) вскрывает разрез нижнего триаса (наездиская, гудчихинская, сыверминская свиты), перми (ивакинская, кайерканская свиты), карбона, девона юктинская, мантуровская, разведочнинская, курейская, зубовская свиты), интрузивов габбро-долеритов раннего триаса.	[186, 207] скв. НП-31
2 V-4	Скважина (1007,6м) вскрывает разрез нижнего триаса (гудчихинская, сыверминская свиты), перми (ивакинская, кайерканская, шмидтинская, далдыканская свиты), карбона, девона, интрузивов долеритов раннего триаса.	[186, 207] скв. ДС-42
3 V-4	Скважина (1880м) вскрывает разрез нижнего триаса (мокулаевская, моронговская, надединская, туклонская, хаканчанская, гудчихинская, сыверминская свиты), перми (ивакинская свита), карбона, девона (разведочнинская свита), интрузивов долеритов раннего триаса.	[186, 207] скв. ПЕ-41
4 V-4	петротип моронговского комплекса	[186, 207]
5 V-4	Скважина (2012м) вскрывает разрез нижнего триаса (мокулаевская, моронговская, надединская, туклонская, гудчихинская, сыверминская свиты), перми (ивакинская свита), карбона девона (юктинская, мантуровская, разведочнинская, курейская свиты) интрузивов долеритов раннего триаса.	[186, 207] скв. ПЕ-93
6 V-4	Скважина (148м) вскрывает разрез верхнего девона (фокинская свита), интрузивов долеритов раннего триаса.	[186, 207] скв. Ф-128
7 V-4	Стратотипы ханельбиринской, серебрянской, тундринской свит	[186, 207]
8 V-4	Стратотип фокинской свиты	[186, 207]
9 V-4	Скважина (2178,2м) вскрывает разрез нижнего триаса (хаканчанская, гудчихинская, сыверминская свиты), перми (ивакинская свита), карбона,	[186, 207] скв. Ф-222

Номер по карте	Характеристика объекта	Номер источника по списку литературы, авторский номер объекта
	девона накахозкая, юктинская, мантуровская, разведочнинская, курейская, зубовская свиты), интрузивов габбро-долеритов раннего триаса.	
10 V-4	Скважина (714м) вскрывает разрез нижнего триаса (гудчихинская, сыверминская свиты), перми (ивакинская, кайерканская, далдыканская свиты), силура.	[186, 207] скв. Ф-45
1 V-5	Петротип норильского комплекса (норильско-талнахский тип)	[186, 207]
2 V-5	Скважина (2105,4м) вскрывает разрез перми (ивакинская свита), карбона, девона (мантуровская, разведочнинская, курейская, зубовская, хребтовская, ямпахтинская свиты), силура (макусская, хюктинская, омнухтахская, таликитская, чамбинская свиты), ордовика (загорнинская, амарканская, ангирская, гурагирская, ильтыкская свиты), интрузивов габбро-долеритов раннего триаса.	[186, 207] скв. НГ-11
3 V-5	Скважина (1271м) вскрывает разрез нижнего триаса (гудчихинская, сыверминская свиты), перми (ивакинская, кайерканская, далдыканская свиты), девона (мантуровская, курейская, зубовская свиты), верхнего силура, интрузивов габбро-долеритов раннего триаса.	[186, 207] скв. НП-3
4 V-5	Стратотипы макусской, зубовской свит	[186, 207]
5 V-5	Стратотипы омнухтахской, хюктинской свит	[186, 207]
6 V-5	Опорный разрез краснопрожской свиты	[127, 186, 207] скв. ГР-13
7 V-5	Стратотипы гремякинской, полбанской свит	[16, 31, 186, 207] скв. ГР-15
8 V-5	Скважина (1233м) вскрывает разрез нижнего триаса (надеждинская, туклонская, гудчихинская, сыверминская свиты), перми (ивакинская свита), карбона, силура, интрузивов долеритов раннего триаса.	[186, 207] скв. ПЕ-17
9 V-5	Скважина (1220м) вскрывает разрез нижнего триаса (надеждинская, туклонская, гудчихинская, сыверминская свиты), перми (ивакинская свита), карбона, интрузивов габбро-долеритов раннего триаса. Опорный разрез ордовика (уйгурская, ильтыкская, гурагирская, ангирская, амарканская, загорнинская свиты).	[186, 207] скв. ЮП-1
10 V-5	Стратотип чопкинской свиты	[186, 207]
11 V-5	Стратотип тукаландинской свиты	[186, 207]
12 V-5	Скважина (1271м) вскрывает разрез нижнего триаса мокулаевская, моронговская, надеждинская, туклонская, гудчихинская, сыверминская свиты), перми, карбона, верхнего кембрия (чопкинская свита), интрузивов габбро-долеритов раннего триаса.	[186, 207] скв. ЮП-7
13 V-5	Скважина (1256,2м) вскрывает разрез нижнего надеждинская, хақанчанская свиты), перми	[186, 207] скв. ЮП-9

Номер по карте	Характеристика объекта	Номер источника по списку литературы, авторский номер объекта
	(ивакинская свита, далдыканская), карбона, нижнего ордовика (ильтыкская, уйгурская свиты), интрузивов габбро-долеритов раннего триаса.	
1 V-6	Стратотип рыбнинской толщи, вскрытый скважиной (1645м)	[186, 207] скв. ГР-Р-1
2 V-6	Стратотип полбанской свиты	[186, 207] скв. ГР-19
3 V-6	Скважина (1552,5м) вскрывает разрез перми (ивакинская, кайерканская свиты), карбона (ханельберинская свита), девона (фокинская, каларгонская, накахозская, юктинская, мантуровская, курейская, зубовская, хребтовская, ямпахтинская свиты), верхнего силура, интрузивов долеритов раннего триаса.	[186, 207] скв. НМ-3
4 V-6	Скважина (1550м) вскрывает разрез нижнего триаса (сыверминская свита), перми (ивакинская, амбарнинская, кайерканская свиты), карбона (ханельберинская свита), девона (фокинская, каларгонская, накахозская, юктинская, мантуровская свиты, интрузивов долеритов раннего триаса.	[186, 207] скв. НМ-5
5 V-6	Скважина (1800м) вскрывает разрез нижнего триаса (туклонская, хақанчанская, сыверминская свиты), перми (ивакинская, амбарнинская, кайерканская свиты), карбона (ханельберинская свита), девона (фокинская, каларгонская, накахозская, юктинская свиты), интрузивов долеритов раннего триаса.	[186, 207] скв. НМ-6
1 VI-1	стратотип кетпарской свиты	[43, 44]
1 VI-4	Скважина (1436м) вскрывает разрез перми, карбона, девона (юктинская, мантуровская, курейская, зубовская, хребтовская, ямпахтинская свиты), верхнего силура (макуская свита), интрузивов габбро-долеритов раннего триаса.	[186, 207] скв. Ф-233
2 VI-4	Скважина (1330м) вскрывает разрез перми, карбона, девона (хребтовская, ямпахтинская свиты, силура (макуская, хюктинская, омнутахская, таликитская, чамбинская свиты), интрузивов долеритов раннего триаса.	[186, 207] скв. Ф-239
1 VI-5	Скважина (1572,7м) вскрывает разрез перми, карбона, ордовика (загорнинская, амарканская, ангорская, гурагирская, ильтыкская, уйгурская свиты), интрузивов габбро-долеритов раннего триаса.	[186, 207] скв. ЮП-10
2 VI-5	стратотипы лабазной, орактинской, колюмбинской свит	[186, 44]

СПИСОК ПУНКТОВ, ДЛЯ КОТОРЫХ ИМЕЮТСЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТА ПОРОД И МИНЕРАЛОВ

Номер по карте	Наименование геологического подразделения	Метод определения	Возраст млн лет	Номер источника по списку литературы, авторский номер пункта
1-IV-5	Норильский комплекс (норильско-талнахский тип интрузий)	Pb/U (SIMS SHRIMP)	251.6 ±2.5	[241] Скв. ЗФ-18
2-IV-5	Норильский комплекс (норильско-талнахский тип интрузий)	Pb/U Pb/Pb (SIMS SHRIMP)	251.4 ±1.9 250.1 ±1	[241] Скв. РТ-2
3-IV-5	Базальт съверминская свита	Pb/U, Pb/Pb (SIMS SHRIMP)	241.4 ±2.4 – 261.3 ±5.0; 243,0±1,9	[241] 12Н05
1-V-5	Норильский комплекс (норильско-талнахский тип интрузий)	Pb/U (SIMS SHRIMP)	259.6 ±2.7	[241] Скв. ОМ-10
2-V-5	Норильский комплекс (норильско-талнахский тип интрузий)	Pb/Pb (SIMS SHRIMP)	250.3 ±1.1	[241] 12Н19

Указатель месторождений и проявлений к карте полезных ископаемых

Индекс квадрата	Номер объекта	Полезное ископаемое	Название объекта и промышленная освоенность
I-1	1	газ	ХАБЕЙСКОЕ ММ
I-4	1	газ	р.Агапа П
I-5	1	глины кирпичные	р.Агапа МС
I-5	2	глины кирпичные	р.Агапа ММ
I-5	3	глины кирпичные	р.Агапа МС
I-5	4	глины кирпичные	р.Агапа ММ
I-5	5	песок	р.Янгода ММ
I-5	6	газ	5,5км от устья р.Янгода П
II-1	1	нефть	БАЙКАЛОВСКОЕ ММ
II-5	1	газ	ДЖАНГОДСКОЕ ММ
II-5	2	фосфорит	р. Янгода П
II-5	3	газ	р.Янгода П
II-5	4	фосфорит	р. Янгода П
II-5	5	фосфорит	р. Янгода П
II-5	6	фосфорит	р. Янгода П
II-6	1	песок-гравий	р.Сигиктах ММ
II-6	2	минерально- лечебные воды бром	у р.Дудыпта,СКВ.1 Рассохинская площадь П
III-1	1	нефть	ПАЙАХСКОЕ ММ
III-2	1	газ.газоконденсат	ОЗЕРНОЕ ММ
III-5	1	уголь каменный	ТАЛОВСКОЕ МС
III-5	2	уголь каменный	р.Таловая СКВ.Ар-134 П
III-6	1	медь,никель,кобальт,платиноиды	СКВ.ТК-71 р.Икэн П
III-6	2	медь,никель,кобальт,платиноиды	Клюкв.СКВ.Ар-106, Ар-17 П
III-6	3	уголь каменный	р.Икэн СКВ.Ар-17 П
III-6	4	медь,никель,кобальт,платиноиды	СКВ.ТК-17 р.Икэн П
III-6	5	уголь бурый	р.Кумга П
III-6	6	медь,никель,кобальт,платиноиды	СКВ.Ар-112 р.Икэн П
III-6	7	медь,никель,кобальт,платиноиды	СКВ.ТК-16р.Икэн П
III-6	8	медь,никель,кобальт,платиноиды	СКВ.Ар-105 П
III-6	9	самородная медь,серебро	р.Мунгнэ П
III-6	10	медь,никель,кобальт,платиноиды	Ар-5,16 ТЛ-6 Тальминское П
III-6	11	уголь каменный	р.Икэн СКВ.Ар-105 П
III-6	12	кварц оптический	междуречье р.р.Икон-Кумга ПМ
III-6	13	медь,никель,кобальт,платиноиды	СКВ.ТК-18 р.Икэн П
III-6	14	самородная медь,серебро	оз.Могильное П
III-6	15	медь,никель,кобальт,платиноиды	СКВ.Ар-126 П
III-6	16	медь,никель,кобальт,платиноиды	р.Тальми П
III-6	17	соли натриевые	СКВ.АР-127, р.р.Тальми- Кумга МС
III-6	18	медь,никель,кобальт,платиноиды-	Ар109,122,137, р.Кумга П
III-6	19	уголь каменный	р.Икэн, СКВ.Ар-109 П
III-6	20	кварц оптический	р.Кумга, ПМ
III-6	21	медь,никель,кобальт,платиноиды	ск.ТЛ-4,ТК-13, р.Ср.Тальми П
III-6	22	самородная медь,серебро	руч.Няаке, р.Кумга П
III-6	23	кварц оптический	р.Тальми ПМ
III-6	24	самородная медь,серебро	р.Кумга П

Индекс квадрата	Номер объекта	Полезное ископаемое	Название объекта и промышленная освоенность
III-6	25	самородная медь, серебро	р. Тальми П
III-6	26	кварц оптический	р. Тальми ПМ
III-6	27	самородная медь, серебро	р. Тальми, о. М. Хенюлях П
IV-1	1	газ	левый берег р. Енисей, СКВ 90К П
IV-1	2	уголь бурый	СКВ. 1-Р П
IV-1	3	газ	СКВ. Р-1 Усть-Енисейский Порт П
IV-1	4	нефть	25 СКВ р. М. Хета П
IV-1	5	газ	группа СКВ., р. М. Хета П
IV-1	6	глины кирпичные	карьер у СКВ. 3-Р ММ
IV-1	7	уголь бурый	р. М. Хета 10 СКВ. серии К, П
IV-1	8	газ	НИЖНЕХЕТСКО Е (П)
IV-2	1	уголь бурый	СКВ. 113-К П
IV-2	2	термальные воды	СКВ. 2 р. С. Дудинка, П
IV-2	3	уголь бурый	правый берег р. Енисей, СКВ. 106-108-К П
IV-2	4	газ	левый берег р. Енисей, Точ ино СКВ102 П
IV-2	5	уголь бурый	левый берег р. Енисей СКВ. 99-100-К П
IV-2	6	газ	левый берег р. Енисей, Точ ино СКВ. 94К П
IV-2	7	термальные воды	низ. р. М. Хета, СКВ. Р-2 П
IV-2	8	нефть	СКВ 115-К П
IV-2	9	уголь бурый	СКВ. 116-К П
IV-3	1	титан	руч. Левинский, погреб. росс. П
IV-3	2	песок	Южно-Левинское МС
IV-3	3	песок	р. Дуромой ММ
IV-3	4	песок	р. Косая ММ
IV-3	5	песок	Пшеничный Ручей МС
IV-3	6	песок	г. Дудинка ММ
IV-3	7	песок	р. Ямная ММ
IV-3	8	нефть	СКВ С-12 П
IV-3	9	газ	р. Косая, СКВ. С-11 П
IV-3	10	газ	разъезд Тундра, СКВ С-12 П
IV-3	11	песок	14-й км ж/д ММ
IV-3	12	газ	платформа 32-й км СКВ БГ-2 П
IV-3	13	нефть	СКВ С-10 П
IV-3	14	песок	остров Кабацкий ММ
IV-3	15	медь, никель, кобальт, платиноиды	к В от п. Боганидка СКВ. БГ-2 П
IV-3	16	медь, никель, кобальт, платиноиды	к В от п. Боганидка СКВ. С-10 П
IV-3	17	песок	оз. Боганидское ММ
IV-3	18	медь, молибден, вольфрам	БОЛГОХТОХСКО Е (МС)
IV-4	1	известняк	р. Джангы ММ
IV-4	2	уголь каменный	восточный берег оз. Пясино СКВ Т-151 П
IV-4	3	соли натриевые	СКВ П-9 П
IV-4	4	песок	ММ
IV-4	5	медь, никель, кобальт, цинк, свинец	СКВ. П1, 2, 3, 5 правый берег Пясино П
IV-4	6	известняк	Восточный берег оз. Пясино ММ
IV-4	7	глины кирпичные	зап. бер. оз. Пясино ММ
IV-4	8	уголь каменный	руч. Сульфидный СКВ П-5 П

Индекс квадрата	Номер объекта	Полезное ископаемое	Название объекта и промышленная освоенность
IV-4	9	уголь каменный	руч.Глинистый СКВ П-4 П
IV-4	10	песок-гравий	ММ
IV-4	11	целестин барит	Восточный берег оз.Пясино СКВ.Т-175П
IV-4	12	уголь каменный	Восточный берег оз.Пясино СКВ Т-175 П
IV-4	13	медь,никель,кобальт,цинк,свинец	СКВ.П-25,30,31 З-Пясн. П
IV-4	14	песок	ММ
IV-4	15	уголь каменный	Восточный берег оз.Пясино СКВ Т- 184 П
IV-4	16	соли натриевые	СКВ Т-183, П
IV-4	17	целестин барит	восточный берегоз.пясино СКВ.Т-183 П
IV-4	18	песок-гравий	ММ
IV-4	19	уголь каменный	западный берег оз.Пясино СКВ П-23 П
IV-4	20	песок-гравий	ММ
IV-4	21	уголь каменный	западный берегоз.Пясино СКВ П-29 П
IV-4	22	уголь каменный	восточный берегоз.Пясино СКВ П-35,38 П
IV-4	23	газ	оз.Пясино СКВ Н-8 П
IV-4	24	медь,никель,кобальт,платиноиды	СКВ.П-45, Н-8 П
IV-4	25	газ	южный берегоз.Пясино СКВ Н-7 П
IV-4	26	медь,никель,кобальт,платиноиды	ВОЛОГОЧАНСКОЕ МС скв ОВ-32
IV-4	27	глины кирпичные	р.Вологочан ММ
IV-4	28	глины кирпичные	р.Ямная ММ
IV-4	29	торф	истоки р.Вологочан ММ
IV-4	30	медь,никель,кобальт,платиноиды	р.Вологочан.,СКВ АС-10,27,8П
IV-4	31	основные породы	р.Болгохтох, оз.Алыкель МС
IV-4	32	торф	61-й км ж/д ММ
IV-4	33	известняк	АМБАРНИНСКОЕ МК
IV-4	34	доломит	АМБАРНИНСКОЕ МК
IV-4	35	нефть	СКВ Н-4 П
IV-4	36	песок	р.Амбарная ММ
IV-4	37	глины кирпичные	р.Амбарная ММ
IV-4	38	глины кирпичные	р.р.Амбарная ММ
IV-4	39	медь,никель,кобальт,платиноиды	р. Амбарная П
IV-4	40	песок	Далдыканское ММ
IV-4	41	минерально- лечебные воды бром	бассейн руч.Пересыхающий П
IV-4	42	доломит	ДАЛДЫКАНСКОЕ МК
IV-4	43	известняк	ДАЛДЫКАНСКОЕ МК
IV-4	44	подземные питьевые воды	бассейнр.Амбарная П
IV-4	45	мергель	Нежданинское МК
IV-4	46	торф	74-й км ж/д ММ
IV-4	47	песок-гравий	р.Болгохтох,47-й км ж/д МС
IV-4	48	нефть	СКВ БГ-14 П
IV-4	49	песок	Кайерканское ММ
IV-4	50	песок	руч.Снежный ММ
IV-4	51	песок-гравий	Алыкельское МК

Индекс квадрата	Номер объекта	Полезное ископаемое	Название объекта и промышленная освоенность
IV-4	52	уголь каменный	КАЙЕРКАНСКОЕ 1 МК
IV-4	53	кварц, кварцевый песок	КАЙЕРКАНСКОЕ МК
IV-4	54	медь, никель, кобальт, платиноиды	Гора ЗУБ-МАРКШЕЙДЕРС КАЯ МС
IV-4	55	нефть	СКВ БГ-1 П
IV-4	56	газ	ст.Алыкель СКВ БГ-1 П
IV-4	57	основные породы	Каларгон МК
IV-4	58	песок	оз.Бобер ММ
IV-4	59	известняк	КАЛАРГОНСКОЕ МК
IV-4	60	песок-гравий	р.Далдыкан ММ
IV-4	61	доломит	КАЛАРГОНСКОЕ МК
IV-4	62	песок-гравий	106 км ММ
IV-4	63	глины кирпичные(алевролит)	106 км МС
IV-5	1	альт,цинк,свинец	ист.л.прит. р.Верх.Таловая ПМ
IV-5	2	уголь каменный	р.Джангы СКВ Ар-153 П
IV-5	3	уголь каменный	восточный берегоз.Пясино СКВ Т-154 П
IV-5	4	уголь каменный	СКВ Т-177 П
IV-5	5	медь, никель, кобальт, платиноиды	СКВ.Т-206,207 Тангнарылахл П
IV-5	6	медь, никель, кобальт, платиноиды	СКВ.СП-4,7Тулаек-Таас, П
IV-5	7	уголь каменный	СКВ Т-197 и КЗ-18П
IV-5	8	медь, никель, кобальт, платиноиды	СКВ.Т-200,202 Тулаек-Таас П
IV-5	9	уголь каменный	мыс ЕЛОВЫЙ скв Т-86 (МС)
IV-5	10	медь, никель, кобальт, цинк, свинец	Верховья р.Сев.Талнах ПМ
IV-5	11	уголь каменный	СКВ Т-8, 13, 16, 68П
IV-5	12	медь, никель, кобальт, цинк, свинец	СКВ.Т-5,80 р.С.Талнах П
IV-5	13	медь, никель, кобальт, цинк, свинец	СКВ.Т-68р.Мокулай. П
IV-5	14	газ	р.Мокулай СКВ Т-70 П
IV-5	15	медь, никель, кобальт, платиноиды	Левый приток р.Мокулай ПМ
IV-5	16	минерально- лечебные воды	СКВ.Т-19 бассейн р.Лев.Мокулай П
IV-5	17	медь, никель, кобальт, цинк, свинец	р.Хараелах руч.Скалистый, ПМ
IV-5	18	основные породы	озеро ЛЕСНОЕ МК
IV-5	19	кальцит оптический	оз.Аякли ПМ
IV-5	20	медь, никель, кобальт, платиноиды	СКВ.КЗ-9, 1104, 5, 7, оз.Лесное П
IV-5	21	кальцит оптический	Томулах-1, 2 ПМ
IV-5	22	нефть	Октябрьское СКВ. Т-25 П
IV-5	23	медь, никель, кобальт, платиноиды	ОКТЯБРЬСКОЕ МК
IV-5	24	кальцит оптический	левый берег р.Хараелах ПМ
IV-5	25	медь, никель, кобальт, цинк, свинец	Истоки р.Сух.Валек ПМ
IV-5	26	медь, никель, кобальт, платиноиды	СКВ.Т-50, 53, 57, оз.ХараелахП
IV-5	27	фосфорит	Юго-восточный берег.оз.Пясино СКВ.Т-46 П
IV-5	28	асбест	Истоки р.Сух.ВалекП М
IV-5	29	медь, никель, кобальт, платиноиды	ТАЛНАХСКОЕ МК
IV-5	30	бор	проявление на Талнахском месторождении, П
IV-5	31	нефть	р.Талнах, СКВ КЗ-41 П
IV-5	32	песок-гравий	Хараелахское МК
IV-5	33	песок-гравий	руч.Лукового МК

Индекс квадрата	Номер объекта	Полезное ископаемое	Название объекта и промышленная освоенность
IV-5	34	медь, никель, кобальт, платиноиды	СКВ.КЗ-13,547,551 гряд Лесная П
IV-5	35	подземные питьевые воды	р.Талнах СКВ.КС-7,КЗ-620 М
IV-5	36	нефть	р.Талнах, СКВ КЗ-104, П
IV-5	37	нефть	р.Талнах, СКВ КЗ-392, 342 П
IV-5	38	минерально- лечебные воды	СКВ.КС-3, р.Талнах П
IV-5	39	бор	СКВ. КЗ-16,21 низовья р.Талнах П
IV-5	40	уголь каменный	ЛИСТВЯНСКО- ВАЛЬКОВСКОЕ МК
IV-5	41	минерально- лечебные воды	СКВ.ВС-10,12 ВАЛЬКОВСКОЕ МС
IV-5	42	медь, никель, кобальт, платиноиды	СКВ.ВС-7,30 правый приток р.Листвянка П
IV-5	43	минерально- лечебные воды бром	р.Щучья СКВ.Р-1
IV-5	44	глины кирпичные	Вальковское МК
IV-5	45	минерально- лечебные воды бром	Бассейн р.Валек СКВ.Т-26П
IV-5	46	минерально- лечебные воды бром	Бассейн р.Валек СКВ.Т-30П
IV-5	47	глины кирпичные	район Радиостанции МС
IV-5	48	глины кирпичные	Междуречье р.р.Купец- Щучья ММ
IV-5	49	гипс	ТИХОЗЕРСКОЕ МС
IV-5	50	торф	оз.Тихое ММ
IV-5	51	торф	подножье г.Зуб ММ
IV-5	52	гипс	ГОРОЗУБОВСКОЕ МК
IV-5	53	основные породы	долериты горы Зуб-1 МК
IV-5	54	песок	район Кирпичного завода №2 ММ
IV-5	55	глины кирпичные	Кирпичный завод №2 ММ
IV-5	56	медь, никель, кобальт, платиноиды	оз.Долгое, Горстрояское П
IV-5	57	платина	Хвостотвал-1 МК
IV-5	58	медь, никель, кобальт, платиноиды	оз.Квадратное П
IV-5	59	песок	оз.Долгое ММ
IV-6	1	самородная медь, серебро	Правый берег р.Мастах-Хала П
IV-6	2	самородная медь, серебро	Левый приток р.Мастах-Хала ПМ
IV-6	3	самородная медь, серебро	Левый борт р. Мастах-Хала ПМ
IV-6	4	самородная медь, серебро	воволораздел р. Мастах-Хала – Тальми ПМ
IV-6	5	самородная медь, серебро	Мастах-Хальское П
IV-6	6	самородная медь, серебро	водораздел р.р.Мастах-Хала-Тальми ПМ
IV-6	7	кальцит оптический	р.Нералах ПМ
IV-6	8	уголь каменный	Нералахское МС
IV-6	9	уголь каменный	Хенюляхское МС
IV-6	10	уголь каменный	Таликитское МС
IV-6	11	уголь каменный	Аяклинское МС
IV-6	12	кварц оптический	Среднее течение р.Таликит ПМ
IV-6	13	свинец	Северный склон Ламских гор ПМ
IV-6	14	минерально- лечебные воды	Северный берег оз.Мелкое СКВ.ГГ-10П
IV-6	15	медь, никель, кобальт, цинк, свинец	западный склон Ламских гор ПМ
IV-6	16	уголь каменный	В 3 кмк северо-востоку от оз.Глубокое П
V-1	1	фосфорит	СКВ.2-БХ П

Индекс квадрата	Номер объекта	Полезное ископаемое	Название объекта и промышленная освоенность
V-1	2	фосфорит	р.Бол.Хета СКВ.5- БХ П
V-1	3	фосфорит	СКВ. 3-БХ П
V-1	4	газ	СКВ.7-МХ П
V-1	5	фосфорит	р.Б.Лайда П
V-1	6	фосфорит	р.Б.Лайда СКВ.4- БХ П
V-2	1	песок	о.Середыш МС
V-3	1	торф	Грибановское ММ
V-3	2	нефть	СКВ БГ-3 П
V-3	3	нефть	СКВ БГ-6 П
V-3	4	нефть	СКВ БГ-5 П
V-3	5	нефть	СКВ БГ-8 П
V-3	6	нефть	СКВ ДП-5 П
V-3	7	медь	р.Дудинка, ПМ
V-3	8	уголь каменный	р.Дудинка П
V-3	9	медь,никель,кобальт,платиноиды	р.Дудинка, ПМ
V-3	10	медь	СКВ.ДП-6, р.Ветка П
V-3	11	железо	Веткинское, СКВ.ДП-6,7,8,Ф-33 П
V-3	12	медь,никель,кобальт,платиноиды	СКВ.ДП-15 р.Ветка П
V-3	13	уголь каменный	НИЖНЕФОКИНСКОЕ МС
V-3	14	медь,никель,кобальт,платиноиды	р.Фокина ПМ
V-4	1	медь,никель,кобальт,платиноиды	СКВ.Д-2,5,12,18 р.Далдыкан П
V-4	2	медь,никель,кобальт,платиноиды	р.Далдыкан, СКВ.Д-23,25,11 П
V-4	3	нефть	Верховья р.Далдыкан СКВ.ДС-8 П
V-4	4	уголь каменный	КАЙЕРКАНСКОЕ 2 МК
V-4	5	нефть	СКВ БГ-4 П
V-4	6	уголь каменный	Шея МК
V-4	7	нефть	Верховья р.Далдыкан СКВ.ДС-21 П
V-4	8	нефть	Верховья р.Далдыкан СКВ.ДС-18 П
V-4	9	медь,никель,кобальт,цинк,свинец	р.Амбарная ПМ
V-4	10	медь,никель,кобальт,цинк,свинец	р.Амбарная ПМ
V-4	11	уголь каменный	ДАЛДЫКАНСКОЕ МК
V-4	12	песчаник	Далдыканское МК
V-4	13	медь,никель,кобальт,платиноиды	СКВ.НП-20, верховья р.Далдыкан П
V-4	14	медь,никель,кобальт,платиноиды	СКВ.НП-14,15,16,24П
V-4	15	медь,никель,кобальт,цинк,свинец	р.Болгохтох, ПМ
V-4	16	медь,никель,кобальт,платиноиды	СКВ.НП-4, р.Быстрая, П
V-4	17	медь,никель,кобальт,платиноиды	СКВ.НП-12,13,19, П
V-4	18	нефть	СКВ С-9, р.Быстрая П
V-4	19	уголь каменный	СКВ. С-9, ДС-42 р.Быстрая П
V-4	20	свинец	р.Юж.Ергалах ПМ
V-4	21	медь,никель,кобальт,цинк,свинец	р.Юж.Ергалах ПМ
V-4	22	медь,никель,кобальт,платиноиды	СКВ.ДП-3, р.Юж.Ергалах П
V-4	23	уголь каменный	р.Южный Ергалах П
V-4	24	медь,никель,кобальт,платиноиды	руч.Туфовый ПМ
V-4	25	медь,никель,кобальт,платиноиды	г.Руинная СКВ.М-1 П
V-4	26	медь,никель,кобальт,платиноиды	г.Моронго СКВ.М-4 П
V-4	27	медь,никель,кобальт,платиноиды	г.Моронго ПМ

Индекс квадрата	Номер объекта	Полезное ископаемое	Название объекта и промышленная освоенность
V-4	28	медь, никель, кобальт, платиноиды	г. Путаная СКВ. Е-36, 37 П
V-4	29	медь, никель, кобальт, цинк, свинец	Среднее течение р. Дудинка, ПМ
V-4	30	медь, никель, кобальт, цинк, свинец	Среднее течение р. Дудинка, ПМ
V-4	31	медь, никель, кобальт, платиноиды	г. Чибичете ПМ
V-4	32	медь, никель, кобальт, платиноиды	Верховья р. Лакомукон ПМ
V-4	33	свинец	р. Ветка ПМ
V-4	34	медь, никель, кобальт, платиноиды	р. Лакомукон ПМ
V-4	35	песок-гравий	Дудинское МК
V-4	36	уголь каменный	СКВ. Ф-35, 31, 103-2, 105, 109-10П
V-4	37	медь, никель, кобальт, платиноиды	г. Пикритовая, СКВ. ДД-43П
V-4	38	медь, никель, кобальт, цинк, свинец	Средне-Дудинское, СКВ. ДД-1.5.8.11 П
V-4	39	кобальт	СКВ. ДП-10, р. Фокина П
V-4	40	цинк	р. Фокина ПМ
V-4	41	бор	р. Серебряная, ПМ
V-4	42	медь, никель, кобальт, платиноиды	р. Серебряная П
V-4	43	медь, никель, кобальт, платиноиды	р. Серебряная П
V-4	44	медь	р. Фокина ПМ
V-4	45	цинк	левый берег р. Дудинка ПМ
V-4	46	уголь каменный	ск. Ф-127, 114, 131 П
V-4	47	цинк	левый берег .р. Дудинка ПМ
V-4	48	уголь каменный	СКВ. ДД-16, 19, 39. р. Дудинка П
V-4	49	медь, никель, кобальт, платиноиды	руч. Рудный ПМ
V-4	50	уголь каменный	СКВ. ДД-38, 48 П
V-4	51	медь, никель, кобальт, платиноиды	р. Фокина, выше устья р. Серебряная, П
V-4	52	цинк	р. Дудинка, руч. Рудный ПМ
V-4	53	медь, никель, кобальт, цинк, свинец	Междуречье р.р. Ю. Далдыкан-Дудинка ПМ
V-4	54	медь, никель, кобальт, платиноиды	СКВ. Ф-47, 222П
V-4	55	уголь каменный	СКВ. Ф-47, 117. междуречье р.р. Фокина-Серебряная П
V-4	56	уголь каменный	СКВ. ДД-31-33, 45 П
V-4	57	уголь каменный	р.р. Фокина СКВ. Ф-140П
V-5	1	медь, никель, кобальт, платиноиды	СКВ. Гор-5 П
V-5	2	платина	р. Щучья, Западная окраина г. Норильска
V-5	3	уголь каменный	ГОРА ШМИДТА (Норильск-1) МС
V-5	4	каолин	руч. Разведочный ММ
V-5	5	песчаник	г. Рудная МС
V-5	6	медь, никель, кобальт, платиноиды	СКВ. ГОР- 26, руч. Б. Барьерный П
V-5	7	песчаник	г. Шмидта- Надежда МК
V-5	8	медь, никель, кобальт, платиноиды	СКВ. НС-2 П
V-5	9	уголь каменный	ГОРА НАДЕЖДА (Норильск-1) МС
V-5	10	гипс	МАЛОБАРЬЕРНОЕ МС
V-5	11	основные породы	гора Двугорбая МК
V-5	12	медь, никель, кобальт, платиноиды	СКВ. С-2, руч. Бол. Барьерный П
V-5	13	платина	руч. Медвежий, 4км южнее г. Норильска
V-5	14	песчаник	г. Двугорбая МС
V-5	15	медь, никель, кобальт, платиноиды	СКВ ЮЕ-3 р. Бол. Барьерный П

Индекс квадрата	Номер объекта	Полезное ископаемое	Название объекта и промышленная освоенность
V-5	16	медь, никель, кобальт, платиноиды	НОРИЛЬСК-1 МК
V-5	17	газ	СКВ. 1090, район месторождения Норильск-2 П
V-5	18	уголь каменный	гора Рудная МС
V-5	19	медь, никель, кобальт, платиноиды	ущелье Урванцева П
V-5	20	песок	оз. Долгое ММ
V-5	21	медь, никель, кобальт, платиноиды	НОРИЛЬСК II ММ
V-5	22	медь, никель, кобальт, платиноиды	СКВ. НС-6, восточный берег руч. Медвежьего П
V-5	23	уголь каменный	НОРИЛЬСК-2 МС
V-5	24	глины кирпичные(алевролит)	НОРИЛЬСК 2 МК
V-5	25	медь, никель, кобальт, платиноиды	СКВ. НС-11,12 руч. Южн. Медвежий П
V-5	26	песчаник	НОРИЛЬСК 2 МС
V-5	27	минерально- лечебные воды	р-н Норильска, СКВ. 709а П
V-5	28	медь, никель, кобальт, платиноиды	р. Нижний Ергалах П
V-5	29	нефть	СКВ. 703, верховья р. Южн. Ергалах П
V-5	30	уголь каменный	истоки р. Ергалах П
V-5	31	нефть	уч. Скалистый СКВ. 743 П
V-5	32	песчаник	руч. Звонкий МС
V-5	33	медь, никель, кобальт, платиноиды	ск. НС-2, ПЕ-61-64, р. Ергалах П
V-5	34	медь, никель, кобальт, платиноиды	СКВ ВЕ-7, руч. Каменный П
V-5	35	фосфорит	р. Гремяка П
V-5	36	песчаник	гора Черная ММ
V-5	37	бор	гора Черная ПМ
V-5	38	медь, никель, кобальт, платиноиды	ЧЕРНОГОРСКОЕ МС
V-5	39	уголь каменный	ГОРА ЧЕРНАЯ ММ
V-5	40	медь, никель, кобальт, платиноиды	МАСЛОВОСКОЕ МК
V-5	41	медь, никель, кобальт, платиноиды	СКВ – 1057, 1005 П
V-5	42	медь, никель, кобальт, платиноиды	истоки р. Южн. Ергалах ПМ
V-5	43	известняк	порог Орон, р. Рыбная ММ
V-5	44	медь, никель, кобальт, цинк, свинец	р. Рыбная П
V-5	45	подземные питьевые воды	ЕРГОЛАХСКОЕ ММ
V-5	46	уголь каменный	р. Лев. Омнутах П
V-5	47	медь, никель, кобальт, платиноиды	Е-25 руч. Пикритовый П
V-5	48	медь, никель, кобальт, платиноиды	Е-11, правый приток р. Средний Ергалах П
V-5	49	медь, никель, кобальт, платиноиды ПМ	оз. Разведочное
V-5	50	уголь каменный	истоки р. Омнутах П
V-5	51	медь, никель, кобальт, платиноиды	оз. Медвежье ПМ
V-5	52	медь, никель, кобальт, платиноиды	СКВ. ВН-5, руч. Туффиловый П
V-5	53	уголь каменный	р. Ергалах СКВ Е-22 П
V-5	54	медь, никель, кобальт, платиноиды	г. Моронго ПМ
V-5	55	графит	водораздел р. р. Могутей-Чопко П
V-5	56	медь, никель, кобальт, платиноиды	руч. Сундук ПМ
V-5	57	медь, никель, кобальт, платиноиды	оз. Чибичете ПМ
V-5	58	уголь каменный	гора Апсекап П
V-5	59	глины кирпичные(сланцы)	г. Апсекап ММ
V-5	60	медь, никель, кобальт, платиноиды	истоки р. Чопко ПМ
V-5	61	известняк	р. Чопко ММ
V-5	62	медь, никель, кобальт, платиноиды	руч. Подгорный ПМ

Индекс квадрата	Номер объекта	Полезное ископаемое	Название объекта и промышленная освоенность
V-5	63	уголь каменный	Левый приток. р.ТуколандаП
V-5	64	уголь каменный	руч.Хамырь П
V-5	65	графит	Верховья р.Тукуланда П
V-5	66	уголь каменный	исток р. Омне П
V-5	67	медь,никель,кобальт,платиноиды	руч.Начальный ПМ
V-5	68	уголь каменный	руч. Желтый П
V-5	69	медь,никель,кобальт,платиноиды	руч.Надежный ПМ
V-6	1	соли натриевые	ГЛУБОКООЗЕРС КОЕ МК
V-6	2	минерально- лечебные воды	Западный берег.оз. Глубокое П
V-6	3	соли натриевые	ГУДКИНСКОЕ МК
V-6	4	бром минерально- лечебные воды	р.Гремяка СКВ.Гр-20 П
V-6	5	медь,никель,кобальт,платиноиды	гряда Хюкта ПМ
V-6	6	песок	р.Гремяка ММ
V-6	7	уголь каменный	руч.Экекой П
V-6	8	медь,никель,кобальт,платиноиды	гр. Хюкта ИМ-21,22 П
V-6	9	уголь каменный	руч.Скалистый П
V-6	10	медь,никель,кобальт,платиноиды	Мантуровское ММ
V-6	11	гипс	МАНТУРОВСКОЕ МС
V-6	12	медь,никель,кобальт,платиноиды	ИМАНГДИНСКОЕ ММ
V-6	13	известняк	гряда Хюкта ММ
V-6	14	известняк	р.Имангды ММ
V-6	15	медь,никель,кобальт,платиноиды	Накохозское ММ
V-6	16	глины кирпичные	Накохозское МС
V-6	17	медь,никель,кобальт,платиноиды	Водораздел р.р. Накохоз-Комюстах ПМ
V-6	18	соли натриевые	МАКУСОВСКОЕ МК
V-6	19	железо	р.Комюстах П
V-6	20	железо	МАКУСОВСКОЕ ММ
V-6	21	бор	в скарнах Макусововского месторождения ПМ
V-6	22	скопление валунов	р.Макус МК
V-6	23	уголь каменный	р.Камюстах(Макус)П
V-6	24	кальцит оптический	Правый берег.р.Макус-Камюстах ПМ
V-6	25	кальцит оптический	левый берег р.Макус-Камюстах ПМ
V-6	26	кальцит оптический	Правый берег р.Кетаирбо, Ноктур ММ
V-6	27	целестин барит	р.Макус П
V-6	28	уголь каменный	ИМАНГДИНСКОЕ МК
V-6	29	медь,никель,кобальт,платиноиды	р.Макус ПМ
V-6	30	уголь каменный	МЕРГЕЛЕВСКОЕ МК
V-6	31	графит	р.Кетаирбо П
V-6	32	уголь каменный	гора Хуколдысэжит П
V-6	33	кальцит оптический	Северный берег.оз.Кета ПМ
V-6	34	соли натриевые	Северо-западный берег р.Кета П
V-6	35	железо	г.Дея П
V-6	36	уголь каменный	г. Дея П
VI-1	1	алюминий	р.Соленая, р.Б.Лайда П
VI-3	1	минерально- лечебные воды	истоки р.Убойная П
VI-3	2	песок	остров Приустьевой ММ
VI-4	1	редкие земли	4 км к северу от г.Шайтан П

Индекс квадрата	Номер объекта	Полезное ископаемое	Название объекта и промышленная освоенность
VI-4	2	медь,никель,кобальт,платиноиды	3 км к востоку от г.Шайтан ПМ
VI-4	3	медь,никель,кобальт,платиноиды	2км к востоку от г. Шайтан ПМ
VI-4	4	медь,никель,кобальт,платиноиды	2км к юго-востоку от г.Шайтан ПМ
VI-4	5	медь,никель,кобальт,цинк,свинец	3 км к юго-востоку от г.Шайтан ПМ
VI-4	6	медь,никель,кобальт,цинк,свинец	6 км к юго-востоку от г. Шайтан ПМ
VI-4	7	уголь каменный	ВЕРХНЕФОКИНСКОЕ ММ
VI-4	8	медь,никель,кобальт,платиноиды	о.Пеляжье ,СКВ.Ф-18,233,225 П
VI-4	9	медь,никель,кобальт,платиноиды	Среднефокинское, с.Ф-38,40,44 П
VI-4	10	медь,никель,кобальт,платиноиды	верх. р. Убойной ПМ
VI-4	11	уголь каменный	СКВ.Ф-32,38,40,51,53,61,65П
VI-4	12	медь,никель,кобальт,платиноиды	12 км к юго-востоку от г.Шайтан ПМ
VI-4	13	цинк	истоки р.Фокина ПМ
VI-4	14	медь,никель,кобальт,платиноиды	левый бер. р.Фокина ПМ
VI-4	15	уголь каменный	СКВ.Ф-71,74,83,89,123П
VI-4	16	медь,никель,кобальт,платиноиды	Зелен Грива, СКВ.Ф-80,123 П
VI-4	17	медь,никель,кобальт,платиноиды	истоки р. Фокина ПМ
VI-4	18	соли натриевые(рассолы)	р.Убойная
VI-4	19	медь	истоки р. Убойная ПМ
VI-4	20	медь,никель,кобальт,платиноиды	истоки р. Убойная ПМ
VI-4	21	медь,никель,кобальт,платиноиды	Правый приток р. Убойная ПМ
VI-4	22	медь,никель,кобальт,платиноиды	Северо-западный склон г.Буркан ПМ
VI-4	23	медь,никель,кобальт,цинк,свинец	истоки р.Лонтоко ПМ
VI-4	24	уголь каменный	р.Лонтоко ММ
VI-4	25	медь,никель,кобальт,платиноиды	Верховья р.Лонтоко ПМ
VI-4	26	медь,никель,кобальт,цинк,свинец	Верховья р.Лонтоко ПМ
VI-4	27	цинк	истоки р.Сиговая ПМ
VI-4	28	свинец	3 км к западу от г.Дуго ПМ
VI-4	29	цинк	руч.Скалистый ПМ
VI-4	30	медь,никель,кобальт,платиноиды	руч.Короткий, р.Турумакит ПМ
VI-4	31	медь	Правый приток р.Лонтоко о ПМ
VI-4	32	железо	южный склон г.Буркан ПМ
VI-4	33	свинец	руч.Короткий, р.Турумакит ПМ
VI-4	34	цинк	руч.Скалистый ПМ
VI-4	35	медь,никель,кобальт,платиноиды	Г.Буркан Ф-169,158 П
VI-4	36	уголь каменный	руч. Длинный, р. Турумакит П
VI-4	37	медь,никель,кобальт,платиноиды	верх. руч.Длинный, р.Турумакит ПМ
VI-4	38	уголь каменный	руч. Прямой,р.Турумакит П
VI-4	39	медь,никель,кобальт,платиноиды	Г.Буркан,СКВ.Ф-164 П
VI-4	40	медь,никель,кобальт,платиноиды	руч.Прямой, р.Турумакит ПМ
VI-4	41	медь,никель,кобальт,платиноиды	руч.Длинный, р.Турумакит ПМ
VI-4	42	медь,никель,кобальт,платиноиды	истоки р.Турумакит ПМ
VI-4	43	медь,никель,кобальт,платиноиды	Правый берег руч.Песчаниковый ПМ
VI-4	44	уголь каменный	Верхне-Сиговское, р.Сиговая (Хантайское вдхр.) П

Индекс квадрата	Номер объекта	Полезное ископаемое	Название объекта и промышленная освоенность
VI-4	45	уголь каменный	руч. Медведицы, р.Турумакит П
VI-4	46	медь,никель,кобальт,платиноиды	руч.Медведицы, р.Турумакит ПМ
VI-4	47	медь,никель,кобальт,платиноиды	руч.Длинный, р.Турумакит ПМ
VI-4	48	уголь каменный	руч. Граптолитовый, р.Турумакит П
VI-4	49	железо	Верховья р.Сиговая,(Хантайское вдхр.) ПМ
VI-4	50	уголь каменный	Сиговское, (Хантайское вдхр.) П
VI-4	51	уголь каменный	р. Сиговая (Хантайское вдхр.) П
VI-4	52	медь,никель,кобальт,платиноиды	исток руч.Хариусный, р. Сиговая ПМ
VI-4	53	графит	руч.Хариусный, р.Сиговая (Хантайское вдхр.) П
VI-4	54	медь,никель,кобальт,платиноиды	восточный берег руч.Хариусный, р.Сиговая (Хантайское вдхр.) ПМ
VI-4	55	уголь каменный	Левый приток р. Сиговой, (Хантайское вдхр.) П
VI-4	56	медь,никель,кобальт,платиноиды	Левый приток р.Сиговой, (Хантайское вдхр.) ПМ
VI-4	57	железо	Верховья р.Раздельный, р Сиговая (Хантайское вдхр.) ПМ
VI-4	58	цинк	р.Сиговая, (Хантайское вдхр.) ПМ
VI-4	59	основные породы	Северо-западный берег Хантайского вдхр.,оз.Черное ММ
VI-4	60	основные породы	Правый приток р.Енисей р.Галевка,Лесное ММ
VI-4	61	песок-гравий	Западный берег Хантайского вдхр.ММ
VI-4	62	основные породы	Западный берег Хантайского вдхр Сиговое ММ
VI-4	63	основные породы	Правый приток р.Хантайка Малинник ММ
VI-4	64	песок	р.Хантайка ММ
VI-4	65	цинк	Правый приток р.Хантайка р.Хантайка ПМ
VI-4	66	основные породы	р.Хантайка, нижнее течение ММ
VI-4	67	песок	р.Хантайка, нижнее течение ММ
VI-4	68	песок-гравий	р.Хантайка, нижнее течение ММ
VI-4	69	медь,никель,кобальт,платиноиды	Большой Хантайский порог ПМ
VI-4	70	песок	нижнее течение р.Хантайка, левый берег, ММ
VI-4	71	медь	г.Ледниковая, левый берег р.Хантайка ПМ
VI-5	1	уголь каменный	ТАИТИ МС, бассейн р.Тукуланда
VI-5	2	уголь каменный	ШАЙТАН МС, бассейн р.Тукуланда
VI-5	3	уголь каменный	руч. Графитовый, бассейн р.Тукуланда П
VI-6	1	медь,никель,кобальт,цинк,свинец	южный берег оз.Кета . р.Дапту П
VI-6	2	медь,никель,кобальт,цинк,свинец	южный берег оз.Кета р.Дапту П
VI-6	3	медь,никель,кобальт,цинк,свинец	южный берег оз.Кета р.Дапту П

Индекс квадрата	Номер объекта	Полезное ископаемое	Название объекта и промышленная освоенность
VI-6	4	уголь каменный	сопка Абсона, южный берег оз.Кета, П
VI-6	5	медь,никель,кобальт,цинк,свинец	Среднее течение р.Чопко ПМ
VI-6	6	глины кирпичные	западный берег оз.Хантайское ММ
VI-6	7	песок-гравий	Западный берег оз.Хантайского ММ
VI-6	8	песок-гравий	Западный берег оз.Хантайского ММ
VI-6	9	медь,никель,кобальт,платиноиды	Фактория Нарьгда,оз.Хантайское, П
VI-6	10	уголь каменный	руч.Ржавый, южный берег оз.Хантайское П
VI-6	11	медь,никель,кобальт,цинк,свинец	руч.Ржавый, южный берег оз.Хантайское ПМ
VI-6	12	медь,никель,кобальт,цинк,свинец	руч.Пирротиновый, южный берег оз.Хантайское П
VI-6	13	цинк	руч.Ржавый, южный берег оз.Хантайское ПМ
VI-6	14	глины кирпичные	р.Моген, юго-западнее оз.Хантайского ММ
VI-6	15	уголь каменный	Верховья р.р.Моген и Кая, юго-западнее оз.Хантайского П
VI-6	16	уголь каменный	верховья р.Кая, юго-западнее оз.Хантайского П
VI-6	17	уголь каменный	верховья р.Моген, юго-западнее оз.Хантайского П
VI-6	18	глины кирпичные	оз.Хантайское ММ
VI-6	19	кальцит оптический	р.Моген, юго-западнее оз.Хантайского ПМ
VI-6	20	уголь каменный	бассейн р. Моген, выс.540 П
VI-6	21	кальцит оптический	р.Моген, юго-западнее оз.Хантайского ПМ
VI-6	22	железо	р.Галель, ПМ
VI-6	23	медь,никель,кобальт,платиноиды	Верховья р.Галель, правого притока р.Кулюмбе СКВ.С-4,5,7 П
VI-6	24	кальцит оптический	р.Галель, правый приток р.Кулюмбе П
VI-6	25	железо	р.Галель, правый приток р.Кулюмбе, ПМ
VI-6	26	медь,никель,кобальт,платиноиды	Левый приток р.Галель П
VI-6	27	минерально- лечебные воды	Бассейн р.Кулюмбе, П
VI-6	28	уголь каменный	р.Галель, правый приток р.Кулюмбе П
VI-6	29	медь,никель,кобальт,платиноиды-	СКВ.УТ-11, Нижнеорктинское, р.Кулюмбе П
VI-6	30	медь,никель,кобальт,платиноиды	СКВ. УТ-6 Силурийское, р.Кулюмбе П
VI-6	31	медь	р.Кулюмбе П
VI-6	32	медь,никель,кобальт,платиноиды	СКВ. УТ-10, Нижнеорктинское, р.Кулюмбе П
VI-6	33	уголь каменный	верховья правого притока р.Кулюмбе П

Индекс квадрата	Номер объекта	Полезное ископаемое	Название объекта и промышленная освоенность
VI-6	34	медь, никель, кобальт, платиноиды	СКВ. УТ-7, Габбровая, р. Кулюмбе II
VI-6	35	медь, никель, кобальт, цинк, свинец	р. Хариузная, приток р. Кулюмбе II
VI-6	36	медь, никель, кобальт, платиноиды	ск. УТ-4, Силурийское, р. Кулюмбе II

**Указатель ореолов рассеяния полезных ископаемых и геофизических аномалий к карте
полезных ископаемых**

Индекс квадрата	Номер объекта	Характер объекта
I-1	1	аномалия сейсмическая
I-1	2	аномалия сейсмическая
I-2	1	аномалия сейсмическая
I-2	2	аномалия гравиметрическая
I-3	1	аномалия магнитная
I-3	2	аномалия гравиметрическая
I-4	1	аномалия сейсмическая
I-5	1	аномалия гравиметрическая
I-5	2	аномалия магнитная
I-5	3	аномалия сейсмическая
I-5	4	аномалия сейсмическая
I-6	1	аномалия сейсмическая
I-6	2	аномалия сейсмическая
I-6	3	аномалия сейсмическая
II-1	1	аномалия магнитная
II-1	2	аномалия гравиметрическая
II-1	3	аномалия сейсмическая
II-1	4	аномалия сейсмическая
II-1	5	аномалия сейсмическая
II-1	6	аномалия сейсмическая
II-2	1	аномалия сейсмическая
II-3	1	аномалия сейсмическая
II-3	2	аномалия сейсмическая
II-4	1	аномалия сейсмическая
II-4	2	аномалия сейсмическая
II-4	3	аномалия сейсмическая
II-5	1	аномалия сейсмическая
II-6	1	аномалия гравиметрическая
II-6	2	аномалия сейсмическая
II-6	3	аномалия магнитная
II-6	4	аномалия гравиметрическая
III-1	1	аномалия сейсмическая
III-2	1	аномалия сейсмическая
III-3	1	аномалия магнитная
III-3	2	аномалия гравиметрическая
III-3	3	аномалия сейсмическая
III-4	1	шлиховой ореол площадной
III-4	2	аномалия сейсмическая
III-4	3	аномалия сейсмическая
III-4	4	аномалия сейсмическая
III-5	1	литохимический ореол площадной
III-5	2	литохимический ореол площадной
III-5	3	литохимический ореол площадной
III-5	4	литохимический ореол площадной
III-5	5	аномалия сейсмическая
III-5	6	литохимический ореол площадной

Индекс квад- рата	Номер объ- екта	Характер объекта
III-5	7	литохимический ореол точечный
III-5	8	литохимический ореол площадной
III-5	9	литохимический ореол точечный
III-5	10	литохимический ореол площадной
III-6	1	литохимический ореол площадной
III-6	2	литохимический ореол площадной
III-6	3	литохимический ореол площадной
III-6	4	литохимический ореол площадной
III-6	5	аномалия гравиметрическая
III-6	6	аномалия сейсмическая
III-6	7	литохимический ореол точечный
III-6	8	шлиховой ореол точечный
III-6	9	литохимический ореол площадной
III-6	10	аномалия магнитная
III-6	11	литохимический ореол площадной
III-6	12	литохимический ореол площадной
III-6	13	литохимический ореол площадной
III-6	14	литохимический ореол точечный
III-6	15	литохимический ореол точечный
III-6	16	литохимический ореол площадной
III-6	17	литохимический ореол площадной
III-6	18	литохимический ореол точечный
III-6	19	литохимический ореол площадной
III-6	20	литохимический ореол точечный
III-6	21	литохимический ореол точечный
III-6	22	литохимический ореол площадной
III-6	23	литохимический ореол точечный
III-6	24	литохимический ореол площадной
III-6	25	литохимический ореол точечный
III-6	26	литохимический ореол площадной
III-6	27	литохимический ореол площадной
III-6	28	литохимический ореол точечный
III-6	29	литохимический ореол точечный
III-6	30	литохимический ореол точечный
III-6	31	литохимический ореол точечный
III-6	31	литохимический ореол точечный
III-6	32	литохимический ореол точечный
III-6	33	литохимический ореол точечный
III-6	34	литохимический ореол точечный
III-6	35	литохимический ореол точечный
III-6	36	шлиховой ореол точечный
III-6	37	литохимический ореол площадной
III-6	38	литохимический ореол точечный
IV-1	1	аномалия гравиметрическая
IV-1	2	аномалия сейсмическая
IV-2	1	аномалия сейсмическая
IV-2	2	аномалия сейсмическая
IV-2	3	аномалия сейсмическая
IV-2	4	аномалия сейсмическая
IV-3	1	шлиховой ореол площадной
IV-3	2	шлиховой ореол площадной
IV-3	3	шлиховой ореол точечный

Индекс квадрата	Номер объекта	Характер объекта
IV-3	4	шлиховой ореол точечный
IV-3	5	аномалия магнитная
IV-4	1	литохимический ореол точечный
IV-4	2	литохимический ореол площадной
IV-4	3	литохимический ореол точечный
IV-4	4	литохимический ореол точечный
IV-4	5	шлиховой ореол точечный
IV-4	6	аномалия сейсмическая
IV-4	7	литохимический ореол площадной
IV-4	8	аномалия комплексная
IV-4	9	шлиховой ореол точечный
IV-4	10	аномалия гравиметрическая
IV-4	11	аномалия магнитная
IV-4	12	шлиховой ореол точечный
IV-4	13	шлиховой ореол точечный
IV-4	14	литохимический ореол точечный
IV-4	15	аномалия сейсмическая
IV-4	16	аномалия комплексная
IV-4	17	аномалия комплексная
IV-4	18	аномалия комплексная
IV-4	19	шлиховой ореол точечный
IV-5	1	шлиховой ореол точечный
IV-5	2	шлиховой ореол точечный
IV-5	3	шлиховой ореол площадной
IV-5	4	литохимический ореол площадной
IV-5	5	аномалия магнитная
IV-5	6	шлиховой ореол точечный
IV-5	7	шлиховой ореол площадной
IV-5	8	литохимический ореол площадной
IV-5	9	литохимический ореол точечный
IV-5	10	литохимический ореол площадной
IV-5	11	шлиховой ореол точечный
IV-5	12	литохимический ореол площадной
IV-5	13	аномалия комплексная
IV-5	14	шлиховой ореол точечный
IV-5	15	аномалия комплексная
IV-5	16	шлиховой ореол точечный
IV-5	17	литохимический ореол площадной
IV-5	18	шлиховой ореол точечный
IV-5	19	литохимический ореол площадной
IV-5	20	литохимический ореол площадной
IV-5	21	литохимический ореол площадной
IV-5	22	литохимический ореол площадной
IV-5	23	аномалия комплексная
IV-5	24	литохимический ореол точечный
IV-5	25	литохимический ореол площадной
IV-5	26	аномалия комплексная
IV-5	27	аномалия магнитная
IV-5	28	шлиховой ореол площадной
IV-5	29	литохимический ореол площадной
IV-5	30	аномалия комплексная
IV-5	31	литохимический ореол площадной

Индекс квадрата	Номер объекта	Характер объекта
IV-5	32	аномалия комплексная
IV-5	33	шлиховой ореол точечный
IV-5	34	аномалия комплексная
IV-5	35	литохимический ореол точечный
IV-5	36	аномалия комплексная
IV-5	37	литохимический ореол точечный
IV-6	1	шлиховой ореол площадной
IV-6	2	литохимический ореол площадной
IV-6	3	литохимический ореол точечный
IV-6	4	литохимический ореол точечный
IV-6	5	литохимический ореол площадной
IV-6	6	шлиховой ореол точечный
IV-6	7	шлиховой ореол площадной
IV-6	8	шлиховой ореол точечный
IV-6	9	литохимический ореол площадной
IV-6	10	шлиховой ореол площадной
IV-6	11	литохимический ореол площадной
IV-6	12	аномалия сейсмическая
IV-6	13	аномалия комплексная
IV-6	14	литохимический ореол точечный
IV-6	15	литохимический ореол точечный
IV-6	16	аномалия комплексная
IV-6	16	литохимический ореол точечный
IV-6	17	литохимический ореол точечный
IV-6	18	литохимический ореол точечный
IV-6	19	шлиховой ореол точечный
IV-6	20	аномалия комплексная
IV-6	21	литохимический ореол точечный
IV-6	22	литохимический ореол точечный
IV-6	23	аномалия сейсмическая
IV-6	24	аномалия магнитная
IV-6	25	литохимический ореол точечный
IV-6	26	шлиховой ореол площадной
IV-6	27	аномалия комплексная
IV-6	28	аномалия сейсмическая
IV-6	29	шлиховой ореол точечный
IV-6	30	литохимический ореол точечный
IV-6	31	литохимический ореол точечный
IV-6	32	шлиховой ореол точечный
IV-6	33	шлиховой ореол точечный
IV-6	34	литохимический ореол точечный
V-1	1	аномалия сейсмическая
V-1	2	аномалия сейсмическая
V-1	3	аномалия сейсмическая
V-1	4	аномалия сейсмическая
V-1	5	шлиховой ореол площадной
V-1	6	аномалия сейсмическая
V-1	7	аномалия магнитная
V-1	8	аномалия гравиметрическая
V-1	9	шлиховой ореол площадной
V-2	1	шлиховой ореол площадной
V-2	2	шлиховой ореол площадной

Индекс квадрата	Номер объекта	Характер объекта
V-2	3	аномалия сейсмическая
V-3	1	шлиховой ореол площадной
V-3	2	шлиховой ореол площадной
V-3	3	шлиховой ореол точечный
V-3	4	шлиховой ореол площадной
V-3	5	шлиховой ореол точечный
V-3	6	шлиховой ореол точечный
V-3	7	шлиховой ореол точечный
V-3	8	шлиховой ореол точечный
V-3	9	шлиховой ореол точечный
V-3	10	шлиховой ореол точечный
V-3	11	аномалия гравиметрическая
V-3	12	шлиховой ореол площадной
V-4	1	шлиховой ореол площадной
V-4	2	аномалия комплексная
V-4	3	аномалия комплексная
V-4	4	аномалия магнитная
V-4	5	литохимический ореол точечный
V-4	6	литохимический ореол точечный
V-4	7	литохимический ореол точечный
V-4	8	литохимический ореол точечный
V-4	9	шлиховой ореол площадной
V-4	10	литохимический ореол площадной
V-4	11	шлиховой ореол площадной
V-4	12	литохимический ореол точечный
V-4	13	шлиховой ореол площадной
V-4	14	литохимический ореол точечный
V-4	15	литохимический ореол точечный
V-4	16	шлиховой ореол точечный
V-4	17	литохимический ореол точечный
V-4	18	литохимический ореол точечный
V-4	19	литохимический ореол точечный
V-4	20	литохимический ореол точечный
V-4	21	литохимический ореол точечный
V-4	22	шлиховой ореол точечный
V-4	23	литохимический ореол точечный
V-4	24	литохимический ореол точечный
V-4	25	литохимический ореол площадной
V-4	26	литохимический ореол точечный
V-4	27	литохимический ореол площадной
V-4	28	литохимический ореол точечный
V-4	29	литохимический ореол площадной
V-4	30	литохимический ореол точечный
V-4	31	литохимический ореол точечный
V-4	32	литохимический ореол точечный
V-5	1	литохимический ореол точечный
V-5	2	литохимический ореол точечный
V-5	3	шлиховой ореол точечный
V-5	4	аномалия комплексная
V-5	5	аномалия комплексная
V-5	6	шлиховой ореол точечный
V-5	7	шлиховой ореол точечный

Индекс квадрата	Номер объекта	Характер объекта
V-5	8	литохимический ореол точечный
V-5	9	литохимический ореол точечный
V-5	10	шлиховой ореол площадной
V-5	11	литохимический ореол площадной
V-5	12	литохимический ореол точечный
V-5	13	литохимический ореол точечный
V-5	14	литохимический ореол точечный
V-5	15	литохимический ореол точечный
V-5	16	литохимический ореол точечный
V-5	17	литохимический ореол точечный
V-5	18	шлиховой ореол точечный
V-5	19	литохимический ореол точечный
V-5	20	аномалия магнитная
V-5	21	литохимический ореол точечный
V-5	22	аномалия магнитная
V-5	23	литохимический ореол точечный
V-5	24	шлиховой ореол точечный
V-5	25	литохимический ореол точечный
V-5	26	литохимический ореол точечный
V-5	27	шлиховой ореол точечный
V-5	28	литохимический ореол точечный
V-5	29	литохимический ореол площадной
V-5	30	литохимический ореол точечный
V-5	31	литохимический ореол площадной
V-5	32	аномалия магнитная
V-5	33	литохимический ореол точечный
V-5	34	литохимический ореол площадной
V-5	35	литохимический ореол точечный
V-5	36	литохимический ореол точечный
V-6	1	литохимический ореол площадной
V-6	2	литохимический ореол точечный
V-6	3	литохимический ореол точечный
V-6	4	литохимический ореол точечный
V-6	5	шлиховой ореол площадной
V-6	6	литохимический ореол точечный
V-6	7	литохимический ореол точечный
V-6	8	литохимический ореол точечный
V-6	9	литохимический ореол площадной
V-6	10	литохимический ореол точечный
V-6	11	шлиховой ореол площадной
V-6	12	шлиховой ореол точечный
V-6	13	литохимический ореол точечный
V-6	14	литохимический ореол площадной
V-6	15	литохимический ореол точечный
V-6	16	шлиховой ореол точечный
V-6	17	литохимический ореол точечный
V-6	18	литохимический ореол точечный
V-6	19	литохимический ореол точечный
V-6	20	литохимический ореол площадной
V-6	21	литохимический ореол площадной
V-6	22	литохимический ореол площадной
V-6	23	шлиховой ореол точечный

Индекс квадрата	Номер объекта	Характер объекта
V-6	24	литохимический ореол точечный
V-6	25	литохимический ореол площадной
V-6	26	шлиховой ореол точечный
V-6	27	литохимический ореол точечный
V-6	28	литохимический ореол точечный
V-6	29	литохимический ореол площадной
V-6	30	литохимический ореол площадной
V-6	31	литохимический ореол точечный
V-6	32	литохимический ореол точечный
VI-1	1	аномалия магнитная
VI-1	2	шлиховой ореол площадной
VI-1	3	аномалия гравиметрическая
VI-2	1	аномалия гравиметрическая
VI-3	1	аномалия гравиметрическая
VI-3	2	шлиховой ореол площадной
VI-3	3	аномалия гравиметрическая
VI-3	4	шлиховой ореол точечный
VI-3	5	шлиховой ореол площадной
VI-3	6	шлиховой ореол площадной
VI-3	7	шлиховой ореол площадной
VI-3	8	шлиховой ореол точечный
VI-3	9	шлиховой ореол площадной
VI-3	10	шлиховой ореол площадной
VI-3	11	шлиховой ореол точечный
VI-3	12	шлиховой ореол точечный
VI-3	13	литохимический ореол точечный
VI-4	1	шлиховой ореол точечный
VI-4	2	литохимический ореол точечный
VI-4	3	литохимический ореол точечный
VI-4	4	аномалия магнитная
VI-4	5	литохимический ореол точечный
VI-4	6	литохимический ореол площадной
VI-4	7	литохимический ореол точечный
VI-4	8	литохимический ореол точечный
VI-4	8	литохимический ореол площадной
VI-4	9	литохимический ореол площадной
VI-4	10	литохимический ореол точечный
VI-4	11	литохимический ореол площадной
VI-4	12	литохимический ореол точечный
VI-4	13	шлиховой ореол точечный
VI-4	14	шлиховой ореол точечный
VI-4	15	литохимический ореол точечный
VI-4	16	литохимический ореол площадной
VI-4	17	литохимический ореол точечный
VI-4	18	шлиховой ореол точечный
VI-4	19	шлиховой ореол точечный
VI-4	20	литохимический ореол точечный
VI-4	21	шлиховой ореол площадной
VI-4	22	литохимический ореол точечный
VI-4	23	шлиховой ореол точечный
VI-4	24	литохимический ореол точечный
VI-4	25	литохимический ореол точечный

Индекс квад- рата	Номер объ- екта	Характер объекта
VI-4	26	литохимический ореол точечный
VI-4	27	шлиховой ореол площадной
VI-4	28	литохимический ореол точечный
VI-4	29	литохимический ореол площадной
VI-4	30	литохимический ореол точечный
VI-4	31	литохимический ореол точечный
VI-4	32	шлиховой ореол точечный
VI-4	33	литохимический ореол точечный
VI-4	34	шлиховой ореол площадной
VI-4	35	шлиховой ореол площадной
VI-4	36	литохимический ореол площадной
VI-4	37	литохимический ореол точечный
VI-4	38	литохимический ореол точечный
VI-4	39	литохимический ореол точечный
VI-5	1	литохимический ореол площадной
VI-5	2	литохимический ореол площадной
VI-5	3	литохимический ореол площадной
VI-5	4	литохимический ореол точечный
VI-5	5	литохимический ореол точечный
VI-5	6	литохимический ореол площадной
VI-5	7	литохимический ореол точечный
VI-5	8	литохимический ореол площадной
VI-5	9	литохимический ореол площадной
VI-5	10	литохимический ореол площадной
VI-5	11	шлиховой ореол площадной
VI-5	12	литохимический ореол точечный
VI-5	13	литохимический ореол точечный
VI-5	14	литохимический ореол площадной
VI-5	15	литохимический ореол точечный
VI-5	16	шлиховой ореол точечный
VI-5	17	литохимический ореол точечный
VI-5	18	литохимический ореол точечный
VI-5	19	литохимический ореол площадной
VI-5	20	литохимический ореол точечный
VI-5	21	литохимический ореол точечный
VI-5	22	литохимический ореол площадной
VI-5	23	литохимический ореол точечный
VI-5	24	литохимический ореол площадной
VI-5	25	литохимический ореол точечный
VI-5	26	литохимический ореол площадной
VI-5	27	литохимический ореол точечный
VI-5	28	литохимический ореол площадной
VI-5	29	литохимический ореол площадной
VI-5	30	литохимический ореол точечный
VI-5	31	литохимический ореол площадной
VI-5	32	литохимический ореол точечный
VI-5	33	литохимический ореол точечный
VI-5	34	литохимический ореол площадной
VI-5	35	литохимический ореол площадной
VI-5	36	литохимический ореол точечный
VI-5	37	литохимический ореол площадной
VI-5	38	литохимический ореол точечный

Индекс квадрата	Номер объекта	Характер объекта
VI-5	39	литохимический ореол площадной
VI-6	1	шлиховой ореол точечный
VI-6	2	литохимический ореол точечный
VI-6	3	шлиховой ореол точечный
VI-6	4	литохимический ореол площадной
VI-6	5	литохимический ореол точечный
VI-6	6	шлиховой ореол площадной
VI-6	7	литохимический ореол площадной
VI-6	8	литохимический ореол площадной
VI-6	9	литохимический ореол площадной
VI-6	10	аномалия магнитная
VI-6	11	шлиховой ореол площадной
VI-6	12	шлиховой ореол площадной
VI-6	13	шлиховой ореол площадной
VI-6	14	шлиховой ореол точечный
VI-6	15	литохимический ореол точечный
VI-6	16	литохимический ореол площадной
VI-6	17	литохимический ореол площадной
VI-6	18	шлиховой ореол точечный
VI-6	19	литохимический ореол площадной
VI-6	20	литохимический ореол точечный
VI-6	21	литохимический ореол точечный
VI-6	22	литохимический ореол точечный
VI-6	23	литохимический ореол точечный
VI-6	24	шлиховой ореол точечный
VI-6	25	литохимический ореол площадной
VI-6	26	литохимический ореол площадной
VI-6	27	литохимический ореол точечный
VI-6	28	литохимический ореол точечный
VI-6	29	литохимический ореол точечный
VI-6	30	литохимический ореол точечный
VI-6	31	шлиховой ореол точечный

Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минералогических подразделений

N п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь S, км ²	Запасы категории (А, В и С)					Прогнозные ресурсы Р			Минералогический удельный продуктивность (Запасность) (S)	
				А	В	С 1	С 2	S A+B +C	P1	P2	P3		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	11	12	13	14	15
1	Норильско-Талнахская УРЗ (7.2Ni,Cu,Pt,/T1)	Медь, тыс.т	1302					32476,6	850	1200			26,5
		Никель, тыс.т							500	850			
		Платиноиды, т						12260					9,41
2	Южно-Норильская ПРЗ (7.6Ni,Cu,Pt,/T1)	Медь, тыс.т	1607							1200			0,75
		Никель, тыс.т								950			0,59
3	Таловская прогнозная площадь	Никель, тыс.т	1250								750		
4	Куломбинская прогнозная площадь	Никель, тыс.т	305								180		
5	Норильский каменноугольный район	Уголь каменный	12584					595,4					47,3

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых.

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Количество прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
1	2	3	4	5
Цветные металлы:	Никель	2	P ₃	930 тыс.т
	Никель	2	P ₂	1800 тыс.т
	Никель	1	P ₁	500 тыс.т
	Медь	2	P ₂	2400 тыс.т
	Медь	1	P ₁	850 тыс.т

Прогнозируемые объекты полезных ископаемых и их прогнозные ресурсы, впервые выявленные в ходе составления листа Госгеолкарты R-45

N п/п	Вид минерального сырья, индекс и наименование объекта	Оценка ресурсов по категории Р ₃		Баланс ресурсов по результатам работ (+,-)	Рекомендуемые для лицензирования объекты и рекомендации по дальнейшим работам
		На начало работ	По результатам работ		
1	2	3	4	5	6
1	Никель, Таловская прогнозная площадь	0	750 тыс.т	+750 тыс.т	Комплекс геофизических методов (магнито- и гравиразведка, электро-разведка) ГСР-50
2	Никель, Кулюмбинская прогнозная площадь	0	180 тыс.т	+180 тыс.т	

**Оценка локализованных ресурсов ДЛ
для выявленных перспективных объектов на нефть и газ**

№	Название объекта	Скм ²	ДЛ	Источник
1	Средне-Вологодчанское	191,7	7,7	ФГУП «ВСЕГЕИ», 2013г, Ларичев А.И., Чеканов В.И.
2	Приламское	238,4	3,6	
3	Пясинское	180,0	7,2	
4	Арылахское	158,8	4,0	
5	Микчангдинское(2)	149,0	3,0	
6	Микчангдинское(1)	88,8	2,2	
7	В1	22,2	0,6	ФГУП «ВСЕГЕИ», 2014г, Ларичев А.И., Чеканов В.И.
8	В2	113,0	6,2	
9	В3	26,7	1,1	
10	В4	77,2	5,4	
11	В5	10,3	0,4	ФГУП «ВСЕГЕИ», 2015г, Ларичев А.И., Чеканов В.И.
12	В6	16,5	0,7	
13	В7	255,8	19,2	
14	В8	120,4	9,0	
15	В9	26,5	2,0	
16	В10	233,7	17,5	
17	В11	23,0	0,9	
18	В12	46,2	1,2	
19	В13	4,1	0,2	
20	В14	14,0	0,6	
21	В15	14,5	0,4	НПЦ "Геостра", 2012г., Намеченные
22	Г1	15,1	1,1	
23	Г2	39,6	3,0	
24	Г3	35,1	2,6	
25	Г4	16,2	1,2	
26	Г5	59,0	4,4	
27	Г6	29,7	3,0	
28	Г7	14,2	1,1	
29	Г8	23,5	1,8	НПЦ "Геостра", 2012г., Подтверждённые
30	Малохетский	117,3	8,8	
31	Малопайяхский	19,8	1,5	СНИИГГиМС, 2009г, А.В. Исаев
32	Безымянный	78,8	2,0	
33	Ярояхский	21,2	0,8	
34	Дюрисинский	122,9	3,1	
35	Казах-Яхский	150,3	11,3	
36	Дюрюсинская	196,8	4,9	Структуры с оценкой запасов СЗ
37	Кубинская	209,1	8,4	
38	Муксунихинская	17,6	2,6	

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ. Падерин П.Г.	
1. СТРАТИГРАФИЯ. Падерин П.Г., Деменюк А.Ф., Назаров Д.В.	
2. ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ. Падерин П.Г., Ладыгина М.Ю.	
3. ТЕКТОНИКА. Падерин П.Г.	
4. ГЕОМОРФОЛОГИЯ. Назаров Д.В.	
5. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ. Падерин П.Г., Назаров Д.В.	
6. ГИДРОГЕОЛОГИЯ. Петров В.В.	
7. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ. Деменюк А.Ф., Чеканов В.И.	
8. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ. Деменюк А.Ф., Чеканов В.И., Смелова Л.В.	
9. ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА. Сергеева А.А.	
ЗАКЛЮЧЕНИЕ. Падерин П.Г.	
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	
ПРИЛОЖЕНИЕ 1. Падерин П.Г.	
ПРИЛОЖЕНИЕ 2. Падерин П.Г.	
ПРИЛОЖЕНИЕ 3. Деменюк А.Ф.	
ПРИЛОЖЕНИЕ 4. Деменюк А.Ф.	
ПРИЛОЖЕНИЕ 5. Деменюк А.Ф.	
ПРИЛОЖЕНИЕ 6. Деменюк А.Ф.	
ПРИЛОЖЕНИЕ 7. Деменюк А.Ф.	
ПРИЛОЖЕНИЕ 8. Чеканов В.И.	